

Skredkartlegging og
 ^{10}Be -eksponeringsdatering av fjellskred i
Bondhusdalen, Kvinnherad kommune

Masteroppgave i geovitenskap



Mari Ingeborg Hope Nesse

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2022

Sammendrag

I Norge er skred den naturfaren som tar flest menneskeliv. Skred er en landskapsendrende prosess, med hurtige massebevegelser av bergartsfragmenter, løsmasser, vann og snø. Ulike skredprosesser avsetter landformer og sedimenter med særegen geomorfologi og sedimentære egenskaper. Kunnskap om disse kan brukes til å forstå hvilke skredprosesser som forekommer i området og hvordan skredaktiviteten har variert over tid. Kunnskap om skredprosessers løsnemekanisme, bevegelsesdynamikk og utløpslengde er viktig for å kunne innføre riktige sikringstiltak.

I denne masteroppgaven er det gjennomført skredkartlegging i Bondhusdalen i Kvinnherad kommune for å redegjøre for ulike skredprosessers landskapsendrende effekt. Tolkning av skredavsetningene er basert på feltarbeid, studier av flyfoto og terrengmodeller produsert i ArcGIS Pro. Resultatene er presentert i to kartprodukter: et tradisjonelt kvartærgeologisk kart og et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger. Seks blokkflater fra fjellskredavsetningen Vassura er analysert for ^{10}Be -eksponeringsdatering, og volumberegning av fjellskredavsetningen og tilhørende skredsår er beregnet. Dateringen av Vassura er med på å øke forståelsen av landskapsutviklingen i Bondhusdalen, og kan gi bedre forståelse om løsnemekanismen for fjellskred.

Avsetninger fra skredtypene fjellskred, steinskred, steinsprang, flomskred og snøskred har blitt kartlagt i Bondhusdalen, og har vært avgjørende for landskapsutviklingen gjennom holocen. Alle de kartlagte skredtypene er aktive i dag, med unntak av fjellskred. Basert på kartproduktene er det presentert et forslag til landskapsutviklingen av Bondhusdalen gjennom holocen. Fjellskredet Vassura har en beregnet ^{10}Be -alder på 6820 ± 655 år, og det er konkludert med at utløsningsmekanismen for fjellskredhendelsen var jordskjelvaktivitet. Volumet for Vassura ble beregnet til å være 1,7 millioner m^3 . Dette samsvarer godt med H/L-forholdet og volum til andre norske fjellskred.

Abstract

In Norway avalanches are the natural hazard that takes the most human lives. Avalanches have distinctive effects on landscape, with rapid mass movements of rock fragments, debris, water, and snow. Each of the avalanche processes deposits landforms and sediments with distinctive geomorphology and sedimentary properties. Knowledge of these can be used to understand which avalanche processes occur in the area and how avalanche activity has varied over time. Extensive knowledge of avalanche triggering mechanisms, dynamics and potential runout length is important to be able to implement the correct safety measures.

In this master's thesis, mapping of avalanches has been conducted in Bondhusdalen in Kvinnherad municipality, to account for the effect of various avalanche processes on the landscape. The interpretation of avalanche deposits is based on fieldwork, studies of aerial photographs and terrain models produced in ArcGIS Pro. The results are presented in two maps: a traditional Quaternary geological map and a high-resolution Quaternary geological map with focus on mass movement processes. Six samples from boulders in the rock avalanche deposit Vassura were analyzed for cosmogenic ^{10}Be -exposuredating, and a calculation of the volume has also been made for the rock avalanche deposit and associated scarp. The dating of Vassura helps to increase the understanding of landscape in Bondhusdalen and can contribute to a better understanding of the triggering mechanisms of rock avalanches.

Deposits of rock avalanches, rockslides, rockfalls, debris flows, and snow avalanches have been identified in Bondhusdalen, and have been crucial for the landscape development through the Holocene. All the mapped avalanches are active today, with exception of rock avalanche. Proposals for the landscape development of Bondhusdalen through the Holocene have been presented based on the maps. The Vassura rock avalanche deposit reached a ^{10}Be -age of 6820 ± 655 BP, where the triggering mechanism is interpreted as earthquake. The volume of Vassura have been estimated to be approximately 1,7 million m^3 . This corresponds well with the H/L-ratio and volume of other Norwegian rock avalanches.

Forord

Først og fremst vil jeg takke min hovedveileder professor Jostein Bakke og medveiledere professor Henriette Linge og stipendiat Johannes Hardeng ved Institutt for geovitenskap. Takk for veiledning, gode tilbakemeldinger og feltassistanse ved innsamling av prøver til datering i mai 2021. Takk til Henriette for hjelp med arbeidet rundt eksponeringsdatering og arrangering av felles veiledningstimer. Spesielt takk til Johannes for mange gode faglige diskusjoner, hjelp med ArcGIS Pro, feltassistanse og lån av hus under feltarbeidet i oktober. Jeg setter stor pris på at du alltid var tilgjengelig, ga raske svar og tilbakemeldinger. Jeg vil også takke Lars Evje, overingeniør ved Institutt for geovitenskap, for kjekke og lærerike dager på lab juni 2021, og for at du tok deg av prøvene mine mens jeg var på Svalbard.

Takk til mamma og pappa for korrekturlesing, lån av bil til felt og selskap en dag i felt i mars 2022. Takk til tante Christine for korrekturlesing. Takk til Joakim for å ha vært feltassistent og sjåfør under feltarbeidet i juni 2021. Jeg vil takke alle mine medstudenter for fem fine år på studiet. Takk til Astrid, Solveig og Wouter for nødvendige distraksjoner, mange kaffepauser og for å ha holdt ut med meg på lesesalen.

Bergen, mai 2022

Mari Ingeborg Hope Nesse

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	I
Abstract	II
Forord	III
1. Introduksjon	1
2. Områdebeskrivelse	3
2.1 Geografi og topografi	3
2.2 Berggrunnsgeologi	6
2.3 Kvartærgeologisk rammeverk	7
2.3 Klima	10
2.3.1 Klimavariasjoner i holocen	10
2.3.2 Dagens klima	12
2.3.3 Klimaprognoser	13
3. Skred	14
3.1 Klassifisering av skred	14
3.2 Skråningsstabilitet	15
3.3 Skred fra fast fjell	15
3.3.1 Steinsprang	16
3.3.1 Steinskred	17
3.3.2 Fjellskred	18
3.5 Løsmasseskred	18
3.5.1 Flomskred	19
3.5.2 Jordskred	20
3.4 Snøskred	21
3.4.1 Løssnøskred	23
3.4.2 Flakskred	23
3.4.3 Skavlbrekk	23
3.4.4 Sørpeskred	24
4. Metoder	25
4.1 Kartlegging	25
4.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging	25
4.1.2 Detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng	26
4.1.3 Beskrivelse av sedimentære parametere	26
4.1.4 Terrengmodeller i ArcGIS Pro	27
4.1.5 Flyfoto	27

4.1.6 Volumberegning	28
4.2 Eksponeringsdatering med kosmogene nuklider.....	30
4.2.1 Bakgrunn.....	30
4.2.2 Prøvetaking, mineralseparasjon og preparing av prøver til analyse	33
4.2.3 Beregning av ¹⁰ Be-eksponeringsalder.....	34
4.2.3 Usikkerhet	34
5. Resultat.....	35
5.1 Kartlegging.....	35
5.1.1 Lokalitetstype A, fjellskred.....	39
5.1.1.1 Volumberegning av fjellskredavsetningen Vassura.....	45
5.1.2 Lokalitetstype B, steinskred og steinsprang.....	47
5.1.3 Lokalitetstype C, flomskred.....	53
5.1.4 Lokalitetstype D, snøskred.....	58
5.2 Eksponeringsdatering med kosmogene nuklider.....	66
5.2.1 Enkel område- og prøvebeskrivelse	66
5.2.2 ¹⁰ Be-eksponeringsaldre og kjernetetthetsdiagram	68
6. Diskusjon.....	72
6.1 Landskapsutvikling i Bondhusdalen.....	72
6.1.1 Deglasiasjonsforløp.....	72
6.1.2 Skredaktivitet i holocen	76
6.1.3 Skredlokalitetenes aktivitet i dag	78
6.2 Morfologiske trekk av kartlagte skredtyper	79
6.2.1 Mulige feilkilder	79
6.2.2 Fjellskred.....	80
6.2.3 Steinsprang og steinskred	81
6.2.4 Flomskred	82
6.2.5 Snøskred.....	83
6.3 Fjellskredavsetningen Vassura.....	84
6.3.1 Mulige årsaker for utløsningen Vassura	84
6.3.2 Sammenheng mellom skredvolum og H/L-forholdet	88
6.3.3 Oppdemming av Bondhusvatnet.....	89
6.3.4 Mulige feilkilder og usikkerhet ved volumberegning.....	89
7. Konklusjon.....	91
7.1 Forslag til videre arbeid	92
Referanseliste	93

1. Introduksjon

I Norge er skred den naturfaren som tar flest menneskeliv. I løpet av de siste 500 årene har mer enn 4000 personer omkommet som følge av skred, der 800 har vært som følge av stein- og fjellskred (Furseth, 2006). Skred er landskapsendrene og kan gjøre store skader på infrastruktur, som kan gi økonomiske og sikkerhetsmessige konsekvenser. Skred er et naturlig fenomen der tyngdekraften fører til at materialer i form av bergartsfragmenter, løsmasser, snø eller en blanding av disse beveger seg hurtig ned en skråning i terrenget (Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2011a). Skredprosesser klassifiseres ut fra kilden til skredmassene i tre hovedkategorier: skred fra fast fjell, løsmasseskred og snøskred. Disse kan videre klassifiseres i underkategorier basert på skredtypenes fysiske parametre. Fjellskred, flomskred og sørpeskred er eksempler på skredprosesser. Fjellskred er den største og mest ødeleggende av skredtypene, og kan føre til sekundære geofarar som tsunamier, dersom den treffer en fjord eller innsjø, og demme opp elver som kan føre til flomhendelser (NVE, 2011b). Farer knyttet til skred gjør det viktig å ha kunnskap om skredtypenes utløsningsmekanisme, bevegelsesdynamikk og utløpslengde. Studier av skredtypenes geomorfologiske og sedimentære egenskaper er viktig for å kunne forstå skredenes egenskaper, hvilke som forekommer i området og hvordan skredaktiviteten har variert over tid. Datering av fjellskredavsetning kan gi bedre forståelse av utløsningsmekanismen bak skredhendelsen.

Formålet med denne masteroppgaven er å kartlegge ulike skredprosesser i Bondhusdalen og få bedre forståelse av fjellskredavsetningen Vassura ved hjelp av skredkartlegging og ¹⁰Be-eksponeringsdatering. Problemstilling og underproblemstillinger:

Hvordan har skredprosesser bidratt til å endre landskapet i Bondhusdalen gjennom holocen?

- I hvilken grad er skredprosesser aktive i dag?
- Hva er de ulike skredprosessenes landskapsendrende effekt med hensyn på sedimentologi og geomorfologi?
- Når og hvordan ble fjellskredavsetningen Vassura avsatt, og er det en eller flere skredhendelser?



Fig. 1.1: Bondhusdalen sett fra nord, med fjellskredavsetningen Vassura som en forhøyning midt i dalen.

For å besvare problemstillingene er det gjort kvartærgeologisk kartlegging av Bondhusdalen og tatt seks prøver til eksponeringsdatering ved bruk av *in situ* kosmogene nuklider av Vassura fjellskredavsetning (fig. 1.1). I tillegg er det gjort en enkel volumberegning av Vassura fjellskredavsetning og tilhørende skredsår. Skredavsetningene er kartlagt gjennom studier av flyfoto, utarbeiding av terrengmodeller i ArcGIS Pro og feltundersøkelser der sedimentære og geomorfologiske egenskaper til avsetningene er undersøkt. Resultatene fra kartleggingen er presentert i to ulike kartprodukter, et tradisjonelt kvartærgeologisk kart og et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger. For å studere skredaktivitet i nyere tid er flyfoto blitt studert, i tillegg til observasjoner i felt.

2. Områdebeskrivelse

I dette kapittelet gis en beskrivelse av studieområdets geografi, topografi, berggrunnsgeologi, kvartærgeologi og klimatiske forhold. Dette er faktorer som er med på å styre skredaktiviteten, både med hensyn til skredtyper og frekvens over tid.

2.1 Geografi og topografi

Bondhusdalen er lokalisert på Folgefonnhalvøya, i Kvinnherad kommune, Vestland fylke (fig 2.1). Bondhusdalen ligger tett på Norges tredje største bre, Folgefonna, med brearmen Bondhusbrea som kommer ned helt sør i dalen. Bondhusbrea er en del av Folgefonna nasjonalpark, mens Bondhusdalen er et landskapsvernområde. Isvegen som går fra Sunndal til Bondhusvatnet ble bygget i 1863 for å frakte is fra breen og ned til fjorden. Senere ble vandreruten opp til Folgefonna bygget med Gardshammarvegen som stod ferdig i 1890 (Brekke et al., 2008). Det er sauer og kyr på beite i dalen i vår- og sommermånedene, som er med å prege vegetasjonsdekket.

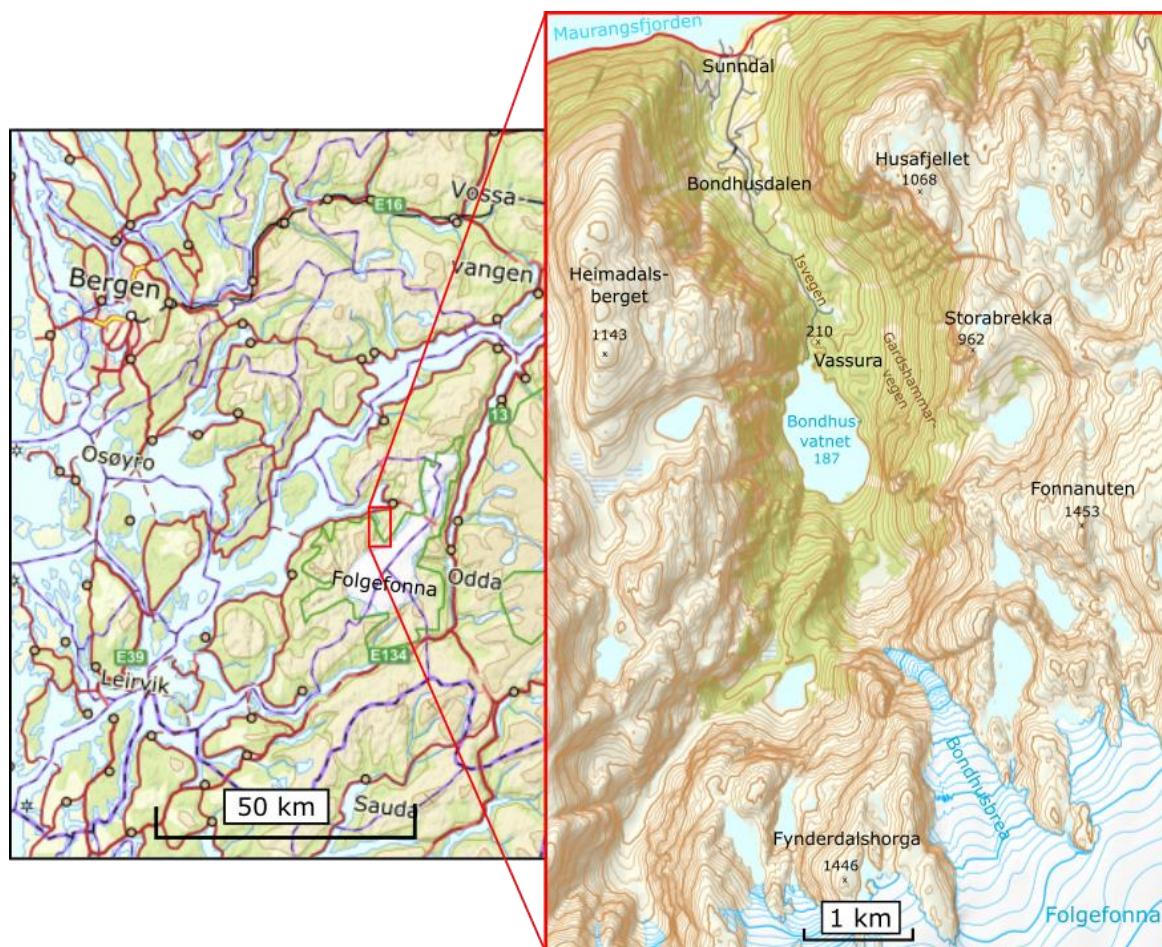


Fig. 2.1: Studieområdet omfatter Bondhusdalen, fra bygden Sunndal ved Maurangsfjorden og opp til midten av Bondhusvatnet. Modifisert fra norgeskart.no (Kartverket, 2022a).

Terrengmodellen (fig. 2.2) viser Bondhusdalen i sin helhet, med områder for kartlegging markert med firkant. Bondhusdalen er tydelig U-formet med nord-sør orientering. Bondhusdalen er ~5,5 km lang fra Maurangsfjorden og opp til Bondhusbrea. Det er 3 km fra fjorden og opp til Bondhusvatnet, som ligger på 187 moh. Dalen er preget av stort relieff med Husafjellet (1068 moh.) i øst, Heimadalsberget (1143 moh.) i vest, Maurangsfjorden i nord og Fynderdalshorga (1446 moh.) og Bondhusbrea i sør.

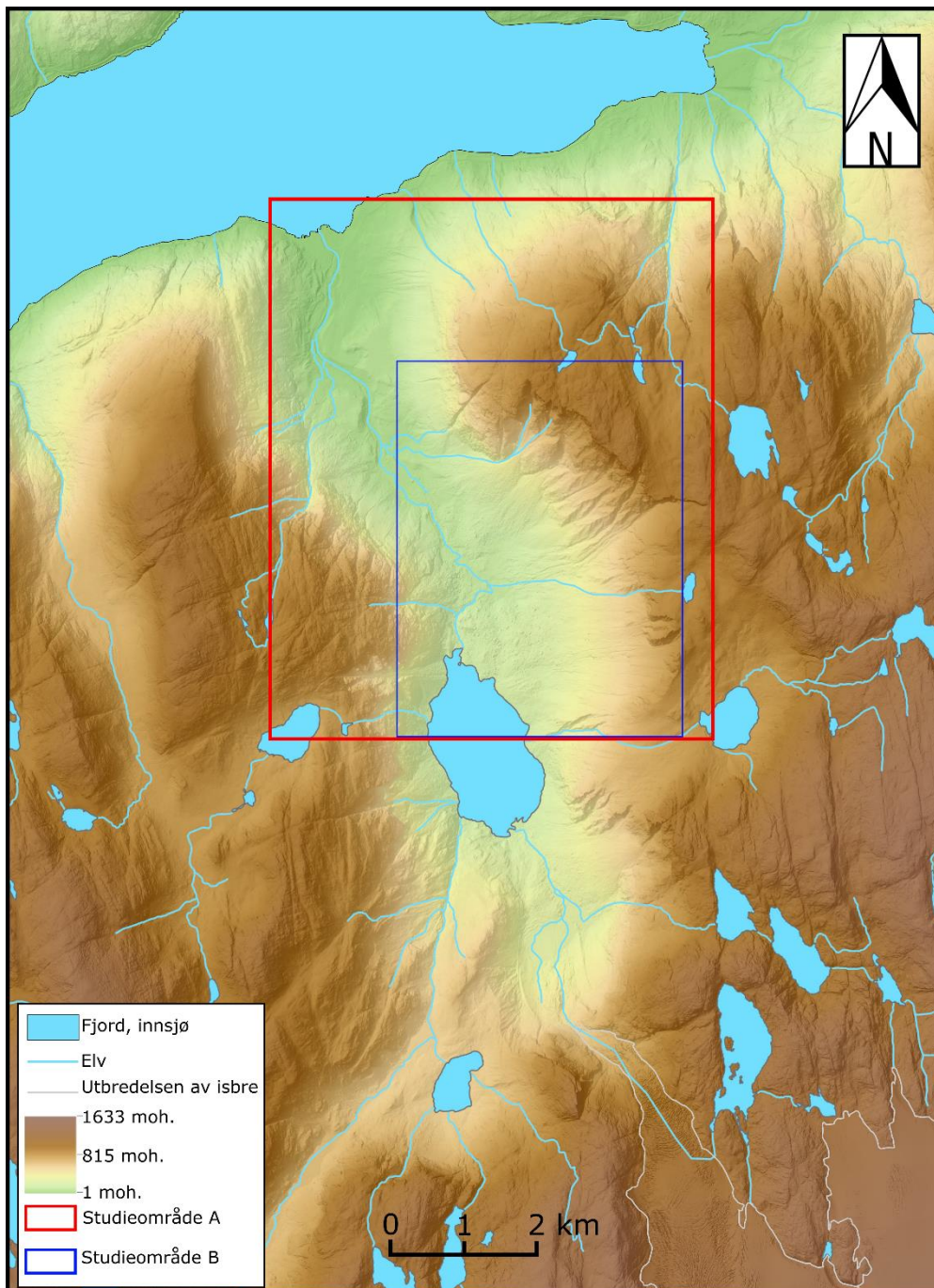


Fig. 2.2: Høyde- og terrengmodell av Bondhusdalen. Studieområde A markert med rød firkant er for tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging. Studieområdet B markert med blå firkant er for detaljert kartlegging i bratt terreng. Modellen er laget i ArcGIS Pro ved å kombinere en digital terrengmodell (DTM) og en skyggerelieffmodell. DTM med oppløsning 10 x 10 m, hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b).

Bondhusdalen har mange store skredavsetninger fra flere ulike skredtyper, spesielt tydelig er viftene i den nordøstlige dalsiden. Fig. 2.3A er en skyggerelieffmodell som fremhever de store landformene i Bondhusdalen, og fig. 2.3B viser gradientforholdet. Dalen har bratte fjellsider, opp til 90° helning, og relativ flat dalbunn (fig. 2.3B). Det ligger store fjellskredavsetninger i dalen, som er med å prege topografien (fig. 2.3A). Det er mange avsetninger fra glisiale og fluviale prosesser i tillegg til skredavsetningene, spesielt synlig i fig. 2.3A og B er de glasifluviale terrassene nord i dalen.

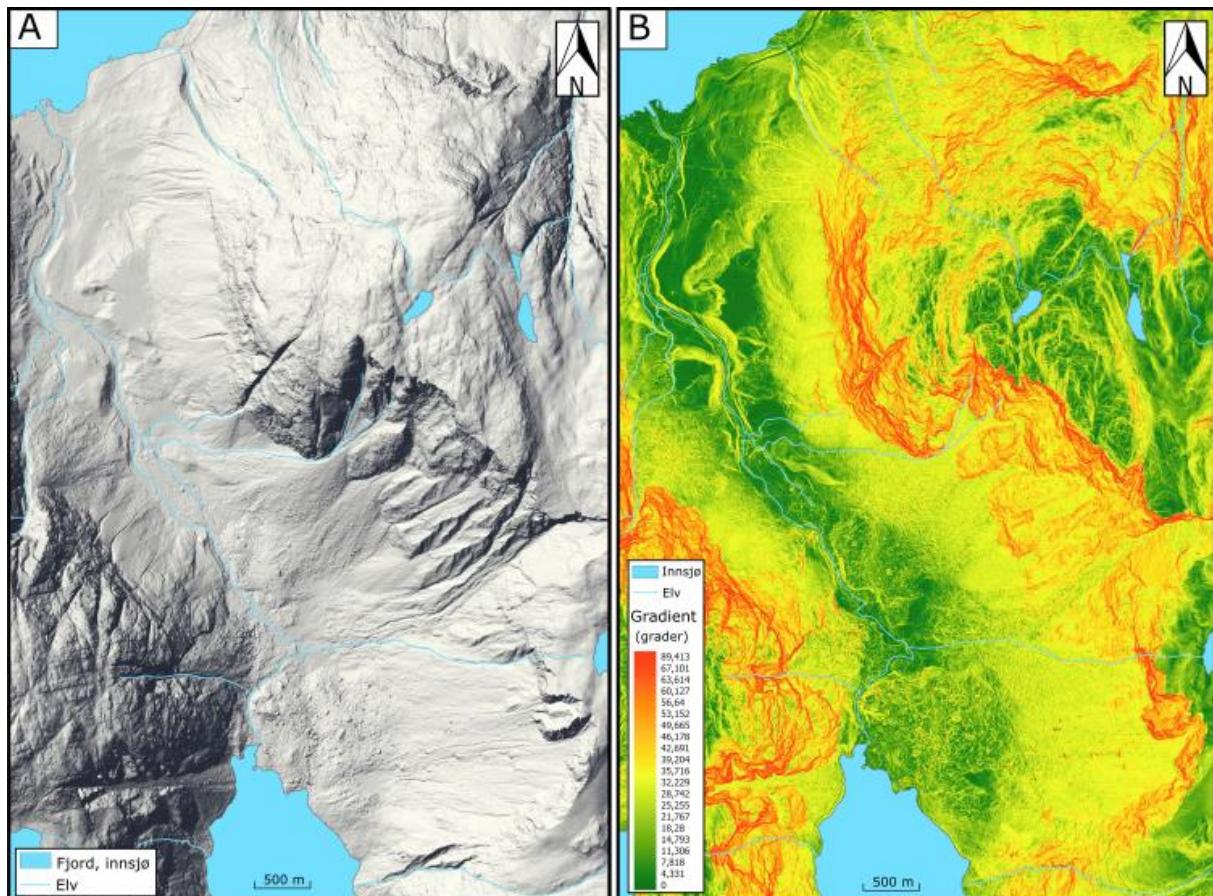


Fig. 2.3: A) Skyggerelieffmodell av studieområdet. B) Helningskart for studieområdet. Modellen er utarbeidet i ArcGIS Pro og er basert på digital terrengmodell med oppløsning 10 x 10 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b).

2.2 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen på Folgefonnshalvøya er hovedsakelig bygd opp av tre ulike lag der grunnfjell er nederst, så fyllitt og skyvedekke øverst. Store deler av bergartene fra skyvedekket og fyllitten er forvitret og erodert bort på Folgefonnshalvøya (Fossen, 2004). Grunnfjellet ble dannet ved at dypbergarter, som granitt og gabbro, trengte inn i overflatebergarter som basalt og kvartsitt. Senere har disse bergartene blitt omdannet ved to orogoneser, den svekonorvegiske fjellkjededannelsen (1200-900 millioner kalenderår siden) og den kaledonske fjellkjededannelsen (600-400 millioner år siden). Omdanningene resulterte i at de fleste bergartene fra grunnfjellet er av gneis (Fossen, 2004). Det var deretter post-orogen kollaps av den kaledonske fjellkjeden som har ført til flere strukturelle svakhetssoner i berggrunnen, vist i fig. 2.4. Det la blant annet grunnlaget for den SV-NØ-orienterte forkastningssonen langs Hardangerfjorden. På Folgefonnshalvøya er forkastningene mer NNØ-SSV-orienterte (Fossen & Hurich, 2005), som stemmer med Bondhusdalen. Fig. 2.4 viser at litologien er svært homogen i studieområdet, bestående av migmatitt.

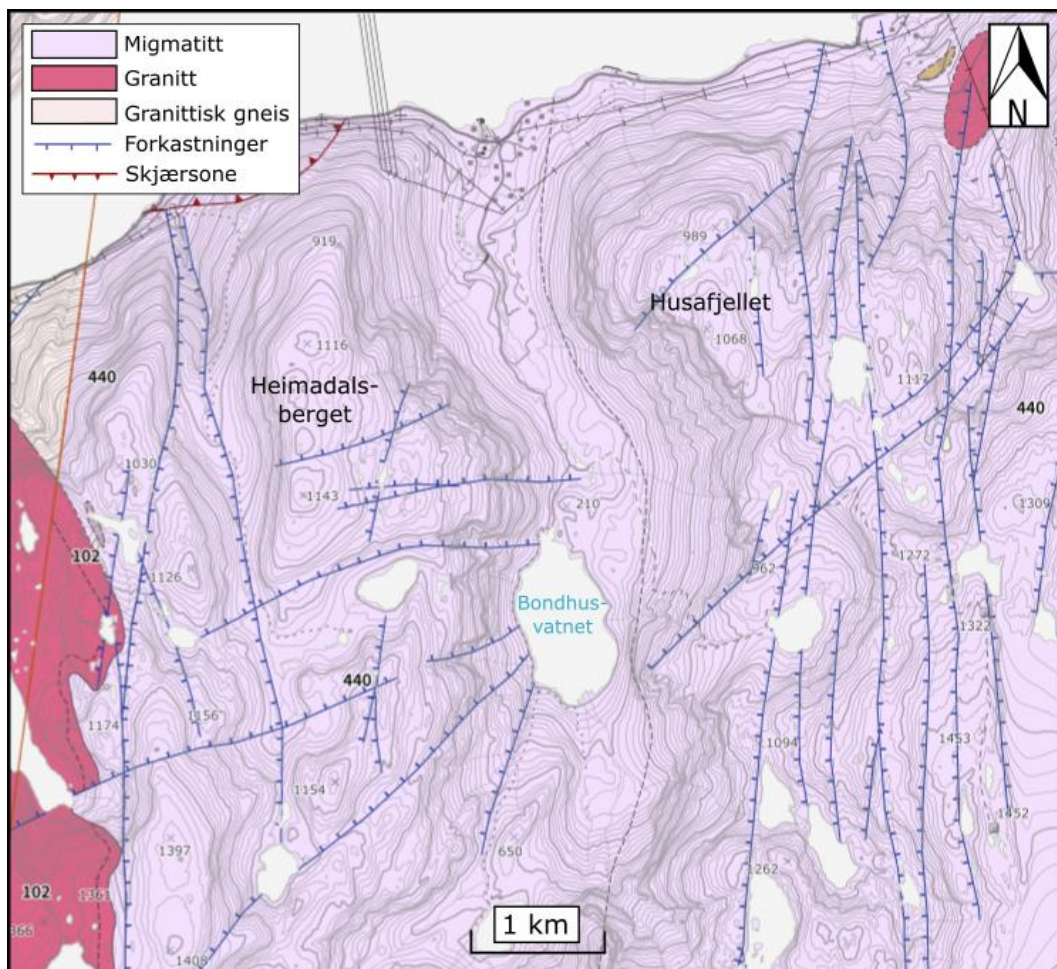


Fig. 2.4: Berggrunnskart for studieområdet. Bondhusdalen består av migmatitt, og er preget av forkastninger i NNØ-SSV-orientering. Modifisert fra NGU (2022a).

2.3 Kvartærgeologisk rammeverk

Relieff og fordeling av løsmasser er viktige faktorer for skredaktiviteten, og hvilke spor etter skredprosesser man kan forvente å finne. Relieffet er dannet ved glacial erosjon gjennom flere istider i kvartær, mens løsmassene ble avsatt under siste istid og gjennom holocen. Løsmassekart fra NGU (fig. 2.5) viser at det er skredprosesser som dominerer avsetningene i Bondhusdalen, sammen med noen elve-, breelv- og moreneavsetninger. Fjelltoppene rundt dalen har et tynt morenedekke, men består for det meste av bart fjell med forvittringsmateriale på de høyeste toppene. Kunnskap om isens utbredelse og deglasiasjonsforløpet er viktig for forståelsen av løsmassefordelingen.

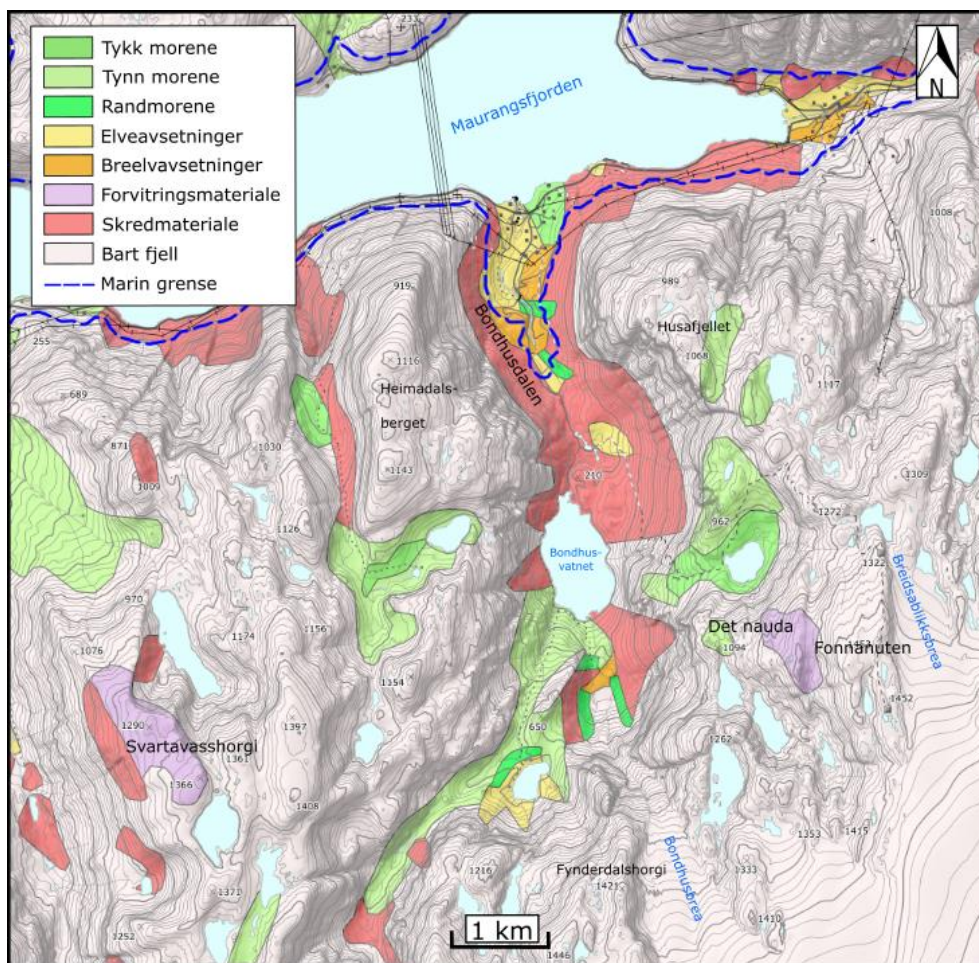


Fig. 2.5: Kvartærgeologisk løsmassekart over Bondhusdalen, hvor studieområdet er dominert av skredmateriale. Fjellsidene består hovedsakelig av bart fjell. Marin grense er på 100 moh. Modifisert fra NGU (2022b).

Kvartærperioden omfatter de siste 2,58 millioner år, og er preget av istider og mellomistider. Under siste istid, for omtrent 20 000 kalenderår siden, var det fennoskandiske isdekket på sitt største, en periode som ofte omtales som det siste glisiale maksimum (LGM) (Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2013). Etter LGM begynte isen å trekke seg tilbake, og store deler av kysten var trolig isfri for rundt 18 000 kalenderår siden (Vasskog et al., 2019). Den ytterste

delen av Hardangerfjorden ble sannsynligvis ikke isfri før i begynnelsen av Allerød, en varmeperiode for 14 000 – 12 800 kalenderår siden. I denne perioden trakk isen seg raskt tilbake, nesten 100 km inn i fjorden (Mangerud et al., 2013). Deglasiasjonen var preget av hyppige klimasvingninger, med flere brefremstøt i den generelle tilbaketrekingen. Det største fremstøt var under tidsperioden kalt yngre dryas (YD) (12 700 – 11 700 kalenderår siden) hvor isen rykket frem omtrent 60 km før den kulminerte på Halsnøy ytterst i Hardangerfjorden (fig 2.6) (Aarseth & Mangerud, 1974; Romundset et al., 2010; Lohne et al., 2012; Mangerud et al., 2013). Isen lå ved Halsnøy i omtrent 170 år (Lohne et al., 2012). Halsnøymorenen er kartlagt langs kysten opp til Herdla, og kalles ofte for Halsnøy-Herdla morenen (Aarseth & Mangerud, 1974) langs kysten av gamle Hordaland fylke. Etter YD trakk isen raskt tilbake som følge av kalving i de dype fjordene (Aarseth & Mangerud, 1974). På kun 500 år trakk breen seg tilbake 125 km, med en gjennomsnittlig tilbaketrekkingsrate på 272 m/år (Åkesson et al., 2020). Åkesson et al. (2020) foreslår at den hyppige tilbaketrekingen var trigget av økt likevektslinje, og at den ble opprettholdt på grunn av økt smelting av overflaten og varmere vann i fjordene. I preboreal (11 000 kalenderår siden) var det enda et brefremstøt innerst i fjordene, kalt preboreal oscillation (Björck et al., 1997). Dette førte til dannelsen av Eidfjord-Osa morenen (Anundsen & Simonsen, 1967). Fig. 2.6 viser Bondhusdalen sin plassering i forhold til Herdla-Halsnøy morenen og Eidfjord-Osa morenen.



Fig. 2.6: Utbredelsen av isdekket i Hardangerfjorden under yngre dryas (YD) og den preboreale oscillasjonen (Eidfjord- Osa morenen). H: Halsnøy, F: Folgefonna, B: Bondhusdalen, L: Ljones, E: Eidfjord. Modifisert fra Mangerud et al. (2013).

Det ble lenge diskutert om de høyeste toppene i Norge var dekket av is eller sto opp som nunataker under LGM (Follestad, 1990; Nesje & Dahl, 1990; Fjeldskaar, 2000; Goehring et al., 2008; Regnéll et al., 2022). I følge Regnéll et al. (2022) var høyt-liggende fjell i ytre Hardangerfjorden, som Ulvanosa og Melderskin, dekket av is under LGM, men smeltet ut som nunataker for mellom 22 000 til 18 000 kalenderår siden. Fjell som utgjorde nunataker under YD er i dag dekket av blokkhav. Blokkhav består vanligvis av kantete blokker og steiner og kan være opptil flere meter tykke. Disse avsetningene dannes in situ ved mekanisk og kjemisk forvitring (Nesje & Dahl, 1990). Svartavasshorga og Fonnanuten er eksempler på fjelltopper dekket av blokkhav ovenfor Bondhusdalen (fig. 2.4).

Tidligere studier i Bondhusdalen er blant annet Simonsen (1999), Roald (2010) og Haugland (2021). Simonsen (1999) kartla løsmasser og tok dateringer med Schmidt-hammer i- og rundt Bondhusdalen. Det kvartærgeologiske kartet til Simonsen (1999) er svært likt NGUs løsmassekart (fig. 2.4), men skiller seg ved at han har kartlagt ytterkanten av fjellskredavsetningen Vassura som vender mot Bondhusvatnet som en endemorene, og navngitt den Vassurmorenen. Det ble også gjort innsjøsedimentstudier av Bondhusvatnet som viser at breaktiviteten de siste 1850 kal. år. Studien indikerer på at dreneringen øverst i Bondhusdalen har endret seg og ikke alltid drenert til Bondhusvatnet (Simonsen, 1999).

Roald (2010) gjorde georadarundersøkelser av Bondhusvatnet for å estimere holocene erosjonsrater og finne sedimenttykkelse og alder på vannet. Det ble også laget et dybdekart fra målingene. Det ble funnet flere områder med skredmaterialer i vannet. Studien viser at den sørlige enden av vannet har høyst sedimenttykkelse og den nordlige minst. Erosjonsraten antyder på at Bondhusvatnet har vært demt opp hele tidsperioden etter deglasiasjonen av Bondhusdalen (Roald, 2010).

Haugland (2021) kartla potensialet for jøkullaup fra Pyttbreen, Folgefonna, i nåtid og gjennom holocen. Resultatene viser at det har vært flere flomhendelser gjennom holocen i Bondhusdalen, og at noen av disse kan være knyttet til jøkullaup. Innsjøsedimentstudiene gjort av Haugland (2021) viser at Bondhusbrea trolig kom tilbake i nedslagsfeltet rundt 1100 kal. år og drenerte til Bondhusvatnet. Trolig smeltet den ut rundt 750 kal. år siden, begynte igjen å drenere til Bondhusvatnet rundt 650 kal. år siden og vært i nedslagsfeltet frem til i dag. Dateringer fra kjernen tatt fra Bondhusvatnet viser at eldste lag er 3345 ± 68 kal. år siden (Haugland, 2021).

2.3 Klima

Flere studier har vist at klimatiske forhold er en viktig faktor for skredaktiviteten i et område, både for frekvens, skredtype og størrelse (Blikra & Nemeč, 1998; Blikra & Selvik, 1998; Vasskog et al., 2011; Laute & Beylich, 2014). Kunnskap om de klimatiske forholdene gjennom holocen, i nåtid og fremtid er derfor viktig. Frekvensen av skred er knyttet til faktorer som nedbør, temperatur og vind. Skred fra fast fjell påvirkes av klimatiske faktorer som ekstremnedbør og hurtige temperaturendringer. Ekstremnedbør fører til økt vanntrykk, mens temperaturendringer kan gi økt frostsprengning, termal ekspansjon i berggrunnen og endring i permafrost (Blikra & Nemeč, 1998; Braathen et al., 2004). Snøskredaktiviteten er vist til å øke ved kaldere klima og snøfallintensiteten, i tillegg til å påvirkes av vindretning (Blikra & Nemeč, 1998; Blikra & Selvik, 1998; Vasskog et al., 2011). Løsmasseskred blir hovedsakelig utløst av ekstremnedbør (Rapp & Nyberg, 1981; Blikra & Nemeč, 1998).

2.3.1 Klimavariasjoner i holocen

Klimaet på Vestlandet er påvirket av varm fuktig luft transportert med vestavindsbeltet Nord-Atlanteren og posisjonen av den atmosfæriske polarfronten. Det betyr at små endringer i den nord-atlantiske oscillasjonen (NAO) og den termohaline sirkulasjonen i Atlanterhavet (THC) kan påvirke klimaet på Vestlandet og isbreenes størrelse (Bakke et al., 2005b). Studier av isbreer kan gi informasjon om naturlige klimavariasjoner i holocen (Nesje & Kvamme, 1991; Bakke et al., 2005a; Bakke et al., 2005b; Nesje, 2009; Wittmeier et al., 2015). Utbredelsen av isbreer tilbake i tid er en god proksi fordi de responderer raskt på klimaendringer ved endring i massebalanse (Bakke et al., 2005b). På Vestlandet indikerer brevariasjonsstudier at holocen har vært preget av store klimasvingninger (Nesje, 2009). Ifølge Walker et al. (2019) er starten på holocen for 11 700 kalenderår siden.

Rekonstruksjon av juli-middeltemperatur i holocen er gjort ved bruk av pollen og makrofossiler av Bjune et al. (2005) i innsjøsedimenter. Det er også blitt gjort paleoklimatiske rekonstruksjoner av Bakke et al. (2005a; b) basert på høyden av likevektslinjer (ELA) til paleobreer og sedimentarkiv på Nordfonna, nordre del av Folgefonna. Studiene viser at i perioden 11 500 – 8000 kalenderår siden var det kaldt og tørt klima, med rask tilbaketrekking av dalbreer (Bjune et al., 2005; Nesje, 2009). På Nordfonna var trolig isbreene smeltet vekk kort tid etter 9600 kalenderår siden, men det er kartlagt flere brefremstøt på Nordfonna før den smeltet (Bakke et al., 200b). Første var like etter YD, og omtales som *Jondal Event 1*. Fremstøtet var sammenfallende med den preborale oscillasjonen (PBO), for omtrent 11 000 kalenderår siden

med et kort brefremstøt på 100 – 150 år (fig. 2.7). For rundt 10 550 – 10 450 kalenderår siden var det andre brefremstøtet, kalt *Jondal Event 2*, som trolig var det første holocen brefremstøtet utløst av økt vinternedbør. Siste brefremstøt var rundt 10 000 kalenderår siden og er omtalt som *Erdal Event 1* (Bakke et al., 2005a). Jondal Event 1 og 2 er unik for Folgefonna, mens Erdal Event 1 også er kartlagt på Jostedalsbreen (Dahl et al., 2002), i Jotunheimen (Matthews & Dresser, 2008) og ved Hardangerjøkulen (Dahl & Nesje, 1994) (fig 2.7).

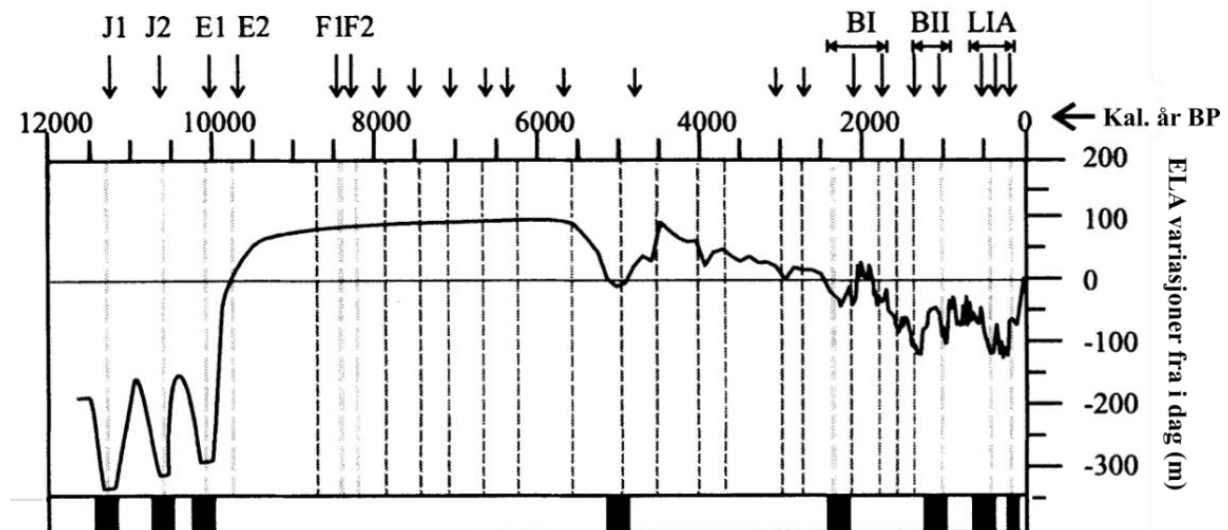


Fig. 2:7: ELA (*equilibrium-line altitude*) rekonstruksjoner gjennom holocen for Nordre Folgefonna. Plier øverst viser glasiاله hendelser gjennom holocen. J1: Jondal Event 1, J2: Jondal Event 2, E1: Erdal Event 1, E2: Erdal Event 2, F1: Finse Event 1, F2: Finse Event 2. Midt-holocen har flere hendelser som ikke er navngitt. Sen-holocene hendelser BI: Bøvertun Event 1 og BII: Bøvertun Event 2 er rekonstruert fra ELA i Jotunheimen. LIA: Lille istid. Modifisert fra Bakke et al. (2005b).

I midt holocen (8000 – 4000 kalenderår siden), ble klimaet varmere og våtere (Bakke et al., 2005b; Bjune et al., 2005). I denne perioden steg havet raskere enn landhevingen på grunn av kontinuerlig glasiostatisk stigning av havnivå kombinert med langsommere glasi-isostatisk heving. Dette resulterte i at det ble avsatt marine sedimenter over lakustrine sedimenter, og kalles tapes transgresjonen (Bondevik et al., 1998). Først neoglasiale periode begynte rundt 5200 kalenderår siden, og breene begynte å vokse (Bakke et al., 2005b). Flere breer gjorde fremrykk, og noen breer kom tilbake etter å ha vært helt smeltet bort, som Folgefonna og Hardangerjøkulen (Nesje, 2009). Sørfonna, sørlige del av Folgefonna, begynte trolig å vokse tilbake allerede rundt 6200 kalenderår siden (Røthe et al., 2019a). Sen holocen (4000 kalenderår til i dag) har vært preget av flere klimafluktaasjoner. Etter siste istid hadde isbreene hadde sin største utbredelse rundt 1750 – 1870, under «lille istid» som neoglasialt maksimum (Bakke et al., 2005b).

2.3.2 Dagens klima

Klimaet langs vestkysten av Norge er maritimt, preget av varmt og fuktig vær. Det er store lokale klimatiske variasjoner i området på grunn av topografiske forhold. Målestasjoner nærmest Bondhusdalen som fortsatt er i drift er Seimsfoss ved Gudalselv (19 moh.) som har temperaturmålinger fra 1957 – 2021 (fig 2.8) og Rosendal målestasjon (75 moh.) som har nedbørmålinger 1957 – 2021 (fig. 2.9). Seimsfoss målestasjon ligger rundt 20 km i luftlinje fra studieområdet, og Rosendal 19 km i luftlinje fra studieområdet.

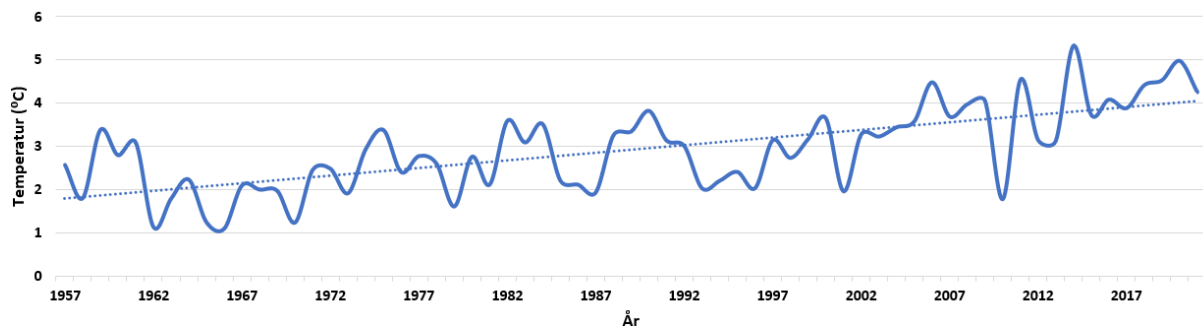


Fig. 2.8: Gjennomsnittstemperaturen hvert år for Seimsfoss målestasjon ved Gudalselv (19 moh.) fra 1957 til 2021. Stiplet linje er trendlinje. Data er hentet fra SeNorge (2022).

Fig. 2.8 viser temperaturmålingene fra Seimsfoss målestasjon. Seimsfoss har temperaturmålinger fra 1957 til 2021. Trendlinjen viser en økning i gjennomsnittstemperatur fra rundt 1,8 °C i snitt i 1957 til over 4 °C i snitt i 2021.

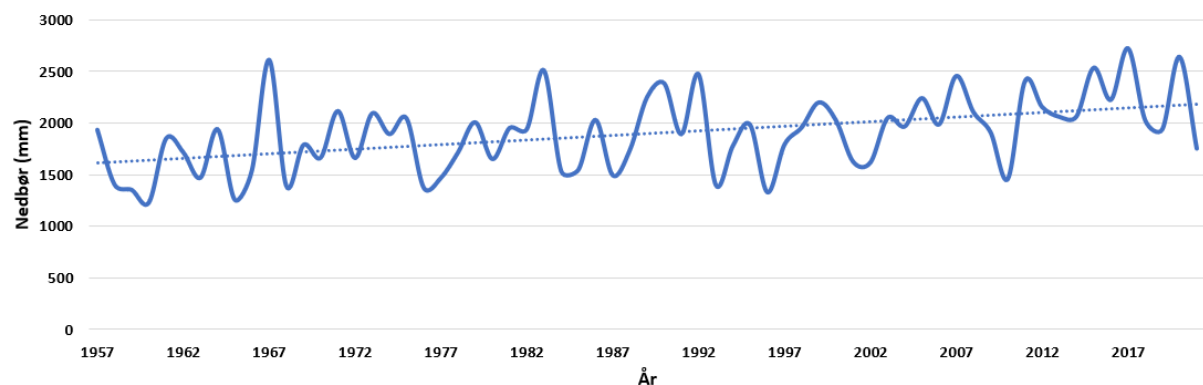


Fig. 2.9: Årsnedbør for Rosendal målestasjon (75 moh.) fra 1957 til 2021. Nedbørsmengden øker fra i snitt 1600 mm i året til 2400 mm nedbør i året. Data er hentet fra SeNorge (2022).

Nedbørmålingene i fig. 2.9 viser økning i årsnedbør fra rundt 1600 mm per år i 1957 til 2200 mm per år i 2021. Perioden 1957 – 1992 var det tre år det var mer enn 2400 mm nedbør, og i perioden 1993-2021 var det fire år med mer enn 2400 mm nedbør.

Fig. 2.10 viser normalverdier for Seimsfoss og Rosendal målestasjoner i perioden 1991 – 2020. I denne perioden har juli vært den varmeste måneden med 12 °C og februar den kaldeste med - 4 °C. Desember har mest nedbør, mens april er den tørreste måneden.

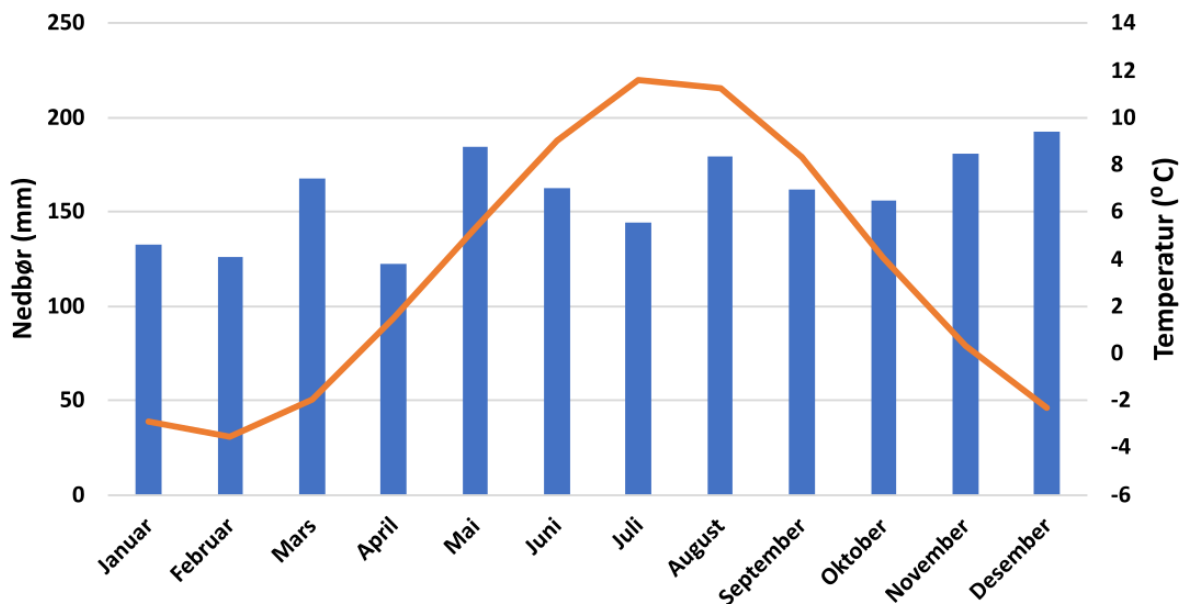


Fig. 2.10: Temperatur- og nedbørsdata fra Seimsfoss og Rosendal målestasjoner for normalen 1991 – 2020. Blå søyler viser normalverdier for nedbør og oransje linje viser normalverdier for temperatur i perioden. Data fra SeNorge (2022).

2.3.3 Klimaprognoser

I rapporten «Klima i 2100» presenteres en prognose for 2071 – 2100 normalen, med normaler fra 1971-2000 som referanseperiode (Hanssen-Bauer et al. 2015). Prognosene er basert på to utslippsscenarioer, der RCP8.5 baserer seg på at utslippene fortsetter å øke, mens RCP4.5 baserer seg på at det blir mindre utslipp frem til 2050. Klimaendringene er forventet å føre til et våtere og varmere klima med økt frekvens og intensitet av ekstremnedbør. I Sunnhordaland er det prognostisert at den årlige nedbørsmengden kan øke med 6% for RCP4.5 og 12% for RCP8.5. Antall dager med ekstremnedbør er forventet til å øke med 35% for RCP4.5 og 81% for RCP8.5, og nedbørsmengdene på dager med ekstremnedbør vil øke med 7% for RCP4.5 og 12% for RCP8.5. På Vestlandet er temperaturen ventet å øke fra 1,2°C til 3,9 °C. Det varmere klimaet vil føre til mindre snø, og lavtliggende området på Vestlandet kan forvente å ikke ha snø i det hele tatt. I enkelte høytliggende områder vil snømengden øke som resultat av økt nedbør. Norske breer forventes å minke i utbredelse og volum, og mange vil antagelig smelte helt vekk (Hanssen-Bauer et al., 2015).

3. Skred

I dette kapittelet gjøres det rede for klassifisering av ulike typer skredprosesser benyttet i denne oppgaven, og kort om skråningsstabilitet. Videre blir det en beskrivelse av skredtypers løsnemekanismer, bevegelsesdynamikk og avsetningsform.

3.1 Klassifisering av skred

Terminologien rundt skredprosesser og skredavsetninger er komplekst og kan variere ut fra fokus på løsneprosesser, bevegelsesdynamikk eller erosjons- og avsetningsform (Rubensdotter et al., 2021). NVE (2011a) og Blikra & Nemeč (1998), definerer skred som et naturlig fenomen der tyngdekraften fører til at materialer i form av bergartsfragmenter, løsmasser, snø eller en blanding av disse beveger seg ned en skråning i terrenget. Dette kan skje som fall, glidning eller i en strøm av masser (Varnes, 1978). En enkelt skredhendelse kan også være en kombinasjon av flere skredtyper, eller en kombinasjon av skred og flom (NVE, 2011a).

Skred blir ofte klassifisert ut fra materialet og dets bevegelsesdynamikk (fig. 3.1). Det er tre hovedgrupper: skred fra fast fjell, snøskred og løsmasseskred. Disse kan videre spesifiseres ut fra volum av skred fra fast fjell, massetetthet for snøskred og vanninnhold for løsmasseskred (Varnes, 1978; NVE, 2011a; Hungr et al., 2014). Skredtypene som blir beskrevet her er steinsprang, steinskred, fjellskred, flomskred, jordskred, løssnøskred, flakskred, skavlbrekk og sørpeskred.

Terrenget skredet går i kan deles inn i tre deler: løsneområde, skredløp og utløpssonen. Øverst fra løsneområdet føres massene langs skredløpet, der kan skredet ha stor erosiv kraft, så til slutt føres massene til utløpssonen der skredmassene akkumuleres (Hungr, 2005).

Fast fjell	Snø	Løsmasser
Steinsprang < 100 m ³	Løssnøskred	Lav-viskøse flomskred
Steinskred 100 - 100 000 m ³	Flaksskred	Høy-viskøse flomskred
Fjellskred > 100 000 m ³	Sørpeskred	Jordskred

Fig. 3.1: Klassifisering av skredtyper basert på NVE sin klassifiseringssystem. Basert på materialet som raser ut, og kan videre klassifiseres basert på skredets volum, massetetthet og vanninnhold. Modifisert fra NVE (2011a).

3.2 Skråningsstabilitet

Skråningsstabilitet styres av mange ulike faktorer, men hovedsakelig av likevekten mellom drivkrefter og motstående krefter (van Beek et al., 2008; De Blasio, 2011). Gravitasjonskraften er den største av drivkreftene, og trekker på massene i skråningen som fører til en skjærkraft på massene (De Blasio, 2011). Motstående kraft er friksjon mellom massen og underlaget (De Blasio, 2011), og er kontrollert av vinkel, geologiske strukturer og styrken i berggrunnen (Fischer et al., 2012). Drivkreftene må være større enn de motstående kreftene for at et skred skal kunne utløses (van Beek et al., 2008; De Blasio, 2011).

Skråningsstabilitet brukes til å beskrive den resulterende deformasjonen av skråningen, mens utløsning ved begynnende bevegelse (van Beek et al., 2008). Faktorer som styrer skråningsstabiliteten er blant annet materiale, geometrien til materiale, fordeling av vekt i skråningen, vannmetning, vanntrykk, eksterne krefter som jordskjelv og vegetasjon (De Blasio, 2011). I tillegg påvirker hydrologiske, topografiske, geografiske, klimatiske og kryosfæriske forhold (Braathen et al., 2004; van Beek et al., 2008; De Blasio, 2011; Fischer et al., 2012). Skred fra fast fjell styres hovedsakelig av geologiske strukturer, bergartstype og skråningsgradient (van Beek et al., 2008; Fischer et al., 2012). Vegetasjon øker stabiliteten ved at det binder løsmasser og tar opp vann. Økt vannmetning og vanntrykk er en av de viktigste faktorene for svekking av skråningsstabilitet (De Blasio, 2011).

3.3 Skred fra fast fjell

Skred fra fast fjell er forårsaket av ustabile fjellsider med deformasjoner og svakhetssoner dannet ved forvitring og erosjon, og begrepet brukes om skred der materialet kommer direkte fra berggrunnen (Rapp, 1960; Braathen et al., 2004). Ut fra morfologi og volum deles skred fra fast fjell inn i tre undergrupper: steinsprang, steinskred og fjellskred. NVE (2011b) klassifiserer skred fra fast fjell ut fra volum av skredmateriale. Steinsprang brukes om skred mindre enn 100 m³, steinskred om skred mellom 100 – 100 000 m³ og fjellskred der utrasende masse er større enn 100 000 m³ i volum. NGI sin klassifisering skiller seg fra NVE sin ved at de klassifiserer fjellskred som større enn 10 000 m³ i volum av skredmateriale (Domaas & Grimstad, 2014).

En annen måte å klassifisere skred fra fast fjell er på bakgrunn av skredets bevegelsesmønster (fig. 3.2). I denne definisjonen blir steinsprang skred der bevegelsen er hovedsakelig fallende og rullende i motsetning til steinskred og fjellskred som blir om mer glidende og større skred (Blikra & Nemec, 1998). I denne oppgaven benyttes NVEs definisjoner for skred fra fast fjell (NVE, 2011b).

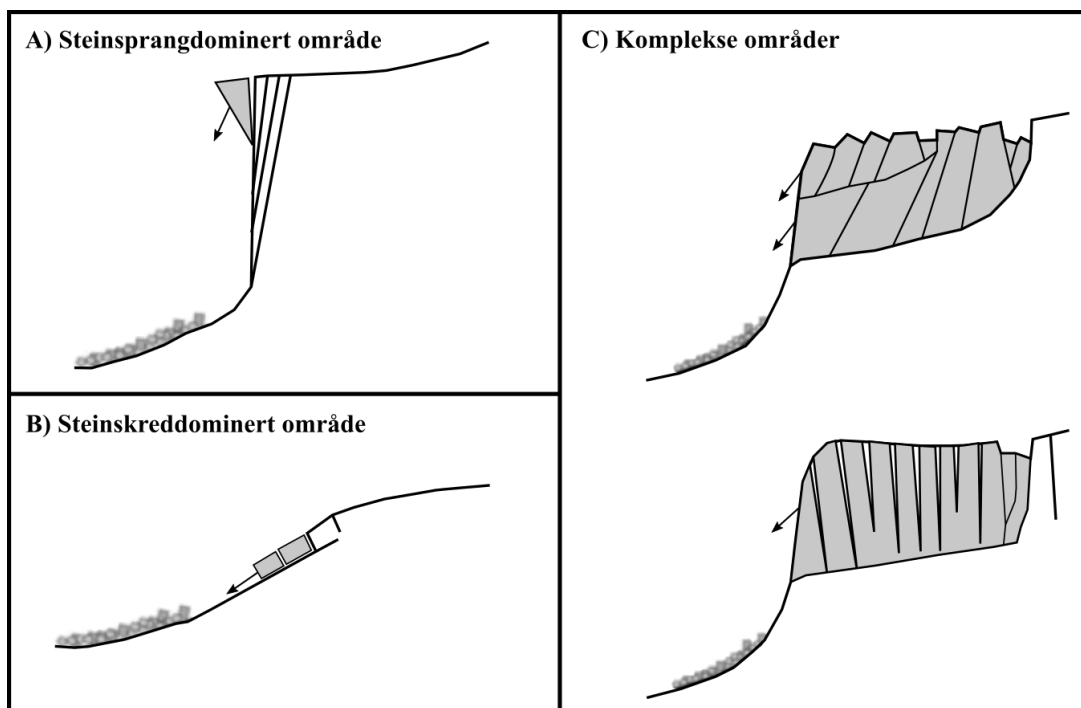


Fig. 3.2: Klassifisering av skred fra fast fjell basert på løsneområder etter Braathen et al. (2004). Klassifiseringen er basert på deformasjonsstruktur, skråningsgradient og volum av skredmateriale. A) Steinsprangdominert område med enkeltblokker som løsner fra overhengende fjellside. B) Steinskreddominert område med skredmateriale som løsner langs et sub-horisontalt glideplan. C) Komplekse områder/fjellskred består av flere bevegemekanismer og deformasjonsstrukturer. Modifisert fra Braathen et al. (2004).

3.3.1 Steinsprang

Steinsprang er når enkeltblokker med volum mindre enn 100 m^3 løsner fra en overhengende fjellside eller bratt skråning i oppsprukken berggrunn (Blikra & Nemeč, 1998; Braathen et al., 2004; NVE, 2011b). Materialer fra steinsprangavsetninger er karakteristiske ved at de er kantete, ofte med ferske bruddflater (Blikra & Nemeč, 1998). Steinsprang kan utvikle seg til større skredhendelser, som steinskred. Det vil gi lengre utløpslengde (Braathen et al., 2004).

Steinsprangblokker beveger seg hovedsakelig som enkeltblokker som ikke vil påvirke hverandre (NVE, 2011b). I prosessen der steinsprangblokker faller, ruller og hopper ned fjellsiden vil de kollidere med terrenget og kunne kollidere med andre steinsprangblokker (Rapp, 1960; Hungr et al., 2014). Dette vil danne sår i løsmassene, berggrunnen og vegetasjonsdekket. Kollisjonene kan også føre til at steinsprangblokkene fragmenteres, endrer fart, energi eller stopper opp og endrer retning (Blikra & Nemeč, 1998).

Steinsprang kan danne enkle talusvifter eller steinsprangskråninger. Dette er en jevn skråning dannet ved gjentatte steinsprang, med en fjellvegg over som ofte er rett og høy med markerte skar (Blikra et al., 1989). Større blokker, som på grunn av tyngden har større fallenergi, transporteres ofte lengre enn mindre bergartsfragmenter (fig. 3.3), dette vil føre til en

fallsortering i en vifte dannet ved steinsprang (Rapp, 1960; Blikra et al., 1989; Blikra & Nemeč, 1998). Slike vifter er ofte de bratteste, med gjennomsnittlige skråningsvinkler på 20 – 45° og rette lengdeprofiler (Blikra et al., 1989; Blikra & Nemeč, 1998). Viktigste utløsende årsak for steinsprang er økt vanntrykk i svakhetssoner og frostsprengning (Rapp, 1960; Braathen et al., 2004). Våren og høsten er årstidene med mest steinsprangaktivitet på grunn av at det ofte er temperatursvingninger og kraftig nedbør/snøsmelting. I tillegg kan rotsprengning være en utløsende faktor (NVE, 2011b).

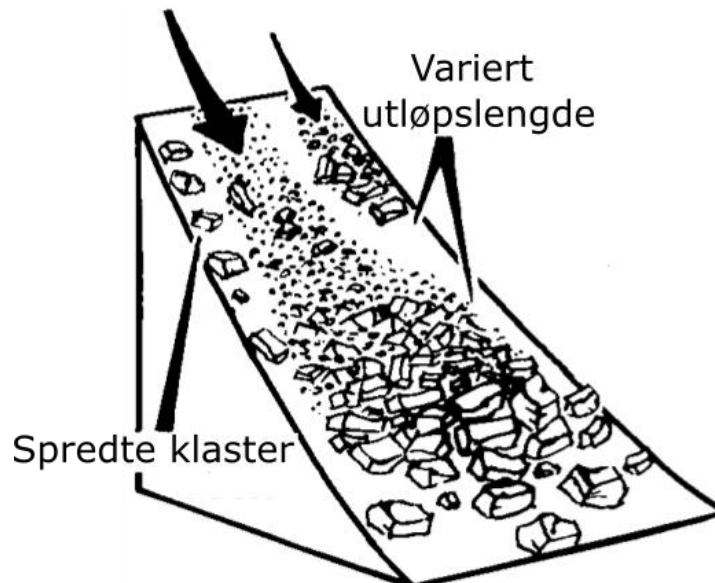


Fig. 3.3: Typiske morfologiske trekk karakteristisk for avsetninger av steinsprang. Kantede laster spredt i avsetningen med fallsortering der klaster med størst kornstørrelse er avsatt i foten av viften. Modifisert fra Blikra & Nemeč (1998).

3.3.1 Steinskred

Steinskred skiller seg fra steinsprang ved at det er en mer sammenhengende og glidende prosess med volum mellom 100 og 100 000 m³, som får en mer veldefinert skredbane (NVE, 2011b). Steinskred utløses i en svakhetsone ved et lavvinklet glideplan mindre enn 45 grader. Slike svakhetssoner kan være sprekker, lagdelinger, foliasjoner, forkastningsflater eller andre svakhetssoner dannet ved tektonisk brudd (Braathen et al., 2004; Saintot et al., 2011).

I steinskred vil blokkene kolliderer med hverandre og dette kan føre til fragmentering langs skredbanen på grunn av stort volum av bergartsfragmenter (NVE, 2011b). Materialet fra steinskred vil samle seg i urer med noe fallsortering, ofte med lavere helningsvinkel enn steinsprangurer. Skredfare ved steinskredurer kan være høy ved at det ligger mange løse blokker i uren som kan bevege seg over tid og føre til skred (Braathen et al., 2004).

3.3.2 Fjellskred

Fjellskred er den største og mest ødeleggende skredtypen, med volum av skredmateriale på over 100 000 m³ (NVE, 2011b). I tillegg til å være svært ødeleggende i seg selv kan fjellskred føre til sekundære geofarar som tsunamier, flom og oppdemming av elver som kan føre til flom (NVE, 2011a; Hermanns & Longva, 2012).

Skredmassene kan bevege seg ved å velte, falle, strømme eller bevege seg i en kombinasjon av disse (Rapp, 1960). Karakteristisk for skredavsetningen er at den har flere store blokker, ujevn og kaotisk overflatemorfologi med lav helningsgradient (Braathen et al., 2004). Skredmaterialet består hovedsakelig av masser direkte fra fast fjell, men kan også bestå av løsmasser som jord, sedimenter og vegetasjon som dekker fjellet (NVE, 2011b). De fleste fjellskred i områder som tidligere har vært bredekket ble utløst ved slutten av glasieringen eller i løpet av deglasieringen (Thorarinsson et al., 1959). Dette kan være på grunn av trykkavlastning når isen forsvinner, kraftig frostsprengning eller hyppig jordskjelvaktivitet ved glasi-isostatisk heving (Rapp, 1960). Tidligere studier av fjellskredavsetning i Norge og Scotland indikerer at store fjellskred vanligvis skjer 2000 år etter deglasieringen (Blikra et al., 2006; Ballantyne & Stone, 2013). Fjellskred som skjer utenfor dette tidsrommet skjer ofte i tilknytning til klimaendringer, spesielt økning i nedbør, temperaturendringer og i noen tilfeller permafrostsmelting (Hilger et al., 2018).

Fjellskred skilles fra steinskred ved at fjellskred har mye høyere hastighet og høy kinetisk energi, noe som fører til en lang utløpslengde der avsetningsprosessen er uavhengig av topografien (Rapp, 1960; Blikra & Nemeč, 1998; Aa et al., 2007), og kan avsettes opp mot den distale dalsiden (Hermanns et al., 2012). Dette gjør at det ofte blir en tungeformet avsetning (Rapp, 1960).

3.5 Løsmasseskred

Løsmasseskred er en fellesbetegnelse for alle skred utløst i løsmasser. Løsmasser er alle masser som ligger over fast fjell (NVE, 2011c). Løsmasseskred som blir beskrevet her er jordskred og flomskred, der flomskred deles inn i høy- og lav-viskøse flomskred basert på vanninnhold. Jordskred og flomskred skilles på løsneforhold, løsnemekanisme, bevegelsesmekanismer og avsetningsformer, men det kan ofte være en glidende overgang mellom skredtypene (NVE, 2011c). Andre løsmasseskred er leirskred, kvikkleireskred og fine massestrømmer. Disse vil ikke bli presentert ettersom det ikke ble kartlagt slike skredavsetninger eller prosesser i Bondhusdalen.

3.5.1 Flomskred

Flomskred klassifiseres av NVE (2011d) som et hurtig, vannrikt, flomlignende skred av løsmasser som opptrer langs et klart definert elve- og bekkeløp eller i en annen form for kanalisering der det ikke er permanent vannføring. Hungr (2005) og Blikra og Nemeč (1998) definerer flomskred som gravitasjonsstrøm bestående av en blanding av vann og løsmasser. Flomskred kan også inneholde en blanding av snø eller sørpe. Det norske ordet «flomskred» omfatter de engelske begrepene *debris flow* og *debris flood* (NVE, 2011c).

Skredmassene kan avsettes i levéer langs skredløpet og skredmaterialet akkumulerer ofte i store vifter i utløpsområdet (NVE, 2011c; Rubensdotter et al., 2021). Levéer er avlange rygger som følger skredløpets ytterkant, kan ofte være blokkrike og avsettes hovedsakelig i skredløpet, men også i utløpsområdet (Blikra & Nemeč, 1998; Rubensdotter et al., 2021). Det er vanligvis mulig å skille skredløpet fra løsne- og avsetningsområdet siden skredløpet ofte har tydelig erosjonsspor (Rubensdotter et al., 2021). Levéene i flomskred har ofte blokker og steiner avsatt med lengste akse parallelt med strømretningen (Sletten & Blikra, 2007).

Flomskred kan utløses med utglidning, steinsprang, annen skredtype eller av en ustabil bratt bekk (Hungr et al., 2014), og utløses ofte i sammenheng med ekstremnedbør (Caine, 1980; Blikra & Nemeč, 1998; Hungr et al., 2014). Skredet utløses gjerne i skråninger mellom 25 og 40 grader (Rapp & Nyberg, 1981). Flomskred følger kanaler, eksisterende eller danner nye, og løsmassene sprer seg når de kommer ut av kanalene (Blikra og Nemeč, 1998).

Alle flomskred har høyt vanninnhold, men det skilles mellom lav-viskøse og høy-viskøse flomskred, avhengig av mengden vann i forhold til løsmasser (Blikra & Nemeč, 1998). Lav-viskøse flomskred har et svært høyt vanninnhold, som ofte gjør at de får et turbulent strømningsmønster. Et lavere vanninnhold i høy-viskøse flomskred gjør at de ofte er mer kohesive på grunn av høyere skjærkraft. Skjærkreftene er lavere i lav-viskøse flomskred på grunn av det høye vanninnholdet, og er derfor ofte mer erosive (Blikra & Nemeč, 1998)

Avsetningene fra høy-viskøse flomskred er ofte matriks-rik med en bred sammenhengende lobe, som kan tynnes ut i blokkrike levéer proksimalt (fig. 3.4) (Blikra & Nemeč, 1998). Lav-viskøse flomskred er ofte mer sensitive for topografi, som fører til at skredbanen ofte bukker seg litt og viften har oftere en lavere helning sammenlignet med vifter dominert av høy-viskøse flomskred. Morfologiske kjennetegn for lav-viskøse flomskred er levéer, overløpstunger og avlange loper (fig 3.4) (Blikra & Nemeč, 1998). Fronten på loben er karakteristisk ved at den

er klastbåret med kornstørrelsene blokk til stein, mens «halen» til frontloben er ofte mer matriksbåret med kornstørrelsene stein til grus (Blikra & Nemeč, 1998).

For å få dannet store flomskredvifter er det ofte i en kombinasjon av høy- og lav-viskøse flomskred. Høy-viskøse flomskred har ofte kortere utløpslengde enn lav-viskøse flomskred på grunn av det lavere vanninnholdet. Det er ikke uvanlig å finne avsetninger fra høy-viskøse flomskred relativt høyt oppe i en flomskredvifte, inni eldre spor, og kan danne en blokkering i skredbanen. Lav-viskøse flomskredhendelse, timer, dager eller år senere, vil ikke alltid ha energien for å komme gjennom blokkeringen, og vil derfor flomme over kanalveggen og danne et nytt spor. Repetisjon av dette vil danne trekantformede vifte (Rubensdotter et al., 2021).

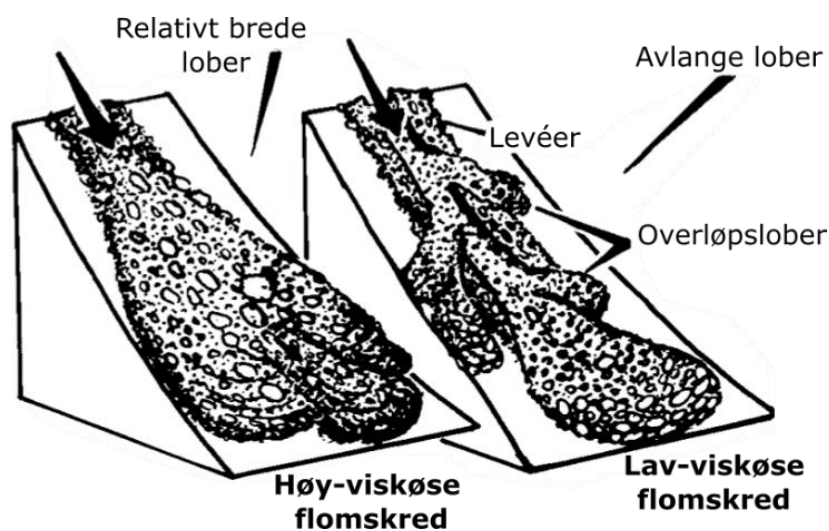


Fig. 3.4: Morfologiske trekk for avsetninger fra høy- og lav-viskøse flomskred. Modifisert fra Blikra & Nemeč (1998).

3.5.2 Jordskred

Jordskred er en rask massebevegelse av løsmasser med noe vann, og ofte vegetasjon (Hungr, 2005; NVE, 2011c). Skredet er ofte på en grunn, plan overflate og følger ikke kanaler (Hungr et al., 2014). Det er nesten alltid vann som er den utløsende faktoren for jordskred (NVE, 2011c). Økt vanninnhold kan føre til svakere kohesjon, økt poretrykk og overflateerosjon. Dette er viktige utløsende faktorer (Moser & Hohensinn, 1983). Jordskred begynner ofte som en utglidning av masser i skråningen mellom 25° og 40° og river med seg løsmasser til en stadig bredere sone i skråningen (Blikra et al., 1989; NVE, 2011c), der skredet går over til mer flytende form og så over til en veldig rask strøm av masser (Hungr et al., 2014). Det går sjeldent jordskred i terreng slakere enn 30° og brattere enn 45°, siden det må være bratt nok til at massene settes i bevegelse. Brattere enn 45° er det sjeldent nok løsmasser avsatt til at det kan utløses jordskred. Det er likevel dokumentert at det har gått jordskred ned til 25 grader. Det norske ordet «jordskred» omfatter det engelske begrepet *debris slide* (NVE, 2011c).

3.4 Snøskred

Snøskred er en hurtig utglidning av snø langs en glideflate (Rapp, 1960). Glideflaten kan være berggrunn, et lag i snødekket, løsmasser eller vegetasjonsdekket overflate. Snøskred er den skredtypen som tar flest menneskeliv og fører til mest skade på infrastruktur i Norge (NVE, 2011d). Snøskred deles inn etter utløsningsmekanisme, og skiller dermed mellom løssnøskred og flakskred, som videre kan deles inn i våte og tørre snøskred basert på vanninnhold (Blikra et al., 1989; Blikra & Nemeč, 1998; NVE, 2016). Snøskred av vannmettet snø kalles sørpeskred (NVE, 2011d). Snøskred er viktig geomorfologisk, og en landskapsendrende prosess som gir karakteristiske avsetninger og landformer (Laute & Beylich, 2014).

Utløsning, størrelse, lokalitet, karakter, utløpslengde og frekvensen av snøskred kontrolleres hovedsakelig av topografien og klimaforhold (Luckman, 1977; Blikra & Nemeč, 1998; Laute & Beylich, 2014). De topografiske forholdene som har størst betydning for snøskred er terrengets helning, relieff, orientering og morfologi (Blikra & Nemeč, 1998). Snøskred kan skje ved kraftig snøfall, strukturelle svakheter i snødekket eller ved tap av kohesjon i snødekket, ofte ved snøsmelting. Dette fører to dominerende perioder med snøskredaktivitet, en vinterfase dominert av kraftig snøfall med tørre flakskred og tørre løssnøskred, og vårfase dominert av snøsmelting med våte flakskred og sørpeskred (Luckman, 1977).

Snøskred utløses hovedsakelig i terreng med hellingsgrad mellom 35 til 45 grader (Blikra & Nemeč, 1998). Når terrenget blir brattere, mellom 60 og 90 grader, vil ikke snøen bli liggende og bygge seg opp tilstrekkelig til at det blir store snøskred (NVE, 2011d). Skråninger av ur eller vegetasjon har lavere frekvens av snøskred sammenlignet med skråninger bestående av bart fjell eller gressdekket overflate på grunn av friksjonen mot underlaget er lavere på slike overflater (Luckman, 1977). Fjellsider som ligger i le for vindretninger som er nedbørsførende er mest utsatt for snøskred. Dette er fjellsider der vinden vil føre til oppsamling av fokksnø. På Vestlandet kommer vindretningen hovedsakelig fra sør og sørvest (Sletten et al., 2003), og snøen vil derfor bygge seg opp i nordlige og nordøstlige fjellsider. Vindavsatt snø har høyere tetthet enn snø avsatt fritt (Blikra & Nemeč, 1998).

Tørre snøskred forekommer ved temperaturer under null over en lang periode, der utløsningsfaktoren er store nedbørsmengder eller sterk vind (NVE, 2011d). Våte snøskred utløses ofte i mildvær. Dette er skred som er våte og tunge, og beveger seg ofte saktere enn tørre snøskred. Våte snøskred har ofte høyere erosiv kraft (Blikra et al., 1989).

Snøskred kan transportere store mengder løsmasser i alle kornstørrelser. Løsmasser som ligger i skredløpet, i løsmassedeckket eller løsmasser avsatt i snødekket avsatt av andre skredtyper som steinsprang, kan bli transportert av snøskred (Blikra & Nemeč, 1998; Matthews et al., 2020). Snøsmelting fører til at løsmasser som ligger i snødekket blir liggende løst over hverandre, og ofte ustabil. Dette fører også til at steiner, eller andre mindre kornstørrelser, kan bli avsatt på toppen av blokker (Blikra & Nemeč, 1998). Mengden løsmasser som blir transportert er svært varierende, og ikke alle snøskred avsetter løsmasser (Rapp, 1960; Blikra & Nemeč, 1998). Rapp (1960) skiller mellom skitne og hvite snøskred, der skitne snøskred eroderer og transporterer løsmasser. Snøskredavsetninger er karakterisert ved pløyespor, løsmassehaler, langsgående nedskjæringer, løsmasserygger, spredte flekker og løber (fig. 3.5) (Blikra & Nemeč, 1998). Snøskred kan danne landformer som skar, basseng og hauger av blokker med en slak side mot skråningen og en brattere nederfor (Owen et al., 2006). Snøskred kan danne tungformede avsetninger eller vifteformer (Blikra et al., 1989). Skader på trær er en indikasjon på snøskred. Trær kan bli bøyd, knekt eller få skader av snøen og løsmasser i den når det går skred (Luckman, 1977).

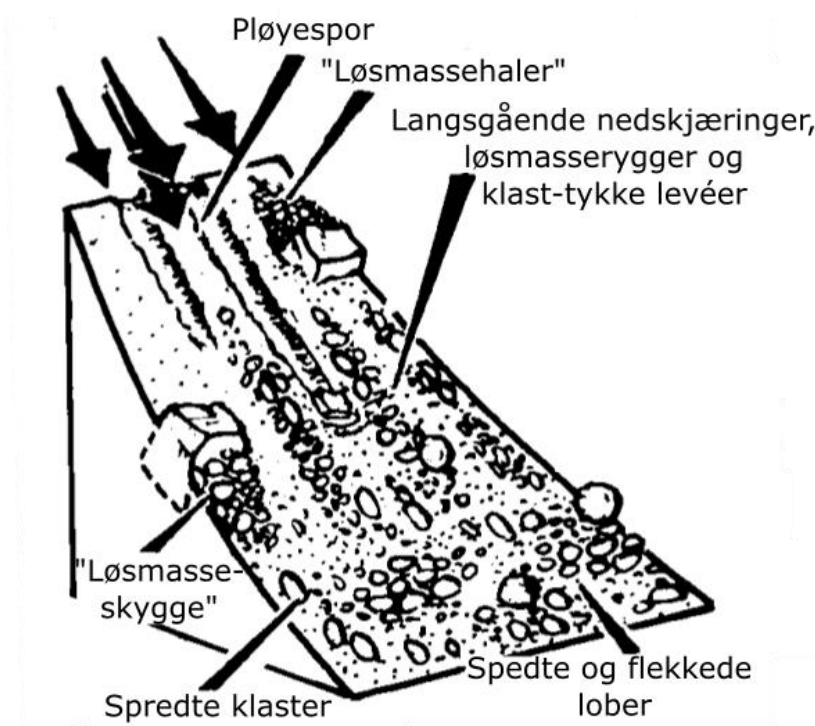


Fig. 3.5: Typiske morfologiske trekk karakteristisk for skred avsatt av snøskred. Modifisert fra Blikra & Nemeč (1998).

3.4.1 Løssnøskred

Løssnøskred, også kalt pudderskred, er et skred med fersk snø eller eldre løs snø med lite kohesjon (Blikra & Nemec, 1998). Skredet utløses ofte i veldig bratte skråninger, og brer seg utover skredbanen som en hurtig turbulent masse. Denne skredtypen har en ofte en pæreform siden skredet begynner med en lokal utglidning som utvikler seg etter hvert som det river med seg snøkorn (NVE, 2011d). De groveste snøkrystallene vil bevege seg langs underlaget, mens finere krystaller vil virvles opp og være luftbårne (Hopfinger, 1983). Løssnøskred kan få høy hastighet, over 60 m/s, som kan resultere i skredgufs. Skredgufs er vind generert av den fallende snøen. Skredgufs kan knekke trær, lysstolper og knuse vinduer og mindre bygg (NVE, 2011d). Løssnøskred har liten erosiv kraft, da det ofte går i overflaten av snødekket (Rapp, 1960; Blikra et al., 1989).

3.4.2 Flakskred

Flakskred er den skredtypen som har tatt flest menneskeliv i Norge (NVE, 2011d). Karakteristisk for denne skredtypen er en markant bruddkant, flak som glir over et glideplan og skredmasser som blir avsatt blokkvis (Rapp, 1960; NVE, 2016). Flakskred utløses av svake bindinger mellom lagene i snødekket. Dette fører til et skjærbrudd mellom glideplanet og snøflaket. Lagdelingen er et resultat av ulike værforhold som snøen akkumuleres ved (Blikra & Nemec, 1998). Det er ofte høy tetthet i snøen, og flakbitene er ofte 0,2 – 1 m store. Akkumulerte snømasser i utløpssonen får ofte en tungeform siden hastigheten er størst i midten av skredet (Rapp, 1960). Flakskred er ofte større volum og areal enn løssnøskred, og kan få en bruddkant som er opptil flere hundre meter brede (Blikra et al., 1989).

3.4.3 Skavlbrekk

En snøskavl er definert som en overhengende avsetning av vinddrevet snø som ligger over toppen på en berggrunns- eller isoverflate (McCarty et al., 1986; Hancock et al., 2018), og dannes ofte langs rygger og fjelltopper (Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2016). Når skavlen knekker og treffer underlaget under beveger snømassene seg videre som små snøskred på samme måte som flakskred (Rapp, 1960). Skavlbrekket kan igjen utløse snøskred i ellers stabile fjellsider på grunn av sjokkbelastningen (Rapp, 1960; McCarty et al., 1986; Blikra & Nemec, 1998; NVE, 2016). Skavlen knekker som regel på grunn av økt vekt i form av fersk vindtransportert snø og/eller ved temperaturstigning som fører til svekkede bindinger i snøen (NVE, 2016).

3.4.4 Sørpeskred

Sørpeskred forekommer ved vannmettet snø, og kan klassifiseres som et vått løssnøskred (Blikra et al., 1989). Høyt vanninnhold vil gi massene flyteevne, høy massetetthet og sammen med høyt løsmasseinnhold vil skredene få høy erosiv kraft (Rapp, 1960; Blikra et al., 1989; Gardner, 1983). Sørpeskred oppstår ofte som resultat av dårlig drenering. Slike situasjoner skjer oftest om våren når snøsmelting fører til mer smeltevann enn det som blir drenert, eller dårlig drenering som følge av tele eller is (Blikra et al., 1989). Skredet vil kanaliseres langs forsenkninger i terrenget der snø, is, vann og ofte store mengder løsmasser beveger seg på en massestrømlignende måte (Blikra et al., 1989). Sørpeskredet kan få tilført vann ved at skredet går ned i en bekkeforsenkning eller i et vann som fører til at det blir vannmettet og blir et sørpeskred (NVE, 2011d). Sørpeskred kan danne vifteformete, usammenhengende akkumulasjoner av grovt materiale i hauger i nedre del av viften og danner klast-tykke levéer i skredbanen (fig. 3.6). Snødekket, som er vannmettet, vil miste fastheten og derfor kan sørpeskred gå i terreng som har lavere helningsvinkel enn 30 grader (Blikra & Nemeč, 1998).

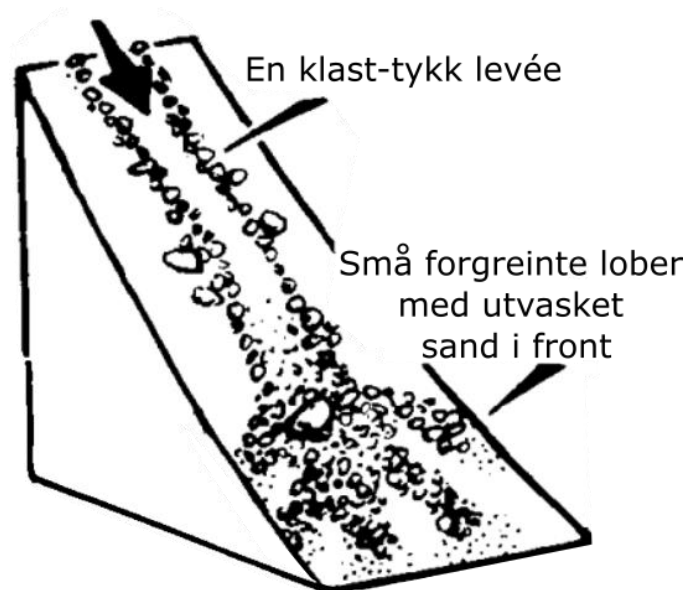


Fig. 3.6: Morfologiske trekk for avsetninger fra sørpeskred. Modifisert fra Blikra & Nemeč (1998)

4. Metoder

I dette kapittelet gjennomgås metodene benyttet i masteroppgaven. Kwartærgeologisk kartlegging er brukt for å kartlegge skredavsetninger og andre løsmasser i studieområdet. Volumberegning er brukt for å finne volum av fjellskredavsetningen Vassura. Eksponeringsdatering ved *in situ* kosmogene ^{10}Be er brukt for å finne alder på fjellskredavsetningen Vassura.

4.1 Kartlegging

Metodene brukt ved kartlegging av skredavsetninger er tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging og detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng. Metodene brukt for å bestemme løsmassenes avsettende agens er basert på sedimentære og geomorfologiske egenskaper.

4.1.1 Kwartærgeologisk kartlegging

Et kvartærgeologisk kart skal gi et bilde av hvordan løsmassene er dannet, fordelt og oppbygget (Ross et al., 1974). I tradisjonelle kvartærgeologiske kart er løsmasseinndelingen basert på jordartenes avsettende agens. De vanligste avsettende agenser i Norge er isbreer (morenemateriale), breelver (glasifluviale sedimenter), bresjø (glasilakustrine sedimenter), elver (fluviale sedimenter), innsjøer (lakustrine sedimenter), hav (marine sedimenter), vind (eoliske sedimenter) og skredprosesser (skredavsetninger). I tillegg er det forvittringsmateriale og torv og myr. De nevnte prosessene nevnt har ulik kompetanse og transportmekanisme som fører til at sedimentene får unike sedimentære egenskaper. Dermed kan jordartene skilles ut fra sedimentære egenskaper som kornstørrelse, sortering, rundingsgrad, pakning og porøsitet. Begrepene kvartærgeologiske kart, jordartskart og løsmassekart blir ofte brukt synonymt.

Kwartærgeologiske kart inneholder opplysninger om den geologiske utviklingen, avsetningenes egenskaper og utbredelser i tillegg til avsetningstyper. Kartene har ulike symboler i form av punkter, linjer og polygoner som gir informasjon om løsmasser, erosjonsformer og landformer i området. De er nyttig for forståelsen av landskapets utforming og historie. Kartene blir brukt til ulike formål, som for eksempel arealplanlegging, vurdering av geofarer og kartlegging av naturressurser (Fredin et al., 2014). Historisk er kvartærgeologiske kart vanligvis utarbeidet i målestokk 1:50 000 eller 1:250 000 som gir mulighet til å tilpasse seg ulike behov (Rubensdotter et al., 2016). Har valgt å presentere kartet i målestokk 1: 28 000 siden det dekker området kartlagt med tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging.

Under feltarbeidet ble appen Field Maps benyttet der det ble lagt inn punkter med koordinater, bilder og beskrivelse av jordartene (Esri Resources, 2022c). For målestokk er det brukt en meterstokk som er 1 m eller sammenbrettet til 20 cm. Kartene er utarbeidet i ArcGIS Pro 2.8.

4.1.2 Detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng

I 2011 lanserte NVE nye retningslinjer for skredfarekartlegging (NVE, 2011a). NGU har siden jobbet med å utvikle et nytt kartprodukt med bedre kvalitet og høyere detaljnivå i målestokk 1:10 000, med fokus på skråningsprosesser i bratt terreng (Rubensdotter et al., 2016). Detaljene gjør det mulig å skille skredavsetningene ut fra punkter, linjer og fargepolygoner. Tradisjonelle kvartærgeologiske kart har kun to fargepolygoner for skredavsetninger: sammenhengende- og usammenhengende skredmateriale. De nye detaljert kvartærgeologiske kartene med fokus på skråninger har det åtte ulike typer fargepolygoner for skredavsetninger, med hovedavsetningene skred fra fast fjell, løsmasseskred og snøskredavsetninger. I tillegg er det undergrupper av polygoner for blandede avsetninger av de ulike skredtypene (Rubensdotter et al., 2016). Har valgt å presentere kartet i 1: 14 000.

4.1.3 Beskrivelse av sedimentære parametere

Skredprosessene gir avsetninger med ulike sedimentologiske karakteristikk. Det er derfor viktig med sedimentologiske undersøkelser for å bestemme avsettende agens. De sedimentære parametere som er blitt brukt er kornstørrelse, rundingsgrad, kornorientering, sortering og pakning. De sedimentære parametere er blitt observert i naturlige snitt langs skredløpene, men det var ikke mulig å grave i avsetningene.

Wentworths kornstørrelsesinndeling er benyttet for å beskrive kornstørrelse, der leire er minst og blokker størst (Wentworth, 1922). Rundingsgradene er delt inn i kantet, kantrundet, rundet og godt rundet som avhenger av transportlengde og erosjon (Compton, 1962; Bergersen, 1970). Løsmasser avsatt ved kort transport vil ofte være mer kantete enn løsmasser avsatt ved lengre transport. Sorteringsgrad går ut på om løsmassene har samme størrelse og rundingsgrad (Bergersen, 1970). God sortering betyr at alle løsmassene har samme kornstørrelse og rundingsgrad, mens ved dårlig sortering har løsmassene ulike størrelser og rundingsgrad (Compton, 1962) (s. 214). Klastorientering er om klastene er orientert med lengste akse i samme retning. Dette kan oppstå ved avsetning, men klastene kan også orienteres av prosesser etter avsetning. Orientering er likevel nyttig i tolkning av avsettende agens (Harms et al., 1975).

4.1.4 Terrengmodeller i ArcGIS Pro

Ulike skredprosesser gir ulike avsetnings- og erosjonsformer, det er derfor viktig å undersøke geomorfologien ved skredkartlegging. Ved å bruke digitale terrengmodeller er det mulig å undersøke områdes geomorfologi tross tett vegetasjon. I tillegg er det nyttig å bruke for områder som ikke kan undersøkes i felt på grunn av tid, krevende terreng og stort areal. Det ble brukt skyggerelieff og helningskart under fjernkartleggingen.

Skyggerelieffet er utarbeidet i ArcGIS Pro ved bruk av *hillshade* i *spatial analyst*-verktøyet. Digital terrengmodell (DTM) med oppløsning 10 x 10 m og 1 x 1 m er hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b), og brukt som datagrunnlag for terrengmodeller med skyggerelieff. *Hillshade*-funksjonen (Esri Resources, 2002a) brukes til å lage et skyggelagt relieff av overflaten fra rastercellene i DTM ved å definere lyskilden/solens posisjon ved bruk av høyde – og asimutegenskaper. Det dannes «skygger» der topografien vender vekk fra lyskilden og områder som vender mot blir belyst. Asimutegenskapene er vinkelen på lyskilden i et intervall på 0 – 360°, der 0/360° er nord og 180° er sør. Lyskildens høyde over horisonten avgjør om det genereres lange eller korte skygger, der ~0° er nær horisonten (lange skygger) og ~90° er rett over (korte skygger). For alle modeller i denne oppgaven er standard-innstillinger benyttet, der asimut er 315°, og høyde er 45° (Esri Resources, 2022a).

I ArcGIS Pro ble det også utarbeidet et helningskart ved bruk av *spatial analyst*-verktøyet *slope*. Helningskartet definerer gradienten fra hver rastercelle basert på høydeverdiene i nabocellene gitt av DEM. Gradienten bestemmes ut fra trigonometri (Esri Resources, 2022b). Gradientene kan oppgis som grader eller prosent, i denne studien er det brukt grader. Verdiene til gradientene for hver celle er cellens gjennomsnittlige gradient i den største fallretningen.

4.1.5 Flyfoto

Det var flere deler av feltområdet som det var fysisk umulig å undersøke i felt. Her ble det brukt flyfoto fra nettsiden Norge i bilder (norgebilder.no) for å undersøke løsmassene. Dette kan gjøres ved å undersøke vegetasjonsdekket og skredavsetninger i skredenes utløpssoner på ulike flyfoto. Nettsiden har flyfoto for studieområdet fra 1962, 1963, 2003, 2006, 2013, 2018, 2019 og 2020. Bildeseriene gjør det mulig å avgjøre når ulike skredavsetninger har vært aktive. Det var flere bildeserier fra 2013 som dekket ulike deler av dalen, og det som dekket største delen av studieområdet kunne ikke brukes på grunn av for mye skygge. Flyfoto fra 1962 og 1963 er i svart-hvitt, men med god oppløsning.

4.1.6 Volumberegning

Volumberegning av fjellskredavsetningen Vassura (lokalitet A-1) og skredsåret er gjort i ArcGIS Pro. Metoden baserer seg delvis på metoden som er benyttet til å beregne volum av erodert masse i en skredbane i Nordland (Røthe et al., 2019b).

Det første steget var å lage sannsynlige rekonstruksjoner av dalbunnen og dalsiden som kunne brukes til å regne ut høydeforskjellene i landskapet før og etter fjellskredet. Dette ble gjort ved å interpolasjon av de kjente høydeverdiene til terrengpunkter langs omrisset av fjellskredet og skredsåret, i tillegg til noen punkter på tvers med estimerte høydeverdier.

En DTM med oppløsning 1 x 1 m fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b) er brukt for å lage en skyggerelieffmodell av området. Denne ble benyttet for å bestemme fjellskredavsetningens og skredsårets utstrekning, som ble markert med plygoner. Deler av fjellskredavsetningen ligger i Bondhusvatnet, for å finne ut hvor langt ut i vannet avsetningen går ble batymetrisk data fra Haugland (2021) brukt. Deretter ble det generert punkter langs omrisset av polygonet ved hjelp av verktøyene *Polygon to line* og *Genereta point along line* (fig. 4.2). For å angi høydeverdier til de genererte punktene ble verktøyet *Add surface information* brukt med DTMen som input. Fordi DTMen ikke inkluderer de batymetriske dataene fra Bondhusvatnet, ble punktene her endret manuelt basert på dybden fra dybdekartet. For skredavsetningen ble det også generert linjer med punkter på tvers av avsetningen, i nord-sør retning. Punktene ble endret manuelt til laveste punkt på nordsiden av avsetningen (linje 1 – 4 på fig. 4.1 og 4.2). Basert på dalbunnen utenfor avsetningens utstrekning la dermed tverrlinjene grunnlaget for den sannsynlige fortsettelsen av dalbunnen under skredavsetningen. Det ble også generert punkter i nord-sør retning i overgangen fra skredavsetning til dalside (linje 5 – 8, fig. 4.2) og over skredsåret (linje 9 – 15, fig. 4.2) som ble gitt høydeverdier basert på høydekotene på hver side.

De genererte punktene ble deretter benyttet for å interpolere høydeverdier for den tidligere dalbunnen og dalsiden ved hjelp av funksjonen *Topo to raster* med standard innstillinger (Esri, 2022d) og på den måte lage en ny DTM. Til slutt ble forskjellen mellom dagens dalbunn og tidligere dalbunn regnet ut med *Image analyst*- verktøyet *Compute change raster* med den originale DTMen (dagens overflate) og den interpolerte DTMen (tidligere overflate) som utgangspunkt. Resultatene ble en *DTM-of-difference* (DoD) som viser høydeforskjellene før og etter skredet. For å gjøre endring i høyde om til endring i volum ble de gjennomsnittlige endringene i høyde (m) for hver celle multiplisert med antall celler som representerer arealet

(m²). For å finne antall celler ble polygonets areal delt på cellenes oppløsning (m² per celle). Resultatene presenteres i kapittel 5.1.1.1.

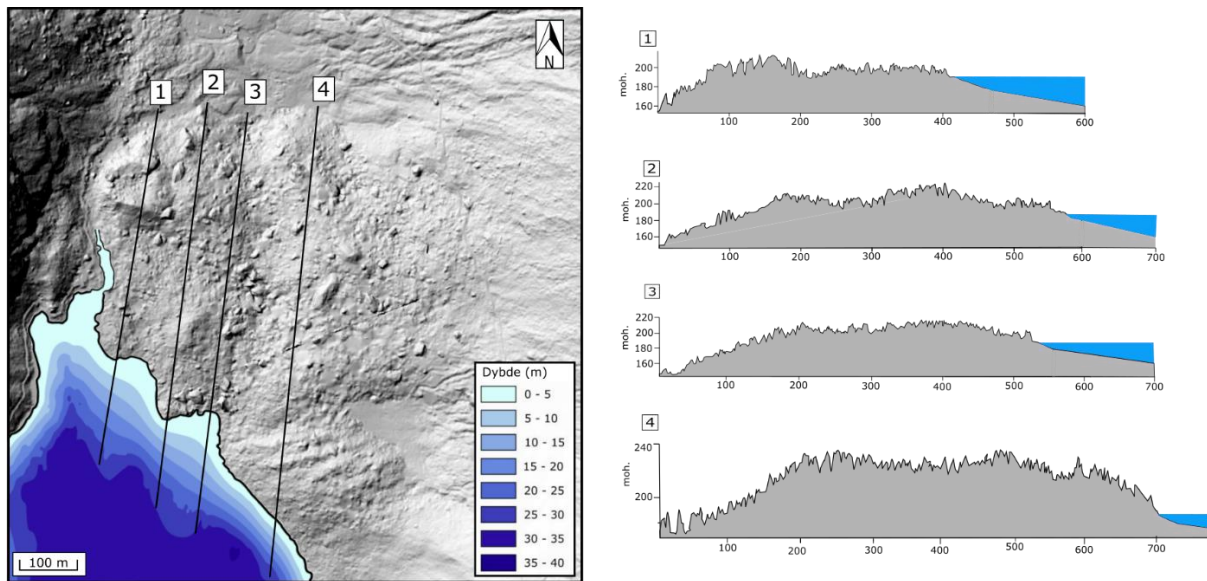


Fig. 4.1: Skyggerelieff av Vassura med dybdekart over nordenden av Bondhusvatnet. Linjene viser til tverrprofilene som er brukt for å beregne høyde til gammel dalbunn i volumberegningen. Skyggerelieffmodell og tverrprofiler er hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b) med 0,5 x 0,5 m oppløsning, og dybdekart er hentet fra Haugland (2021).

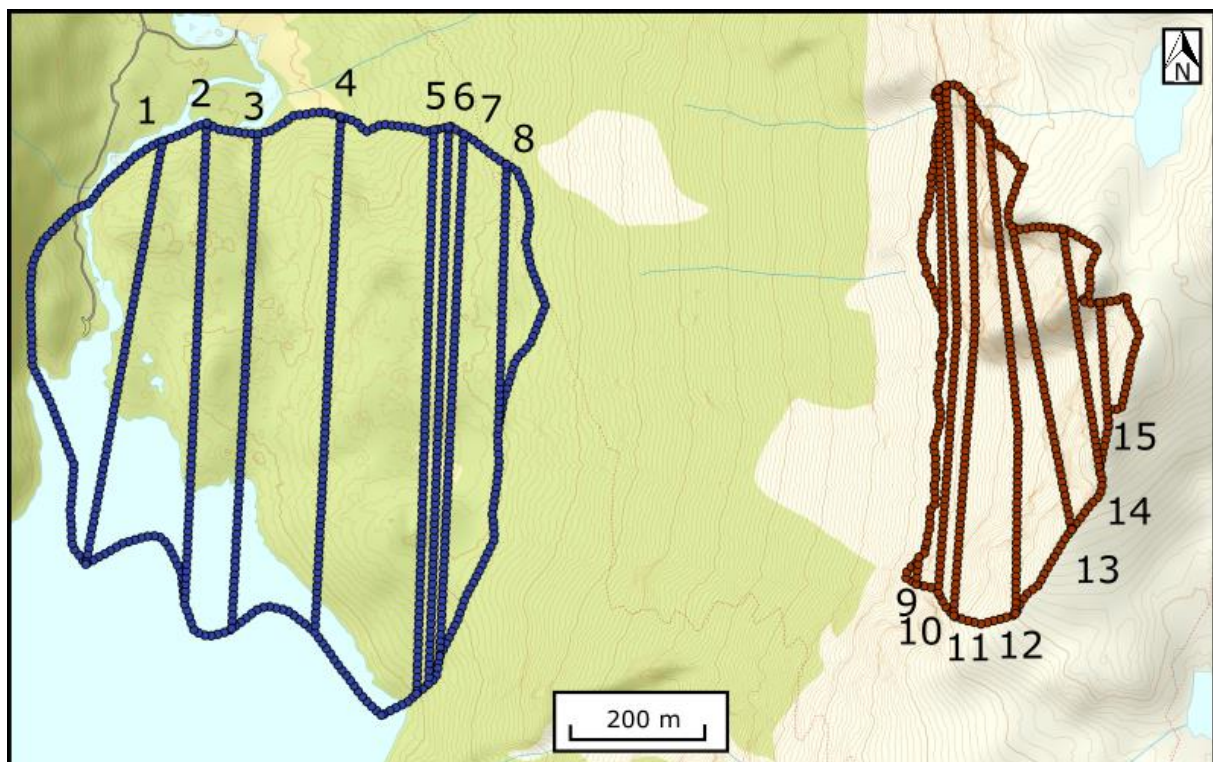


Fig. 4.2: Linjer med punkter for høyde av gammel dalbunn og gammel fjellside. Linjene markert med 1 – 4 er basert på tverrsnittene i fig. 4.1. Linjene markert 5 – 15 følger høydekotene fra hver side av rekonstruert flate. Figuren er laget med DTM med oppløsning 1 x 1 m, hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b), med norgeskart (Kartverket, 2022a) som bakgrunnskart.

4.2 Eksponeringsdatering med kosmogene nuklider

For å beregne alder på fjellskredavsetningen Vassura er metoden eksponeringsdatering med kosmogene nuklider brukt. Først vil bakgrunn om metoden bli gjennomgått, videre vil prøvetaking, mineralseparasjon og preparering av prøver til analyse bli presentert. For beregning av eksponeringsalder er nettbaserte kalkulatoren tilgjengelig fra iceTEA (2022a) brukt.

4.2.1 Bakgrunn

Metoden eksponeringsdatering med *in situ* kosmogene nuklider bygger på at jorden hele tiden blir utsatt for kosmisk stråling. Kosmisk stråling stammer fra supernovaeksplosjoner (Dunai, 2010; von Blanckenburg & Willenbring, 2014). Kosmisk stråling er høyenergiske, galaktiske partikler som hovedsakelig består av protoner, alfa-partikler og tyngre kjerner (von Blanckenburg & Willenbring, 2014).

De energirike, ladete partiklene som utgjør den kosmiske strålingen vil kolliderer med andre partikler i atmosfæren som fører til at en skur av sekundære partikler blir dannet (fig. 4.3) (Gosse & Phillips, 2001). De sekundære partiklene kan videre kolliderer med atomer i mineraler på og nær jordens overflate, som for eksempel blokk, berggrunn eller sedimenter. Dette fører til at målatomenes kjerner fragmenteres, kalt spallasjon, og at det dannes kosmogene nuklider (Gosse & Phillips, 2001; von Blanckenburg & Willenbring, 2014). I atmosfæren blir det dannet meteoriske kosmogene nuklider, og i jordens overflate blir det dannet *in situ* kosmogene nuklider (von Blanckenburg & Willenbring, 2014). I blokker utsatt for slik stråling vil det i teorien bygges opp en konsentrasjon av kosmogene nuklider proporsjonalt med tid (Ivy-Ochs & Kober, 2008).

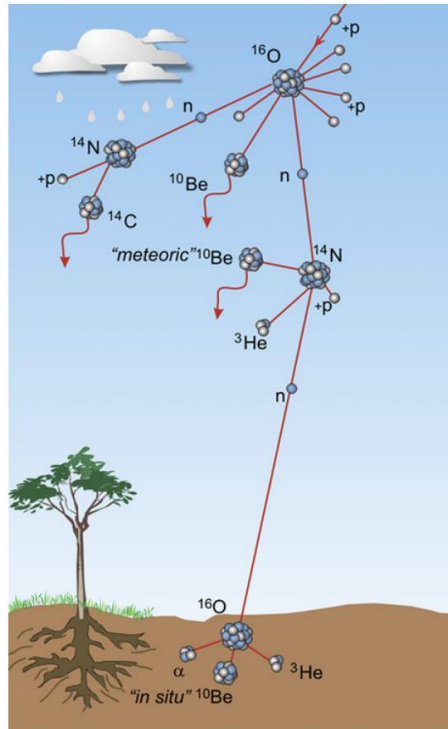


Fig. 4.3: Kosmisk stråling treffer ytterste del av atmosfæren hvor atmosfæren blir truffet av en stor andel nuklider, som ^{16}O . O^{16} sitt atom blir omgjort til kosmogene nuklider, som ^{10}Be , gjennom spallasjon. Denne kollisjonen danner en kaskade av nye sekundære partikler som videre kan reagere med andre atomer. Hentet fra von Blackenburg & Willenbring (2014).

Eksponeringsdatering kan bruke ulike nuklider, blant annet ^{10}B , ^{14}C , ^{26}Al og ^{36}Cl . De forskjellige nuklidene har ulik halveringstid og finnes i ulike bergarter (Darvill, 2013). Dette betyr at dateringsmetoden kan brukes innen mange ulike geomorfologiske problemstillinger og tidsperioder (Ivy-Ochs & Kober, 2008). ^{10}Be er en av de mest brukte nuklidene innen geomorfologiske problemstillinger siden denne dannes i kvarts (SiO_2), som er et motstandsdyktig mineral (Bierman & Nichols, 2004). ^{10}Be blir produsert i de øverste 1 – 3 m av bergoverflaten *in situ* i mineralstrukturen (Ivy-Ochs & Kober, 2008; Darvill, 2013). Rekkevidden til ^{10}Be -eksponeringsdatering er fra et par hundre år til flere millioner år (Gosse & Phillips, 2001). Produksjonsraten til ^{10}Be varierer med høyde over havet og breddegrad. Den skandinaviske produksjonsraten er $3,95 \text{ g}^{-1}\text{år}^{-1}$ basert på CRONUS LSDn skaleringsmodellen (Stroeven et al., 2015), mens den globale produksjonsraten til ^{10}Be er $3,92 \text{ g}^{-1}\text{år}^{-1}$ (Borchers et al., 2016).

Det er en del begrensinger ved bruk av *in situ* kosmogene nuklider. Overflaten som prøven skal hentes fra skal helst I) ha kun en eksponeringsepisode, II) ha vært kontinuerlig eksponert i samme posisjon, III) ikke vært skjermet eller overdekket, IV) ha gjennomgått kun minimal grad av erosjon og forvitring (Gosse & Phillips, 2001).

Det er viktig å ta i betraktning at flaten som ønskes datert kan ha vært utsatt for skjerming, dette vil gi underestimert alder fordi flaten vil ha lavere nuklidekonsentrasjon enn uten skjerming (fig. 4.4). Siden det er ikke et direkte lineært forhold mellom mengden stråling og vinkelen fra horisonten, må større del av horisonten være skjermet for at det skal ha betydelig effekt for den kosmiske fluksen (Darvill, 2013). Forbigående skjerming som følge av sand-, snø-, løss- eller vegetasjonsdekke er det vanskelig å beregne korreksjon for, så man bør unngå å prøveta flater med tegn til slik form for skjerming. Topografisk skjerming kan blokkere noe av strålingen, og kan gi underestimert datert alder (Darvill, 2013). Topografisk skjerming blir det korrigert for.

Det vil alltid foregå erosjon og forvitring av bergartsflater. Dette vil ha to konsekvenser. Den første er at det øverste laget, hvor kosmogene nuklider blir produsert, vil gradvis eller sporadisk fjernes. Den andre konsekvensen er at overflaten kan ha blitt eksponert senere enn hendelsen som skal dateres. Begge faktorene vil føre til underestimert alder om tapet ikke korrigeres for (Darvill, 2013). Avviket fra reell alder vil øke med tid ettersom prøven vil være mer utsatt for erosjon og forvitring. Den totale raten for fjerning av masser fra jordens overflate kalles denudasjon, og er den kombinerte effekten til erosjon og forvitring. Korreksjon kan beregnes ved å måle erosjonsflaten eller motstandsdyktige mineralbånd som kvartsårer (Gosse & Phillips, 2001; Darvill, 2013).

Arv fra tidligere episoder med eksponering vil gi overestimert alder dersom det ikke fjernes ved at I) overflaten har vært tildekket over lang nok tid, som av et isdekke, til at de kosmogene nuklidene blir brutt ned, for ^{10}Be er dette >10 Ma, II) nok erosjon til at det øverste laget med kosmogene nuklider fjernes eller III) prosesser fører materiale opp til overflaten, som har vært dypere enn > 3 m (Gosse & Phillips, 2001; Darvill, 2013).

Blokkens form kan påvirke fluksen til kosmisk stråling og dermed produksjonsraten. Formen på blokkene kan også føre til at de skjermer seg selv. På blokker som ikke har horisontale toppflater vil den kosmiske fluksen være lavere enn i en blokk som er flat på grunn av antallet spredte nøytroner tapt til atmosfæren er større på ikke flate blokker (Masarik & Wieler, 2003). Det bør derfor ikke bli tatt prøver av spisser eller rygger på toppflatene av blokkene (Darvill, 2013).

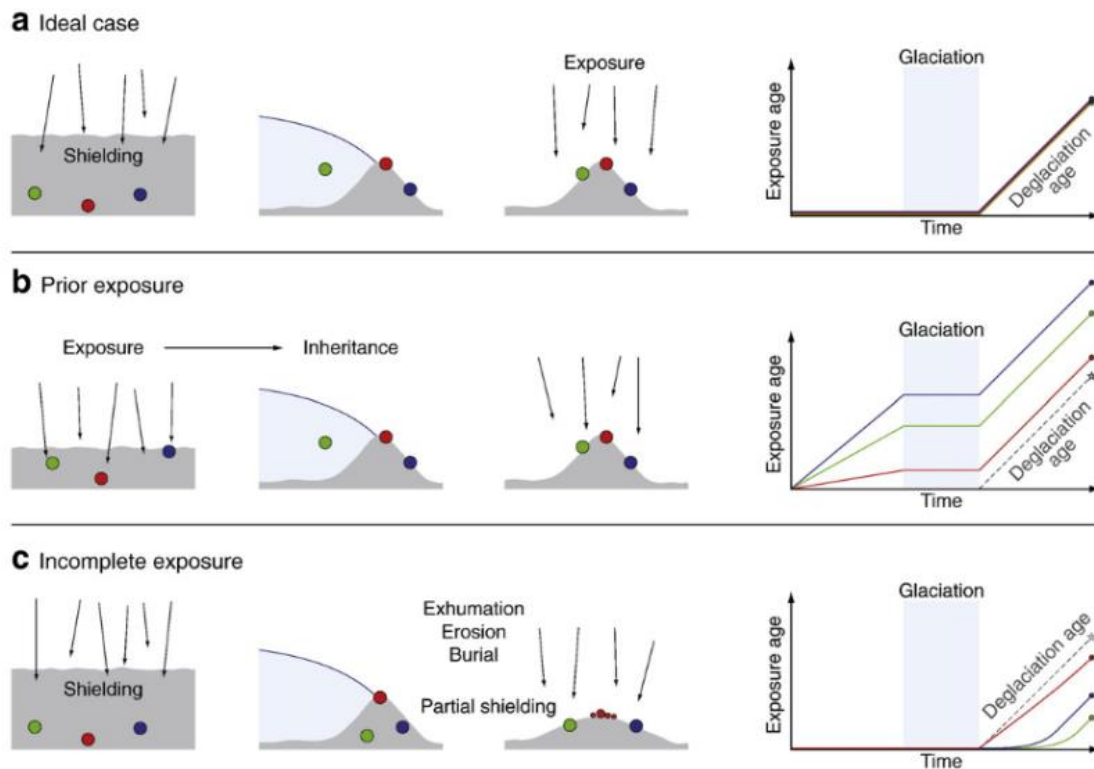


Fig. 4.4: Forskjellige situasjoner og effekten det har på resulterende eksponeringsalder. a) Det ideelle senarioet hvor flaten ikke har vært eksponert før, og kontinuerlig eksponert etter deglasiasjonen. b) Flaten har vært eksponert før deglasiasjon, men kontinuerlig eksponert etter. Gir resultat med for høy alder i forhold til sann deglasiasjonsalder. c) Flaten har ikke vært eksponert før deglasiasjon, men opplevd delvis skjerming av overflaten under deglasiasjonen. Resultatet vil gi for lav alder (Heyman et al., 2011).

I denne oppgaven skal eksponeringsdatering av *in situ* ^{10}Be brukes til å estimere alder av en skredhendelse, og finne ut om det er en eller flere hendelser. Aldersbestemmelse av skredavsetninger kan gi bedre forståelse for mekanismen bak skred. Det kan være problematisk å bruke metoden eksponeringsdatering med *in situ* ^{10}Be på skredavsetninger ettersom blokker som ligger eksponert på overflaten i dag kan ha vært på overflaten og eksponert for kosmisk stråling før hendelsen. Det gjør at dateringene gir overestimert alder (Gosse & Phillips, 2001; Hermanns et al., 2017; Hilger et al., 2019). Blokkene kan også ha veltet i senere tid etter skredhendelsen, som vil gi underestimert alder ettersom ny overflate blir eksponert (Ivy-Ochs & Kober, 2008; Hermanns et al., 2017). Ved innsamling av prøver til datering er det derfor viktig å velge blokker som trolig ikke har veltet eller rotet etter avsetning. Det gjøres ved å velge blokker midt i skredavsetningen der det ikke er trinn i terrenget (Hermanns et al., 2017).

4.2.2 Prøvetaking, mineralseparasjon og preparering av prøver til analyse

Prøvene ble samlet inn i Bondhusdalen 4. mai 2021. Det ble tatt prøver fra totalt seks blokker. Topografisk skjerming ble dokumentert ved bruk av klinometer.

Prøvene er prosessert ved Universitetet i Bergens Prepareringslaboratorium for kosmogene nuklider av senioringeniør Lars Evje. Prøvene ble først knust med en kjefteknuser, så malt opp med en skivemølle. Rundt 50% av materiale ble tapt i disse stegene. Materiale i kornstørrelse 250 – 500 μm ble brukt videre i ulike trinn med mineralseparasjon. Materialet ble kjemisk behandlet med en AqR-løsning som i hovedsak fjerner metaller og glimmerminerale. Det ble gjort flotasjon for å separere feltspat og kvarts. Det ble så gjennomført mineralseparasjon for å fjerne magnetiske mineraler. Det var så HF-etsing som løser opp gjenværende korn av feltspat og ytterflaten til kvartskornene. HF-etsingen ble gjennomført i et ultralydbad. Videre ble det gjort en renhetstest før materiale ble preparert for AMS-analyse av ^{10}B . Rene kvartsprøver løses opp, går gjennom anionkolonner for å fjerne Fe, deretter kationkolonner for å skille Al og Be. Be-fraksjonen prepareres videre ved å felle ut hydroksid, oksidere materiale, blande det med Nb og presse blandingen i katoder. Katodene sendes til Aarhus AMS Centre for AMS-analyse.

4.2.3 Beregning av ^{10}Be -eksponeringsalder

AMS-analysen gir $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ -verdier. Fra disse kan antall atomer av ^{10}Be beregnes ut fra kjent mengde ^9Be tilsatt i prøven før oppløsning. Det blir så trukket i fra antall ^{10}Be -atomer målt i blankprøven, som kun består av den kjente mengden ^9Be og de anvendte reagensene, og beregnet konsentrasjonen av ^{10}Be for hver prøve.

For å kalkulere eksponeringsalder er den nettbaserte kalkulatoren *iceTEA (Tools for Exposure Ages)* brukt (iceTEA, 2022a). Dette er et program utviklet av Jones et al. (2019) med åtte ulike verktøy for kalkulering, der *Calculate and Plot Ages* (iceTEA, 2022b) som er brukt. Denne baserer seg på rammeverket til CRONUScalc (Marrero et al., 2016). Verktøyet bruker global ^{10}Be -produksjonsrate (Borchers et al., 2016) og LSDn-skalerting (Lifton et al., 2014). Datasettet følger krav til et bestemt oppsett for å fungere, som kan lastes opp i excel-, csv-, eller txt-format.

4.2.3 Usikkerhet

For eksponeringsdatering skilles det mellom analytisk- og systematisk usikkerhet. Analytisk usikkerhet omtales ofte som intern- eller måleusikkerhet, og angir den enkelte analysens usikkerhet. Dette er i hovedsak basert på AMS-analysens presisjon, som telletall, 1-sigma og standard feil. Systematisk usikkerhet omtales ofte som ekstern- eller total usikkerhet, og er usikkerhet knyttet til nuklidenes produksjonsrate. Det kan gi for lav eller høy alder. Systematisk usikkerhet brukes ofte ved sammenligning av aldre fra andre dateringsmetoder. Videre vil analytisk- og systematisk usikkerhet bli brukt.

5. Resultat

I dette kapittelet presenteres resultater fra den kvartærgeologiske kartlegging, volumberegningen og ^{10}Be -eksponeringsaldrene. Resultatene vil videre bli diskutert i kapittel 6.

5.1 Kartlegging

Resultat av kartlegging er presentert i fig. 5.3 i A3-format og fig. 5.4 i A4-format. Det er et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger i målestokk 1: 14 000 og et tradisjonelt kvartærgeologisk kart i målestokk 1: 28 000. Det er gjort tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging over et større område enn for detaljerte kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng siden det er viktig å forstå helheten for å kunne si noe om skredprosessene. Skredkartleggingen viser at de dominerende avsetningene er fjellskred, steinskred, steinsprang, flomskred og snøskred. Det er flest skredavsetninger langs nordøstsiden av dalen. Tolkningen av avsetningene er basert på feltobservasjoner, studie av flyfoto og terrengmodeller. Lokalitetene er gitt etter skredtype A-D med lokalitetsnummer 1-3 vist i fig. 5.2B, med stedsnavn for lokalitetene i fig. 5.2A. Detaljert beskrivelse av lokalitetene er gitt i kapittel 5.1.1-5.1.4.

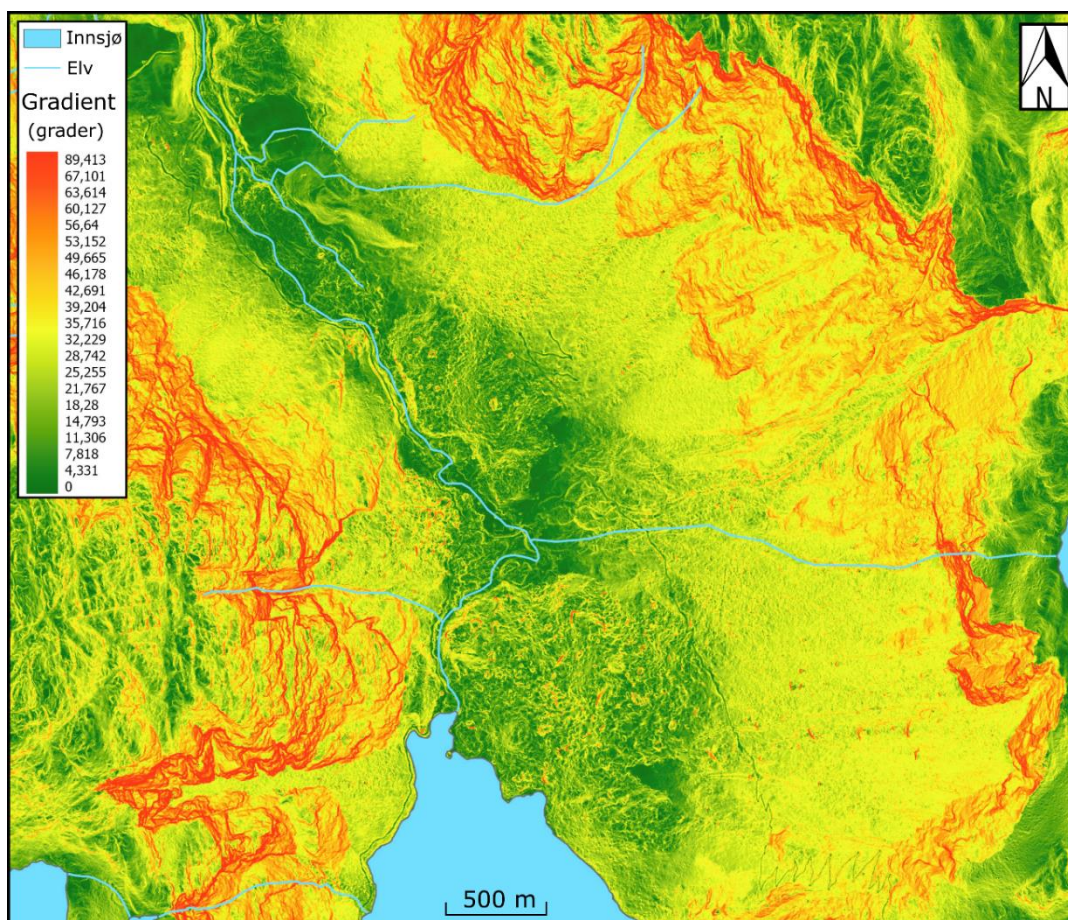


Fig. 5.1: Helningskart for studieområdet for detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng. Figuren er laget i ArcGIS Pro fra DTM med oppløsning 10 x 10 m med data fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b).

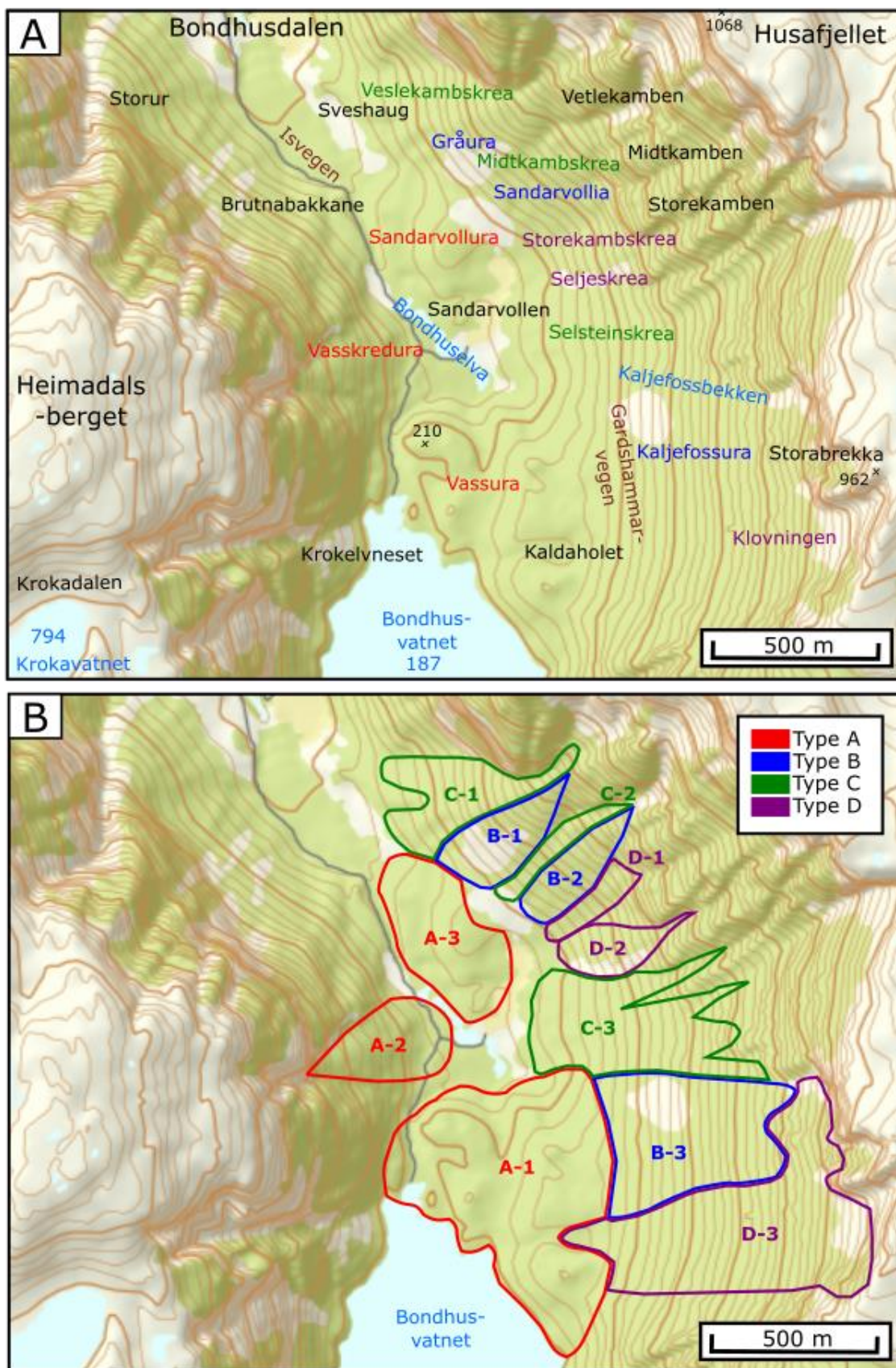


Fig. 5.2: A) Kart over området for detaljert kartlegging med stedsnavn for alle lokalitetene, med farge på stedsnavn samsvarende med farge for skredtype i figur under B) Lokalitetskart over studieområdet med inndeling av fire ulike lokalitetstyper (A-D) på bakgrunn av liknende geomorfologi og sedimentære egenskaper. Kartene er laget ved å bruke norgeskart.no (Kartverket, 2022a) og så legge på stedsnavn og utbredelsen av skredavsetningene.

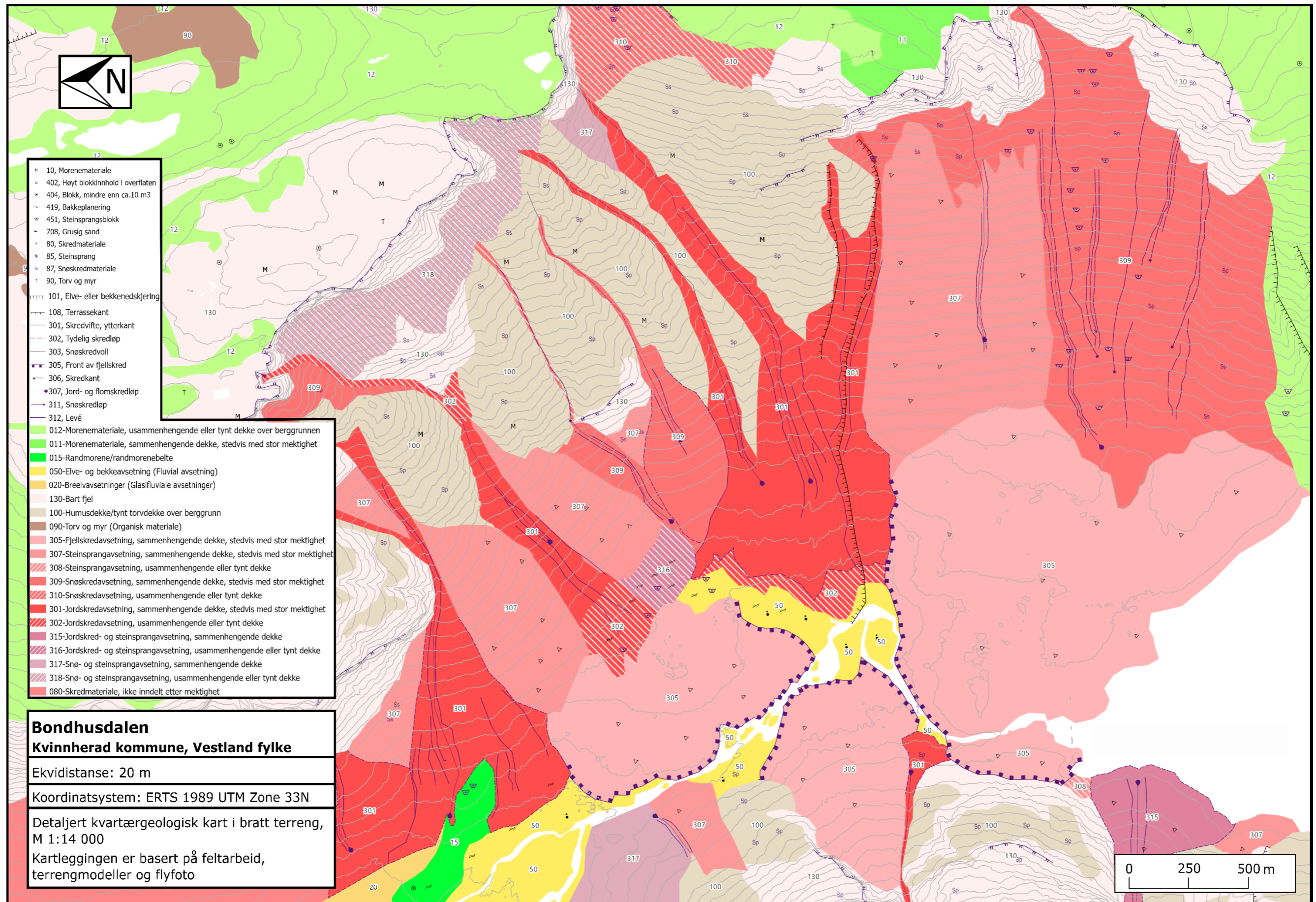


Fig. 5.3: Detaljert kvartærgeologisk med fokus på skråninger over Bondhusdalen, målestokk 1: 14 000.

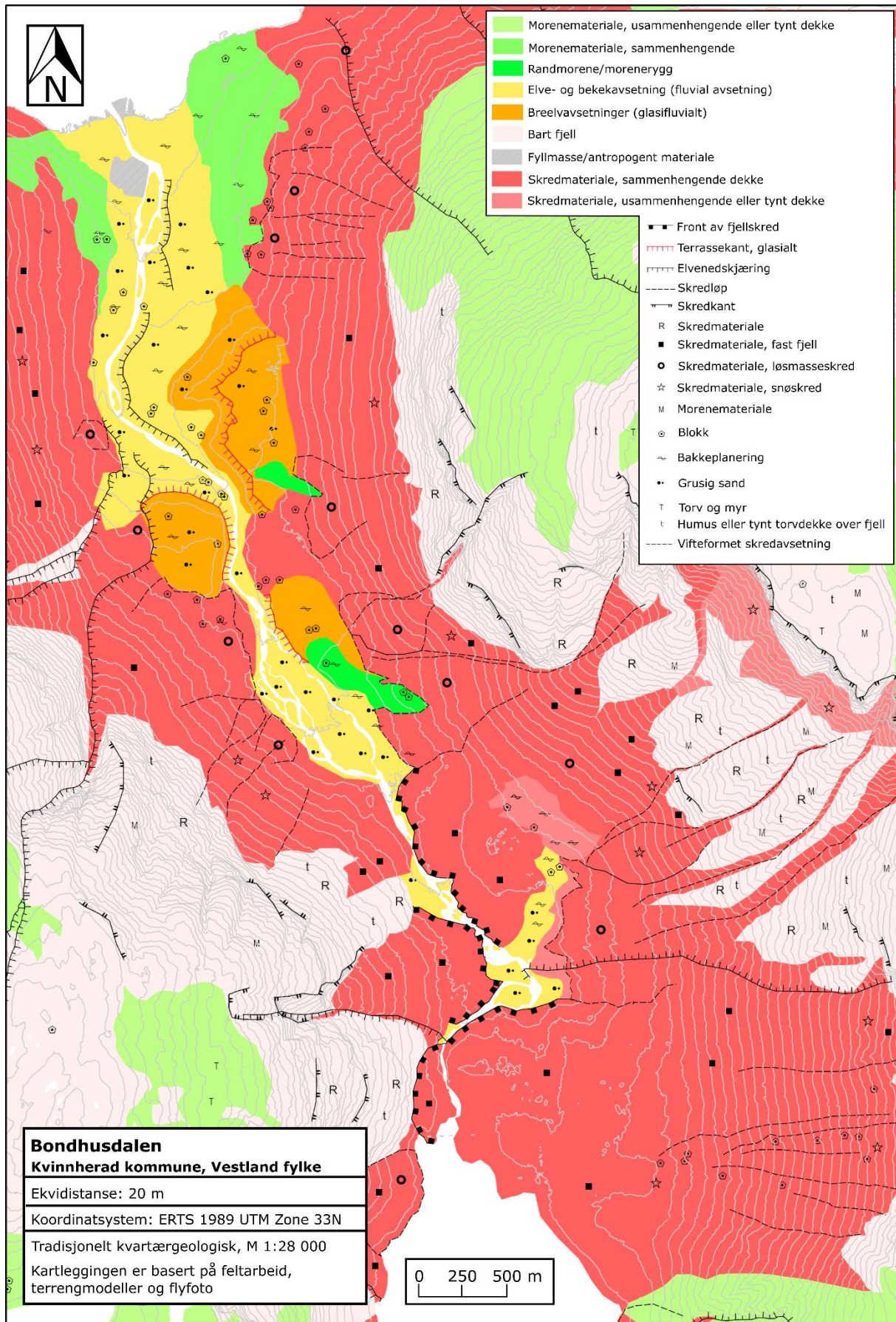


Fig. 5.4: Tradisjonelt kvartærgeologisk kart over Bondhusdalen, målestokk 1:28 000.

5.1.1 Lokaltetstype A, fjellskred

For lokalitetstype A er det to lokaliteter som er dalryllende og en som ligger opp etter fjellsiden i vest (fig. 5.5). Skredavsetningen for lokalitet A-3 har fått navnet «Sandarvollura» i denne oppgaven siden den ikke hadde eget stedsnavn på kartet. Bak lokalitet A-1 og A-3 er det er fylt igjen med skredavsetninger fra steinsprang, stein-, flom- og snøskredavsetninger. Det er flere vifter av andre skredprosesser ned mot skredavsetningen A-3. Lokalitetene har ulike løsneområder, med en øst i dalen, en nordøst og en vest i dalen.

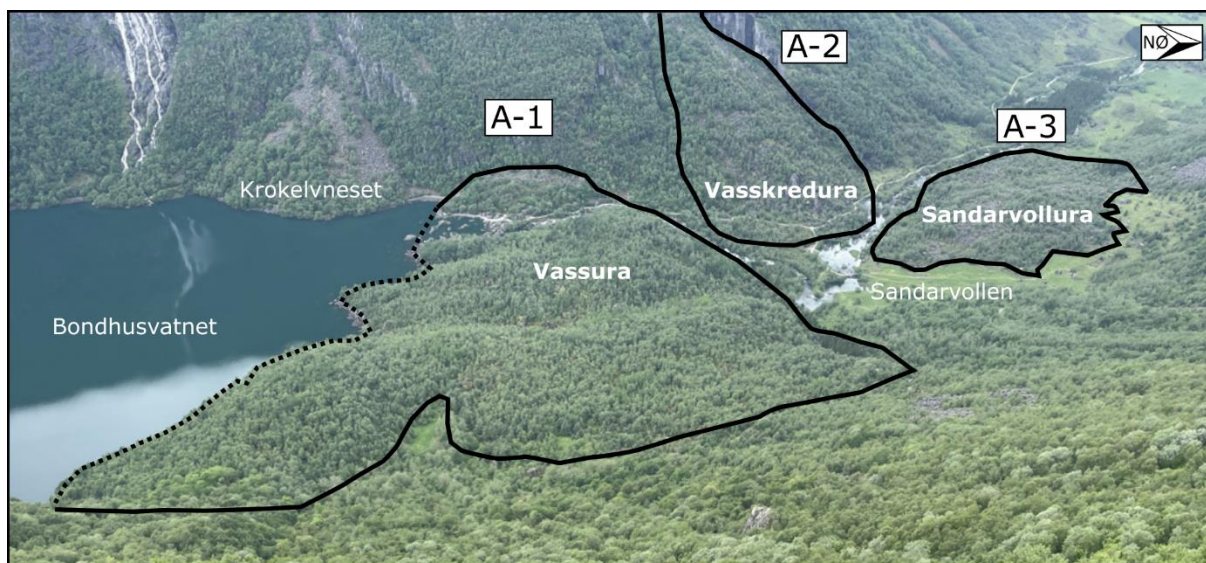


Fig. 5.5: Lokaltet A-1-3 i Bondhusdalen. Lokaltet A-1 heter Vassura, lokalitet A-2 heter Vasskredura og lokalitet A-3 heter Sandarvollura. Stiplet linje for A-1 langs Bondhusvatnet, siden deler av avsetningen ligger under vann. For målestokk er Vassura (A-1) er 860 m på det lengste.

Fig. 5.6 viser flyfoto og skyggerelieff for lokalitetstype A. På flyfotoene er avsetningenes utbredelse markert med rødt. Alle er dekket av noe vegetasjon, der lokalitet A-1 er dekket av vegetasjon i større grad enn de to andre. Det er tykt dekke av mose på blokkene i Vassura (A-1) og mye skog (fig. 5.7). For lokalitet A-2 er det mest vegetasjon i det området som er blitt modifisert av flomskredprosesser. A-3 har minst vegetasjon, men dette kan være påvirket av dyr på beite (fig. 5.6).

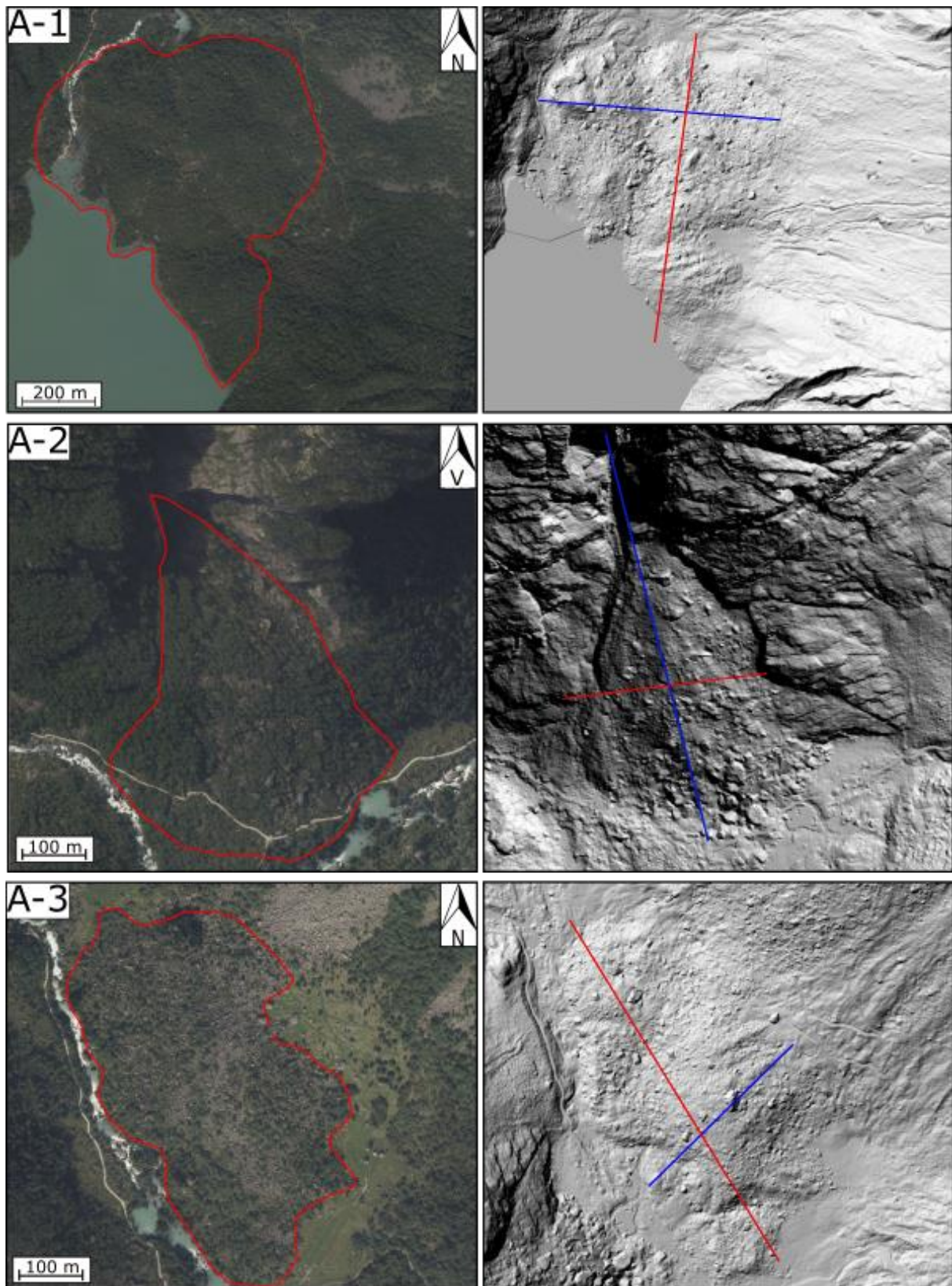


Fig. 5.6: Flyfoto og skyggerelieffmodeller for lokalitet A-1-3. På flyfotoene er skredavsetningenes utbredelse markert med rødt. Rød og blå linje på skyggerelieffmodellene er utgangspunkt for tverrprofilene i fig. 5.8. Flyfoto er fra 2020, modifisert fra norgebilder.no (2022). Skyggerelieffmodellene er modifisert fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b) med 0,5 x 0,5 m oppløsning.



Fig. 5.7: Tykt dekke av mose og tynn løvskog over avsetningen Vassura (A-1).

Skyggerelieffmodellene viser at alle lokalitetene har blokkrik og ujevn overflate. Store blokker helt øverst i avsetningen på lokalitet A-2 vitner om manglende fallsortering. Avsetningene i lokalitet A har høyt blokkinnhold som består hovedsakelig av store blokker på rundt 10-20 m diameter, med noen få blokker på over 30 m. Det er også observert en blokk på 65 m lang på hoydedata.no (Kartverket, 2022b) i lokalitet A-1. Blokkene er spredt i hele avsetningene, og er dermed ingen fallsortering. Helningskartet (fig. 5.1) viser at lokalitet A-1 og A-3 har ujevn helning av overflaten på skredavsetningen, mellom 0 og 35°, men med enkeltblokker i avsetningen som har helning opp til 60°. A-2 har helning på rundt 25°, med enkeltblokker på 60°.

Alle avsetningene i lokalitetstype A er modifisert av andre skredprosesser. For lokalitet A-1 har steinsprang, steinskred og snøskred fylt igjen fjellsiden øst for avsetningen. Spesielt synlig er flaten som ligger sørøst i avsetningen, som blir presentert i kapittel 5.1.4. For lokalitet A-2 er det hovedsakelig flomskred som har modifisert avsetningen, spesielt langs sørsiden av avsetningen. På lokalitet A-3 har store stein- og flomskredvifter fylt igjen fjellsiden nordøst for avsetningen. I tillegg er avsetningene modifisert av mennesker ved at veiene Isvegen og Gardshammervegen går igjennom avsetningene, og lokalitet A-3 er preget av at området rundt avsetningen er beitemark.

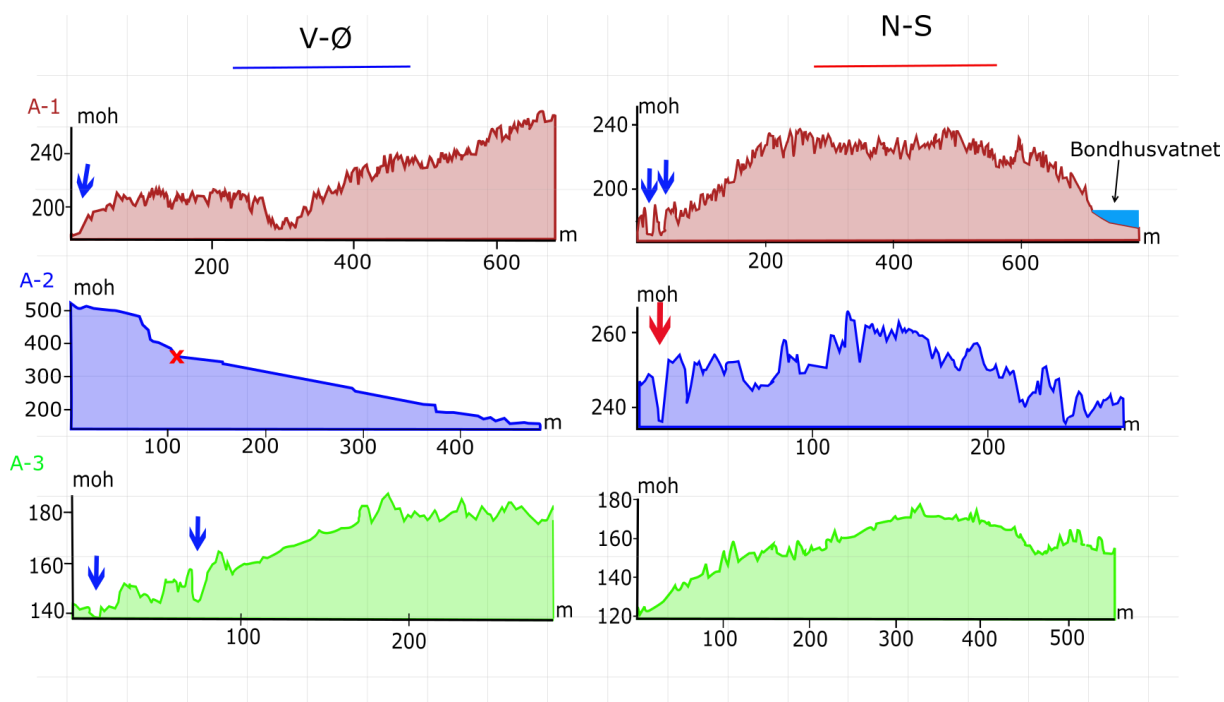


Fig. 5.8: Tverr- og lengdeprofiler av avsetningene (A-1-3). Blå linje på denne figuren er og markert med blå linje på fig. 5.6, og er omtrent vest-øst, røde linjer, omtrent nord-sør. Blå piler markerer der Bondhuselva kutter skredavsetningene, og rød pil markerer flomskredbane i Vasskredura. Rød X på profil A-3 markerer der skredavsetningen begynner. Profilene er laget ut fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b) med 0,5 x 0,5 m oppløsning.

Tverrsnittene viser at avsetningene har svært ujevn overfalte (fig. 5.8). Lokalt A-1 og A-3 er blitt modifisert av Bondhuselva ved at den har kuttet avsetningene flere steder, som kommer frem i tverrsnittene. Lokalt A-2 har fått dype erosjonsspor etter flomskredprosesser sør i avsetningen.

Løsneområdene for lokalitetstype A er bratte eksponerte fjellsider. For Vassura (A-1) går løsneområdet fra Storabrekka (962 moh.) og nordover langs fjellryggen. Basert på høydekonturen ser løsneområdet ut til å strekke seg fra det høyeste punktet på 962 moh. og ned til rundt 675 moh. Ryggen over Vassura ligger på rundt 950 – 960 moh., og ned til rundt 800 moh. er det bratte eksponerte fjellsider opptil 90° helning. Rundt 800 moh. begynner det med akkumulering av løsmasser, hovedsakelig fra skred som snøskred og steinsprang. Helningen fra 800 moh. og lavere er slakere, på omtrent 40°. Skredavsetningen begynner på rundt 250 moh. som gir en fallhøyde på rundt 800 m. Utløpslengden for skredavsetningen er rundt 1500 m, med 770 m i høydeforskjell fra fjelltoppen til avsetningen.

Overflaten til Vassura er svært ujevnt, med en forsenkning midt i skredavsetningen som er nord-sør-orientert. Forsenkningen er synlig på tverrsnittet i nord-sør orientering, rundt 300 m fra Bondhuselva (fig. 5.8). Denne forsenkningen går gjennom hele avsetningen, og er spesielt

tydelig i skyggerelieffmodellen (fig. 5.6). Deler av avsetningen til Vassura ligger opp etter motsatt dalside, og blir kuttet av Bondhuselva (fig. 5.9).

Vassura består av store blokker, 10 – 60 m, med store hulrom mellom dem. Dette gjør at avsetningen har svært høy porøsitet. Vest i skredavsetningen går Bondhuselva gjennom noe av skredavsetningen (fig. 5.9). Fig. 5.9 viser at det er tydelig fargeendring på blokkene som ligger i vannet, med lysere farge nederst på blokkene, og mørkere øverst på blokkene.



Fig. 5.9: Vassura (A-1) i Bondhusvatnet sett fra Krokelvneset. Store blokker fører til høy permeabilitet i skredavsetningen. Lysere farge på nederste del av blokkene som ligger i vannet. Husafjellet med skredrenner i bakgrunnen. Personer markert med rød ring for målestokk. Foto: Johannes Hardeng.

Vasskredura (A-2) skiller seg fra de to andre skredavsetningene i lokalitetstype A ved at den ikke ligger nede i dalbunnen, men støttes opp mot fjellveggen (fig. 5.10). Isvegen går gjennom nederste del av skredavsetningen, og Bondhuselva skiller Vasskredura fra Sandarvollura. Løsneområdet er fra Heimadalsberget (1143 moh.). Basert på sår i fjellsiden er trolig løsneområdet på rundt 600 moh., høyest mulig er 790 moh. (fig. 5.2). Avsetningen begynner på 370 moh., som gir en fallhøyde på 230 – 420 m.

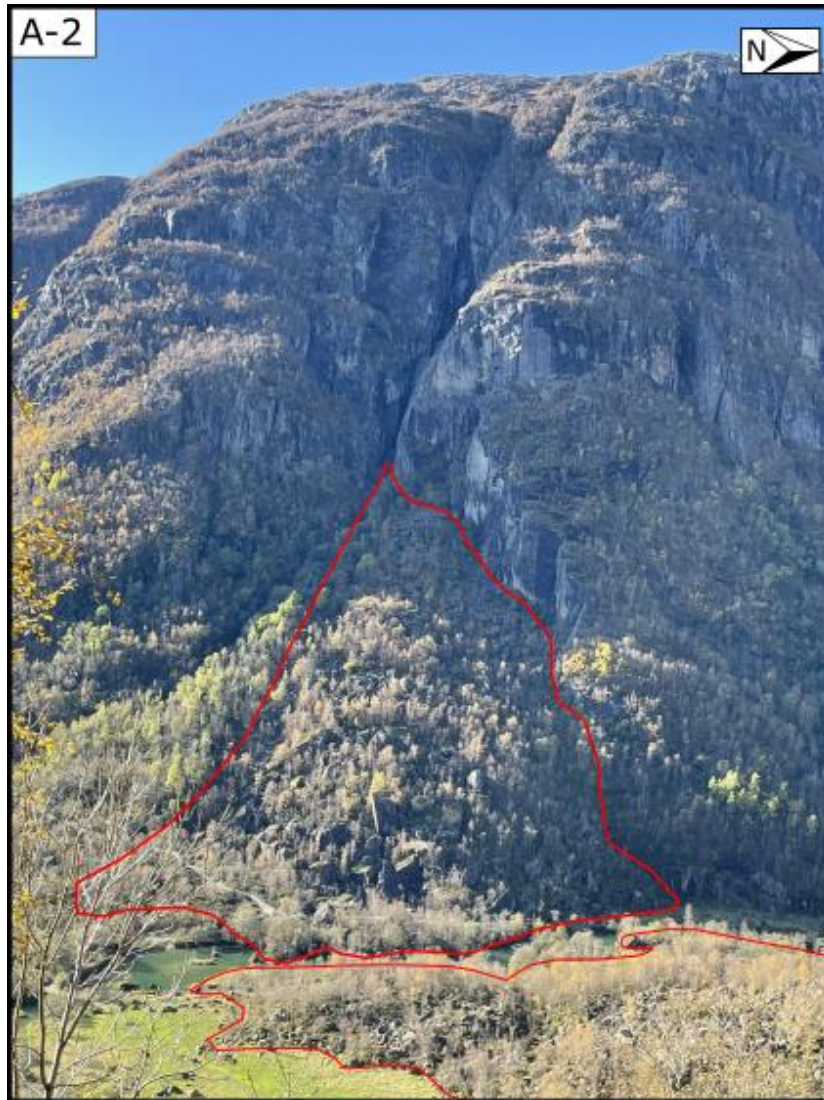


Fig. 5.10: Vasskredura sett fra lokalitet B-2 (Sandarvollia). Det er bratte eksponerte fjellsider over avsetningen. Rundt avsetningen går Isvegen med Bondhuselva nedenfor. Nordøst for Vasskredura er og deler av Sandarvollura (A-3) synlig. Rød linje marker utbredelsen av avsetningene på bildet. For målestokk er Vasskredura er 310 m på det bredeste.

Sandarvollura (A-3) har høyeste punkt på 187 moh. Løsneområdet er trolig fra Husafjellet (1068 moh.) (fig. 5.2). Øverste del av løsneområdet er bratte eksponerte fjellsider fra 1068 moh. til 700 moh. med helning mellom 60 – 90°. Fra 700 moh. begynner det å fylles igjen med løsmasser langs fjellsiden, hovedsakelig fra skredprosesser, og helningen blir rundt 40°. Sandarvollura er sterkt modifisert av Bondhuselva, som kutter gjennom den flere steder, og av andre skredprosesser nordøst for avsetningen.

Hele utbredelsen til Vassura og Sandarvollura er vanskelig å bestemme på grunn av skredavsetninger som har fylt igjen bak avsetningene og opp mot fjellsiden. I tillegg ligger en del av Vassura i Bondhusvatnet. Ut fra dybdekart laget av Haugland (2021) kan det estimeres hvor langt ut skredet går.

Oppsummering og tolkning

Lokalitetstype A er tolket til å være fjellskredavsetninger. Avsetningene har ujevn overflatemorfologi, og består av store blokker med store hulrom mellom seg. A-1 og A-3 har lang utløpslengde fra løснеområde til avsetning, og fikk dermed nok fart til å bli dalfyllede. A-1 er i tillegg avsatt opp etter motsatt dalside. A-2 har relativt kort utløpslengde med lavt løснеområde, som gjør at massene har glidd ut som en utglidning, og ikke fått fart til å bli dalfyllede som fjellskred ofte er. Massene ligger derfor opp etter fjellsiden og har en tilsynelatende vifteform.

Store hulrom mellom blokkene i Vassura (A-1) fører til høy porøsitet som gjør at fjellskredavsetningen har høy permeabilitet, og mye vann strømmer derfor trolig gjennom skredavsetningen. Blokkene har også lysere farge på nederste del av blokkene av de som ligger i vannet. Skillet i farge viser at det er endringer i vannstanden. Det er trolig flere meter endring i vannstanden ut fra tilførsel av vann fra nedbør og smeltingen av Bondhusbreen.

5.1.1.1 Volumberegning av fjellskredavsetningen Vassura

Resultatene fra volumberegningen er vist i tabell 5.1, fig. 5.11 og fig. 5.12 som viser henholdsvis Vassura fjellskredavsetningen med tilhørende skredsår i Storabrekka før og etter skredhendelsen. Tabell 5.1 viser utregningen av volum for Vassura fjellskredavsetning og skredsåret i Storabrekka (962 moh.). Vassura fjellskredavsetning ble estimert til 1 766 268 m³ i volum, og skredsåret til -2 786 121 m³. Overflatene er representert som digitale høydemodeller. For å beregne overflatendringene er disse trukket fra hverandre for å finne høydeendringen som sammen med arealet gir grunnlaget for volumberegningen.

Tabell 5.1: Utregning av volum for fjellskredavsetningen Vassura og skredsåret ved Storabrekka.

Område	Gjennomsnittlig endring (høydemeter) per celle	Kvadratmeter per celle	Antall celler	Areal	Volum
Vassura	34,23 m	9,48 m ²	51 600	489 175 m ²	1 766 268 m ³
Skredsår	-46,95 m	2,7 m ²	59 336	160 209 m ²	-2 786 121 m ³

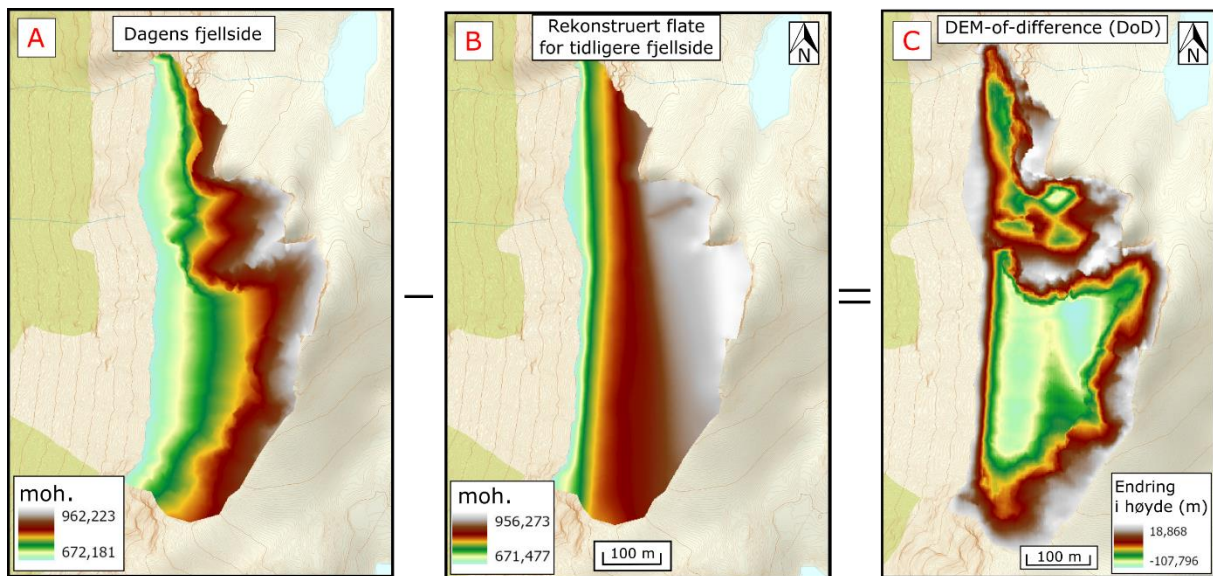


Fig. 5.11: Volumberegning av skredsåret for fjellskredavsetningen Vassura. A) Dagens fjellside, B) Rekonstruert fjellside, C) DoD som viser høydeendringen. Figurene er laget i ArcGIS Pro med DTM med oppløsning 1 x 1 m, hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b), med norgeskart (Kartverket, 2022a) som bakgrunnskart.

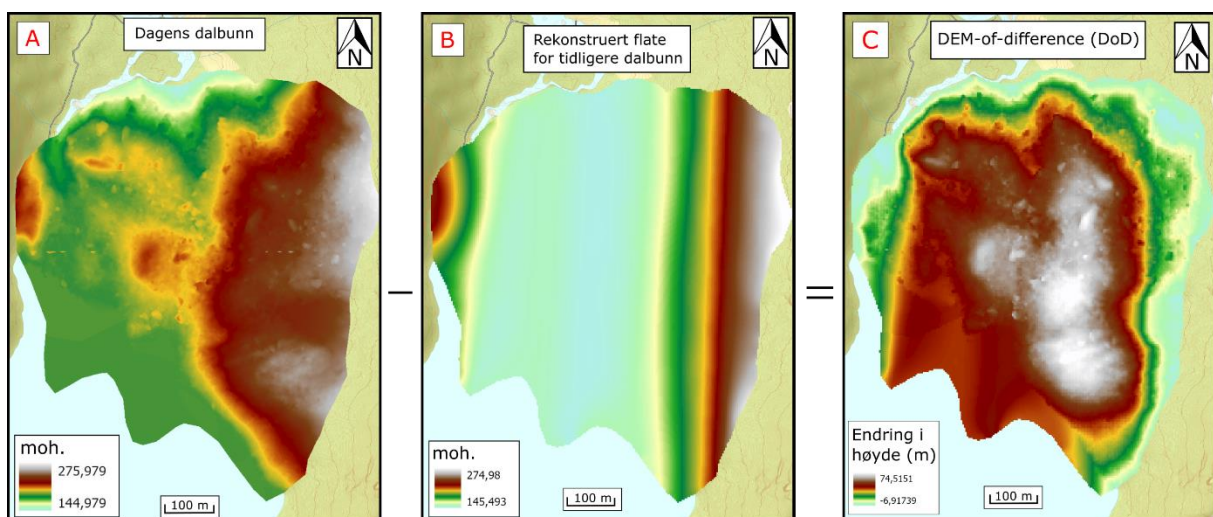


Fig. 5.12: Volumberegning av fjellskredavsetningen Vassura. A) Dagens dalbunn, B) Rekonstruert dalbunn, C) DoD som viser høydeendringen. Figurene er laget i ArcGIS Pro med DTM med oppløsning 1 x 1 m, hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b), med norgeskart (Kartverket, 2022a) som bakgrunnskart.

5.1.2 Lokalitetstype B, steinskred og steinsprang

Lokalitetene for lokalitetstype B har løsråder langs bratte og eksponerte fjellsider, og er mest utbredt langs den nordøstlige dalsiden. Lokalitet B-1 og B-2 ligger nedenfor Husafjellet (1068 moh.), mens lokalitet B-3 ligger nedenfor Storabrekka (962 moh.) og ryggen som går nordover. B-3 har ikke navn på kartet, men har i denne oppgaven fått navnet «Kaljefossura» fra Kaljefossbekken som går langs lokaliteten. Fjellveggene i migmatitt er løsråder for skredene, med helninger mellom 60° – 90°.

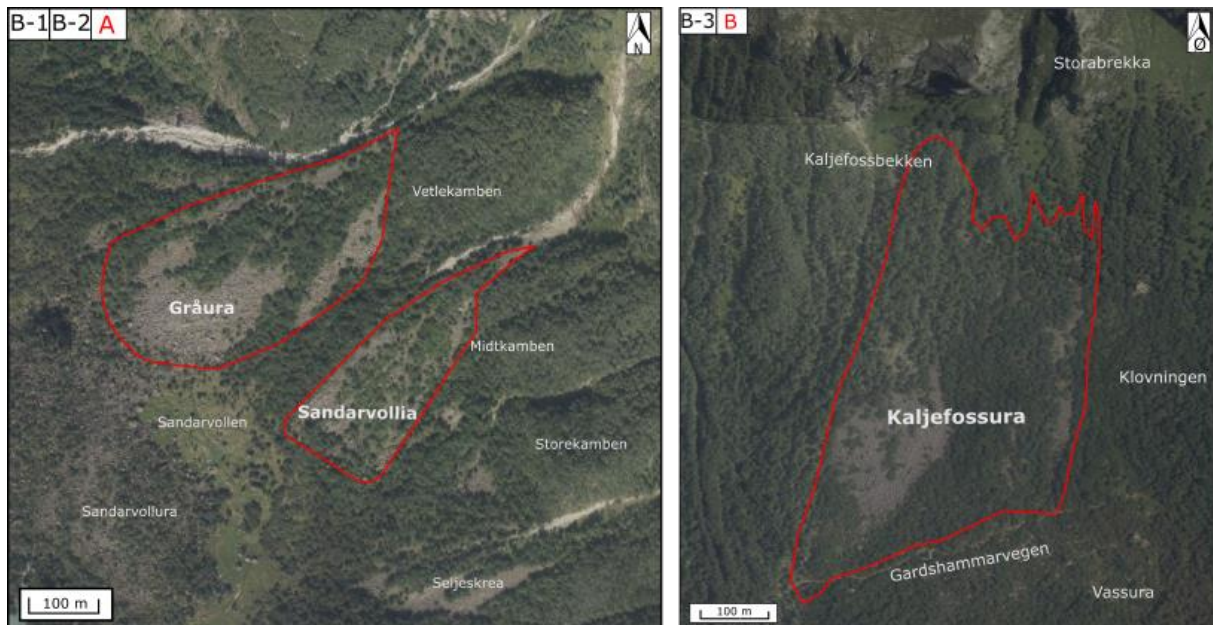


Fig. 5.13: A) Flyfoto for lokalitet B-1 og B-2 talusvifter B) Lokalitet B-3 talusskråning under Storabrekka. Modifisert fra norgebilder.no (2022).

Fig. 5.13 A og B er flyfoto for lokalitetstype B, som viser at det er varierende vegetasjonsdekke. B-1 og B-2 har noen områder med vegetasjon flekkvis i skredavsetningen. B-3 er det tettest vegetasjonsdekke av lokalitetene, der store deler av avsetningen er dekket av skog, men har også områder som er uten vegetasjon.

I skyggerelieffmodellen kommer skredavsetningene tydelig frem (fig. 5.14A-C). På skyggerelieffene er det tydeligere at det er mindre kornstørrelse i lokalitetstype B enn i lokalitetstype A. Dette er spesielt synlig for Kaljefossura (B-3) som ender i Vassura (A-1). Det er noe tegn til fallsortering i skyggerelieffmodellene, som skyldes at store blokker har større kinetisk energi og dermed lengre utløpslengde. Dermed vil større blokker samle seg lengre ned i avsetningen (fi.g 5.15). Dette er ikke like tydelig på flyfotoene for lokalitet B-2 og B-3 ettersom de er dekket av vegetasjon. Alle lokalitetene er modifisert av andre skredprosesser, spesielt flomskred som er synlig langs kantene av lokalitetene (fig. 5.14 A-C).

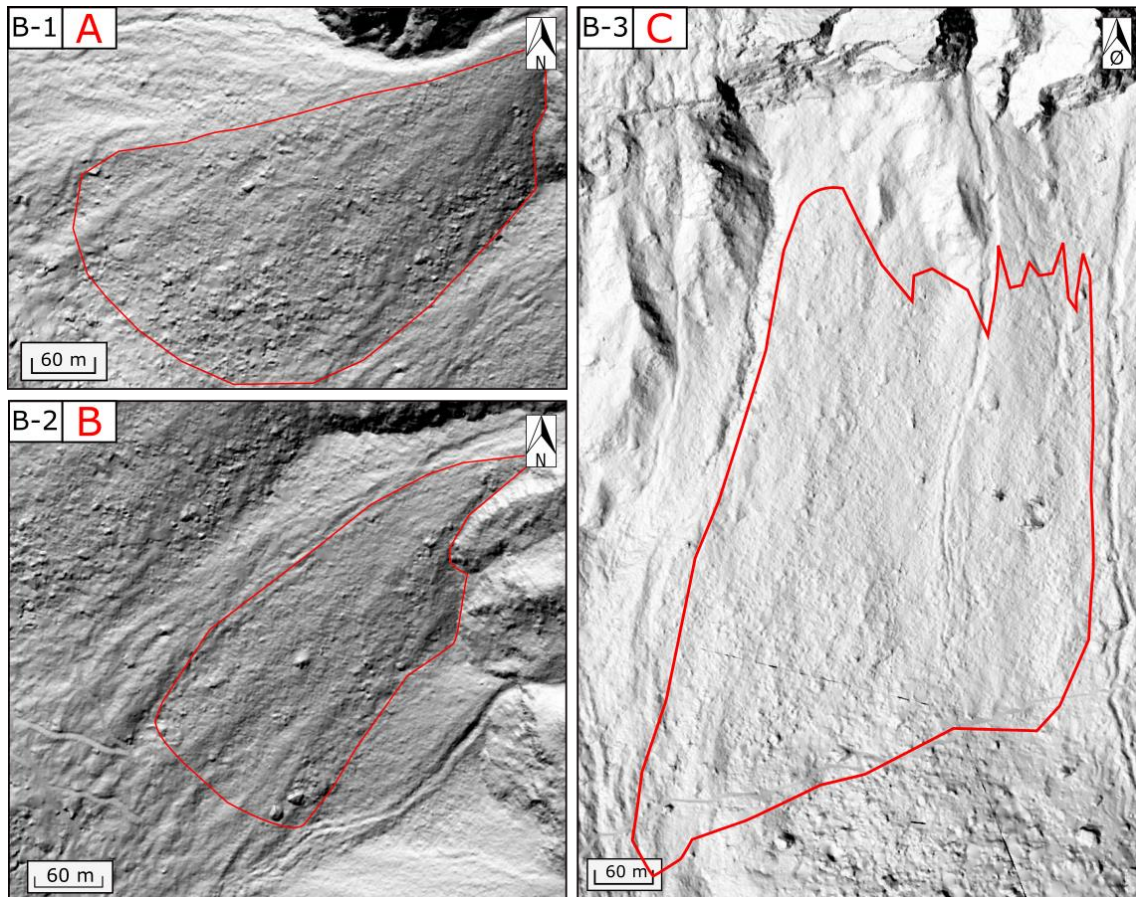


Fig. 5.14: Skyggerelieff for lokalitet med utbredelse av lokalitetene markert med rød linje A) B-1 Gråura. Det er noe tegn til fallsortering. B) B-2 Sandarvollia. Sterkt modifisert av flomskredavsetninger nordvest i avsetningen og C) B-3 Kaljefossura. Ender i Vassura (A-1) og er modifisert av andre skredprosesser som flomskred og snøskred, med noe tegn til fallsortering. Modifisert fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b) med 0,5 x 0,5 m oppløsning.

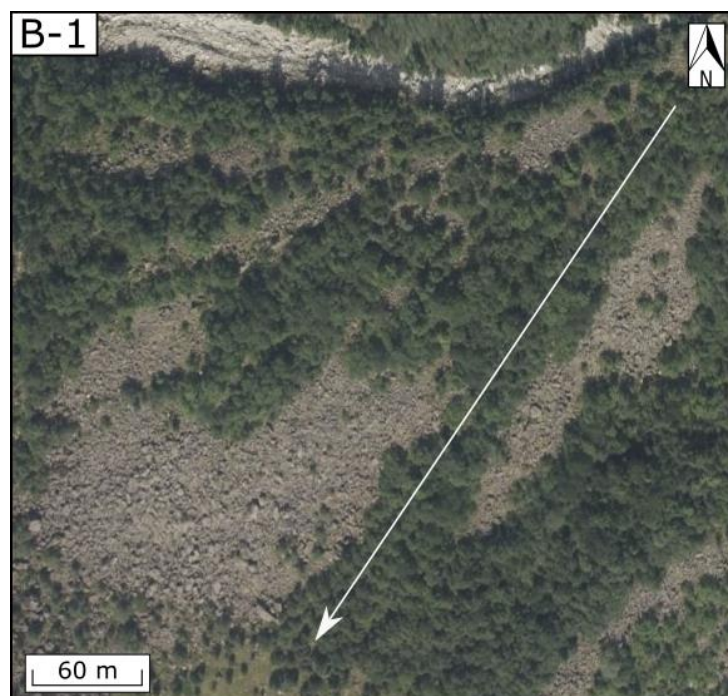


Fig. 5.15: Det øker med antall store blokker lengre ned i avsetningen som et resultat av fallsortering. Fallsorteringsretning er markert med hvit pil. Hentet fra norgebilder.no (2022).

Lengdeprofilene for skredlokalitetene sin utløpssone er vist i fig. 5.16. Profilene viser at B-1 og B-3 er parallelle, mens B-2 er noe slakere ved at den begynner under B-1 og slutter likt med B-1. B-1 og B-3 er rundt 35°, mens B-2 er rundt 28°. Profilene til B-1 og B-2 begynner og slutter omtrent ved lik høyde, mens B-3 begynner og slutter nesten 100 moh. høyere. Profilene viser og at overflaten på lokalitetene er svært ujevn.

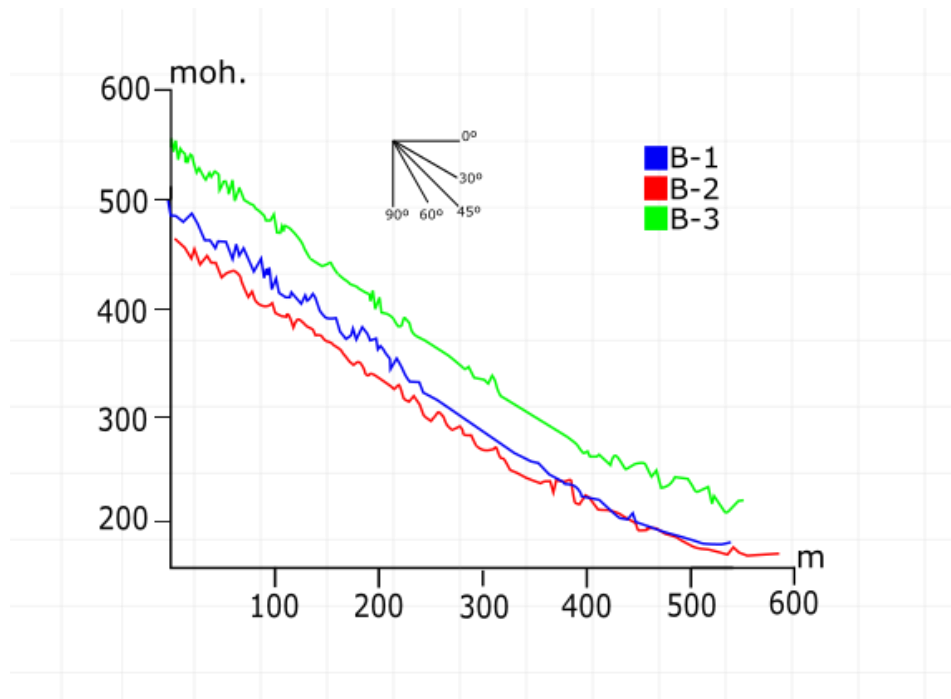


Fig. 5.16: Lengdeprofiler av urene på lokalitet B-1-3. B-2 og B-3 er parallelle, mens B-1 er noe brattere. Profilene er laget ut fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b) med 0,5 x 0,5 m oppløsning.

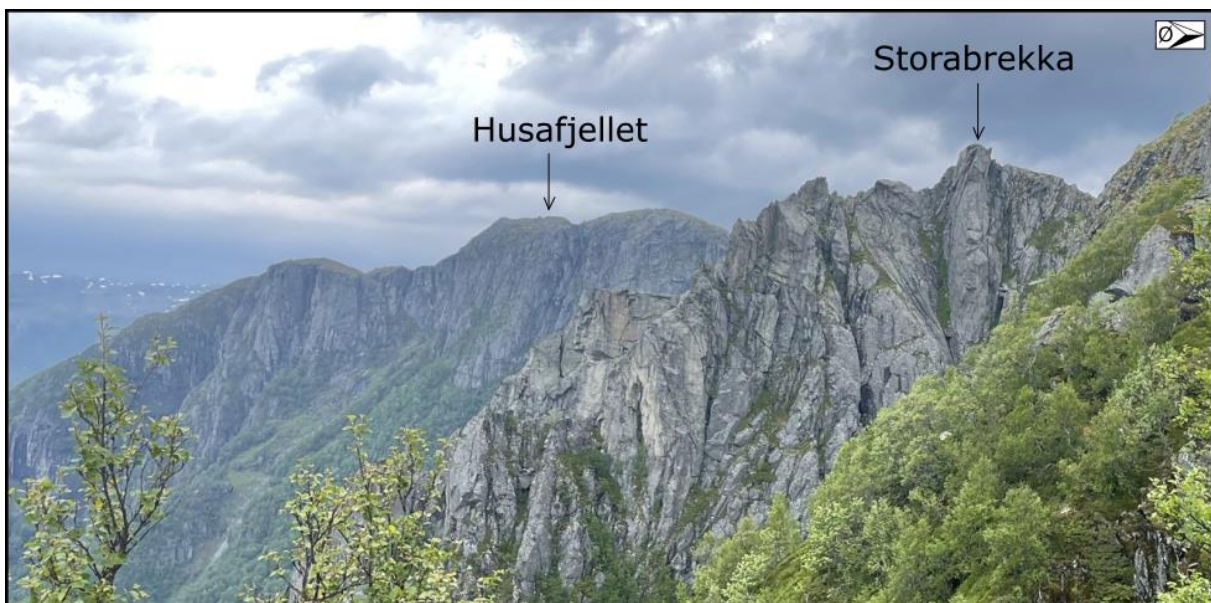


Fig. 5.17: Bilde viser toppen av Storabrekka fremst i bildet, og Husafjellet er fjellet bak i bildet. Dette er løsneområdene for lokalitet B-1-3. Fjellene viser tegn til eksfoliasjon og sprekkedannelser.

Løsneområdet til lokalitetene B-1-3 er fra Husafjellet (1068 moh.) og Storabrekka (962 moh.), vist i fig 5.2. Helningskartet viser at de eksponerte fjellsidene er svært bratte med helning mellom 60° – 90° i de bratteste partiene (fig. 5.1). De eksponerte fjellsidene viser tegn til sprekkedannelser og eksfoliasjon i fjellveggene ved at det er noen partier som er lysere i fargen enn andre (fig. 5.17). Fargevariasjonene tyder på ulik grad av forvitring, som igjen viser til at de ulike partiene har vært eksponert i forskjellig mengde tid. Under de eksponerte fjellpartiene, allerede ved 700 moh., blir det slakere og akkumulering av løsmasser. I urene der skredavsetningene akkumuleres er helning på rundt 40° . Det er ganske flatt, mellom 0° – 10° helning ved foten av skredavsetningene. For B-1 og B-2 flater det ut der Sandarvollura (lokalitet A-3) begynner, og B-3 der fjellskredet Vassura (lokalitet A-1) begynner (fig. 5.1).

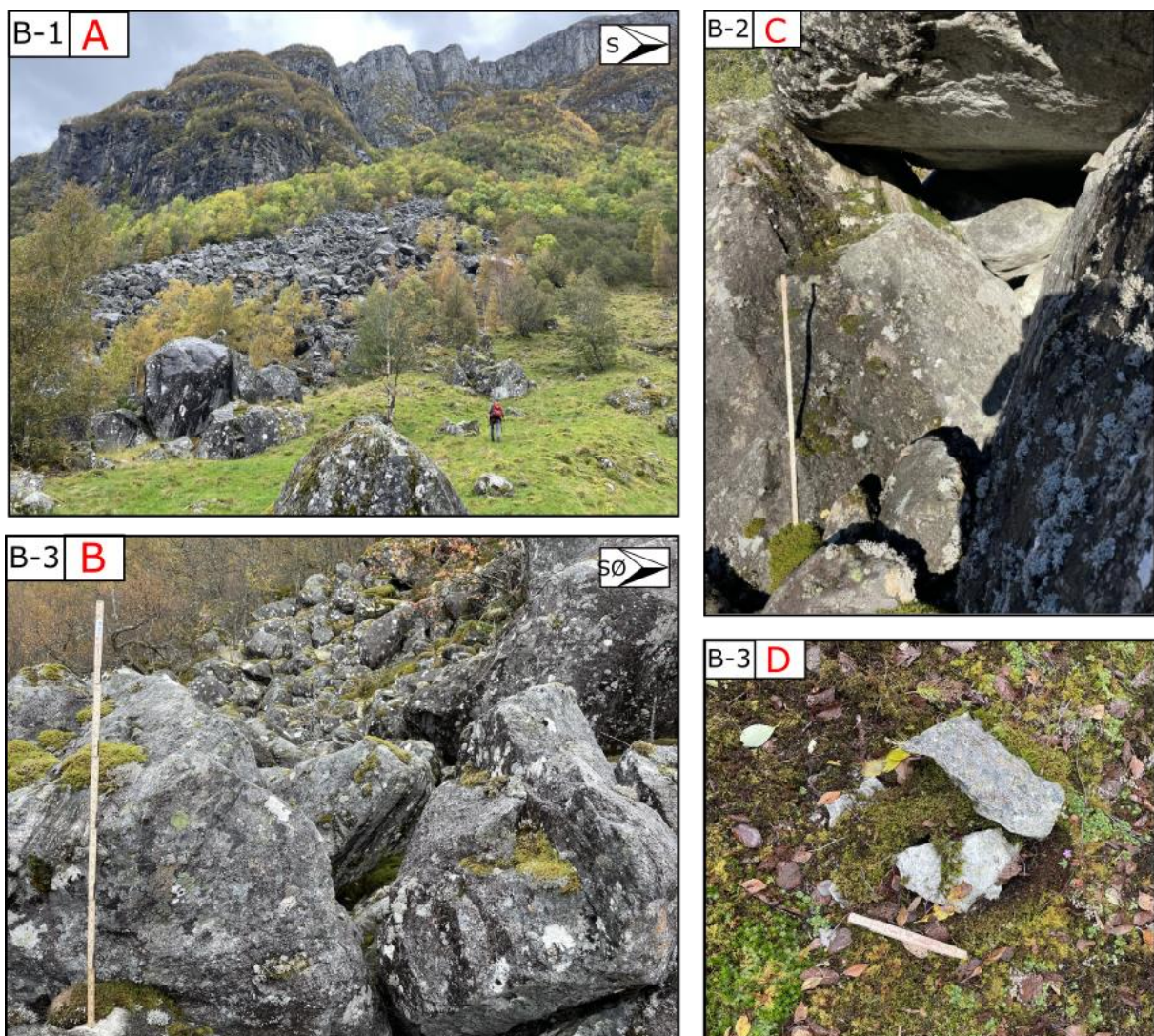


Fig 5.18: A) Gråura, området med dekket av mørke blokker, nordøst for personen i bildet. Blokker i Sandarvollura. Person med rød sekk for målestokk. B) Skredavsetningen over Gardshamarvegen med blokkrik overflate. C) Sandarvollura med blokker som viser ulik grad av forvitring og store hulrom mellom blokkene. D) Steiner med ferske bruddflater oppå vegetasjon.

Materialet i lokalitetstype B består av kantet til kantrundete steiner og blokker. Fig. 5.18B viser urens overflate for lokalitet B-3 midt i uren. Materialet er klastbårent der blokkene hviler mot hverandre med store hulrom mellom blokkene. I områdene med mer vegetasjon var det mindre kornstørrelser, som stein og grus, iblandet blokkene. Skredmateriale i urene viser tegn til forvitring ved at flatene som vender opp er rundere og har en mørk farge, mørk grå til svart. Flatene som ligger skjernet under andre blokker er lysere i fargen, lysegrå til hvit, har mindre lav og mose og er mer kantet. Mellom Gråura og Sandarvollen går et tydelig skille, der Gråura består av store kantete blokker, mens Sandarvollen for det meste består av sand og grus med enkelte blokker. Sandarvollen er i dag beitemark.

Det ble også funnet spor etter skredaktivitet lik lokalitetstype B utenfor lokalitet B-1-3. Fig. 5.19A viser sår i vegetasjonsdekket og mulig avsatt kantete fragmenter i såret. Fig. 5.19B viser blokk med ferske bruddflater avsatt i en ur med ellers mye vegetasjon. Fig. 5.19C viser blokk som er avsatt på Isvegen med ferske bruddflater. Det er avsatt store blokker i Sandarvollen med store hulrom (fig. 5.19D).

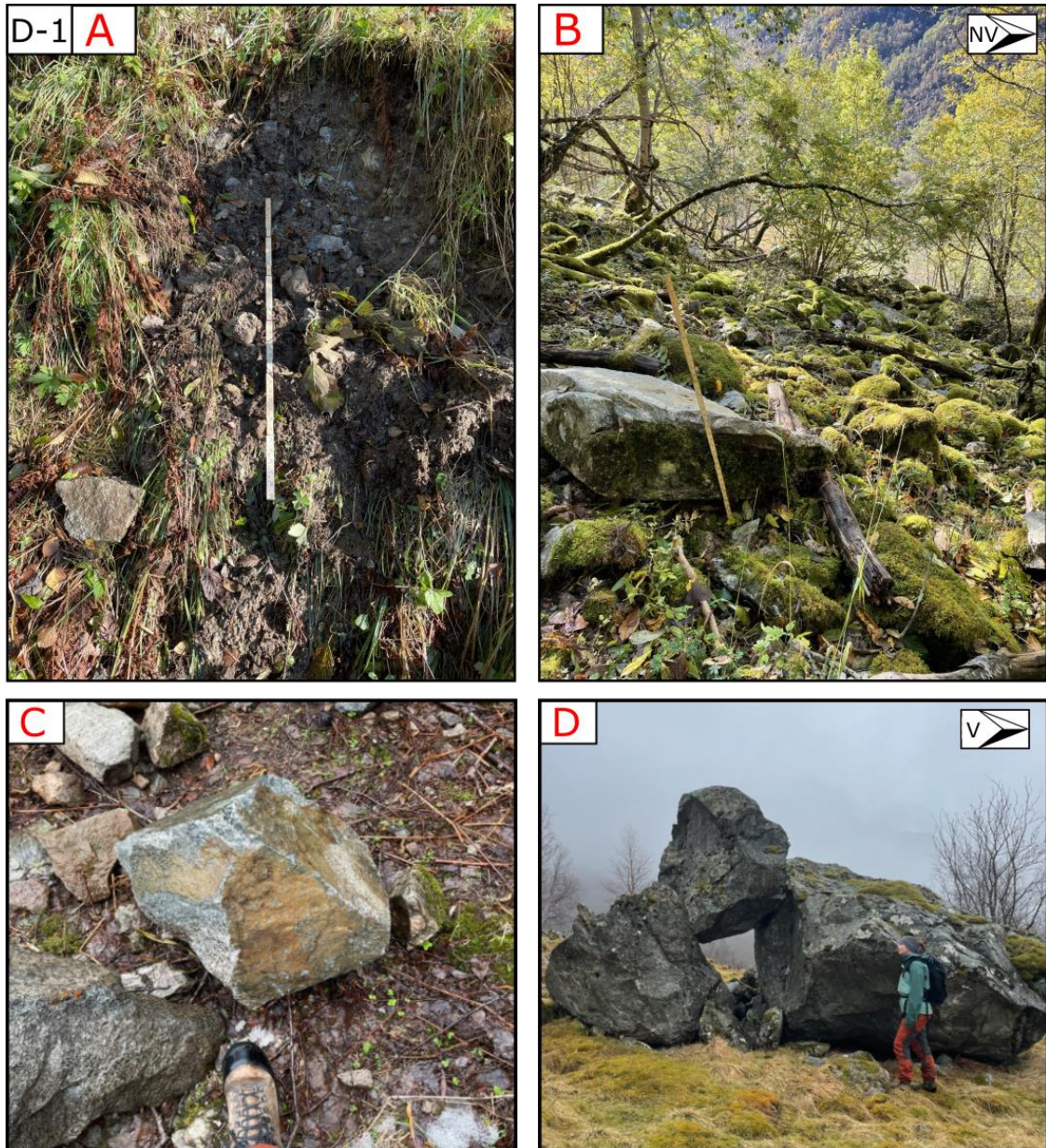


Fig. 5.19: A) Spor i vegetasjonsdekket og mulig avsatt kantete fragmenter i såret på lokalitet D-1. B) Blokk med ferske bruddflater i ur med ellers mye vegetasjon. C) Blokk med ferske bruddflater ved Krokelvneset D) Store blokker i Sandarvollen som ligger i ustabile posisjoner med store mellomrom. Foto: Ingvild Hope

Oppsummering og tolkning

Lokalitetstype B er tolket til å være steinsprang- og steinskreddominerte lokaliteter. B-1 og B-2 er talusvifter, mens B-3 er en talusskråning som dekker deler av dalsiden. Lokalitetene består av kantete blokker og steiner i ustabile posisjoner. Fargeforskjeller ved en lysere farge langs en side av blokken kan tyde på nylig brudd, som avhenger av forvitningsfargen til bergarten. Det er ikke mulig å si noe om hvor ferske bruddflatene er uten dateringer, men det kan gi en indikasjon på nylig aktivitet i området. Det er også funnet steinsprangaktivitet utenfor lokalitetene B-1-3 (fig. 5.19A-D). I tillegg er det mange store enkeltblokker i dalbunnen, og noen av blokkene kan være vanskelig å skille mellom moreneblokker og steinsprangblokker.

5.1.3 Lokaltetstype C, flomskred

Alle lokalitetene for lokalitetstype C er under Husafjellet (1068 moh.) og er den dominerende skredtypen langs dalsiden under Husafjellet. Avsetningene går over flere av steinsprang- og steinskredavsetningene, presentert i kapittel 5.1.2. Lokalitet C-1 og C-2 hadde ikke navn på kartet, men i denne oppgaven har C-1 fått navnet «Veslekamskrea» og C-2 har fått navnet «Midtkamskrea».

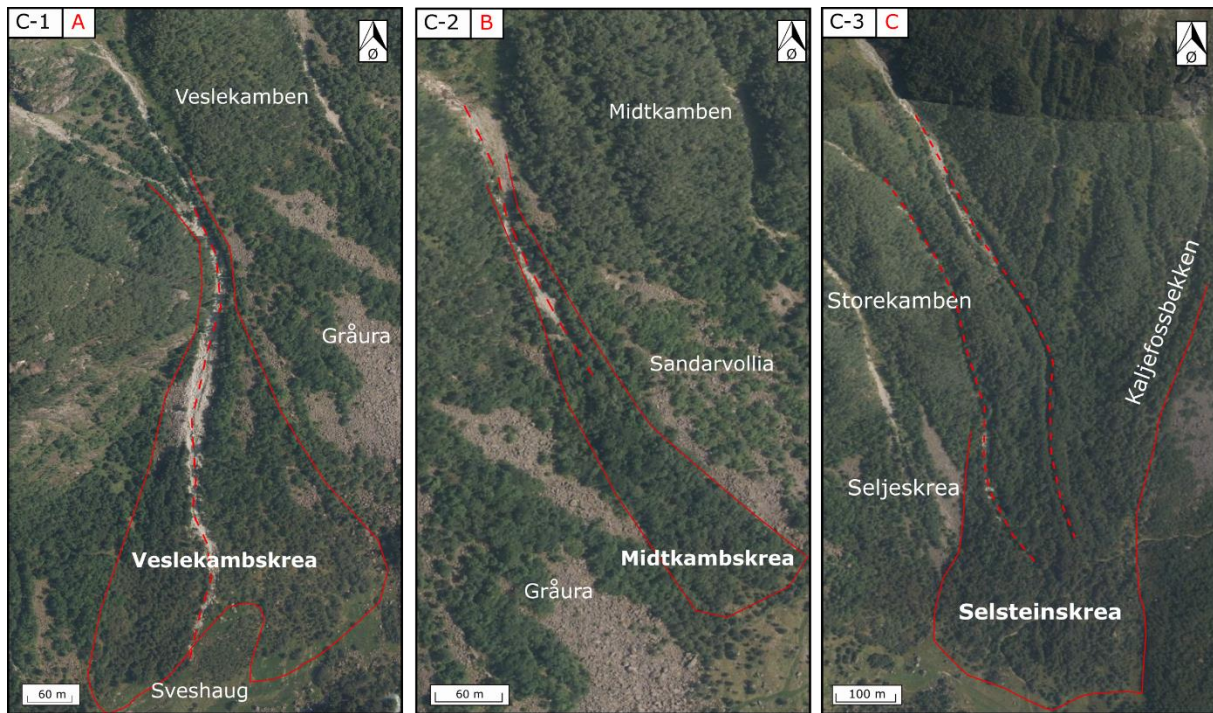


Fig. 5.20: Flyfoto for lokalitetene C-1-3. Utløpssonene er markert med rød linje, og skredløpet er markert med rød stiptet linje. A) Lokalitet C-1, Veslekamskrea ligger på nordsiden av Gråura og går rundt Sveshaug og noe over steinskredavsetningen Gråura (B-1). B) Lokaliteten C-2, Midtkamskrea, ligger mellom Gråura og Sandarvolla (B-2), og delvis over Sandarvolla (B-2), og ender ved Sandarvollen. C) Lokalitet C-3, Selsteinskrea. Skredene går mellom Storekamben og steinskredavsetningen Kaljefossura (B-3). Det er flere skredløp som ender ved Sandarvollen. Modifisert fra norgebilder.no (2022).

Lokalitetene har varierende vegetasjonsdekket (fig. 5.20A-C). I skredløpene er det lite vegetasjon og løsmassene er synlige i overflaten. Veslekamskrea (C-1) er det lite vegetasjon i skredbanen, men langs kanten av viften er det en del trær. Midtkamskrea (C-2) har tett vegetasjon i nedre del av skredavsetningen. Selsteinskrea (C-3) har tette vegetasjon med tett skog i hele avsetningen og opp til løsnedområdet, med noen områder i øverste delene av skredløpene er synlig i flyfoto. Nedover i skredløpet blir vegetasjonen tettere og skredløpene er synlig som en mørk stripe i skogen.

I skyggerelieffmodellene (fig. 5.21A-C) kommer skredavsetningenes vifteform og levéer tydeligere frem. Veslekamskrea og Selsteinskrea danner vifte i akkumulasjonsområdene. Midtkamskrea har mindre utviklet vifteform. Selsteinskrea har tydelige skredbaner før de

møtes og flettes ved Sandarvollen. Alle skredbanene har bratte fjellsider nordøst for skredbanen, med skar der rennende vann kan akkumulere.

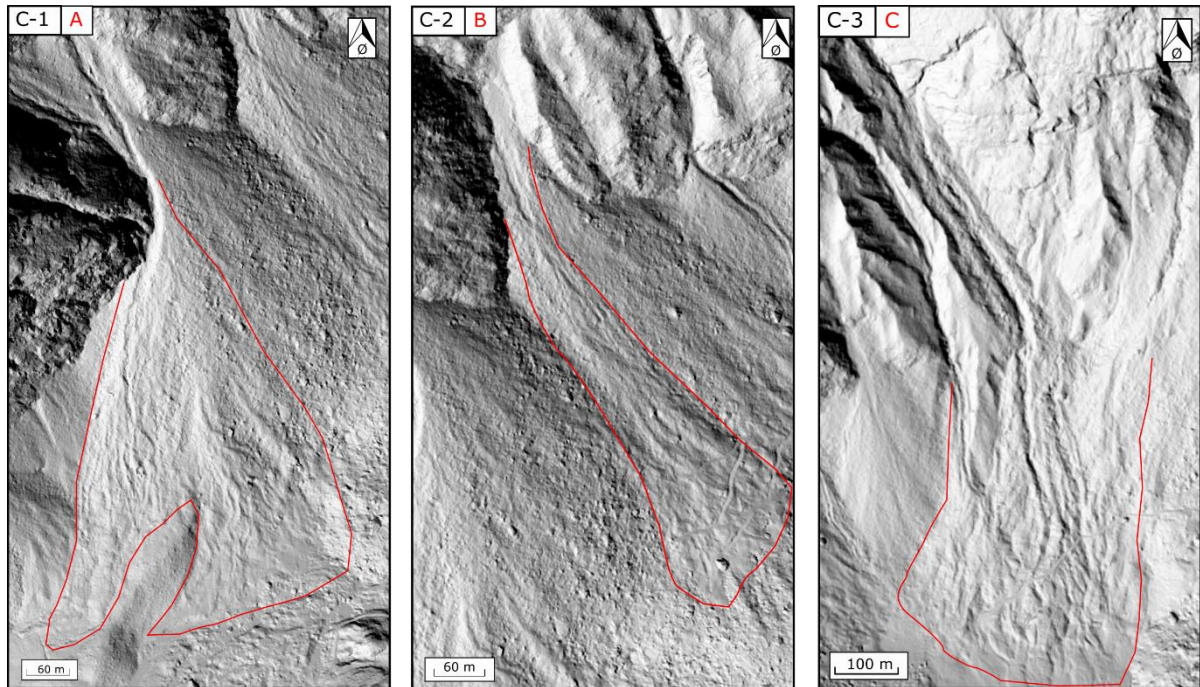


Fig. 5.21: Skyggerelieff for lokalitet C-1-4. Røde linjer markerer omtrent utbredelse av lokalitetene. A) Lokalitet C-1 går delvis over Gråura og rundt Sveshaug, og har mange levéer. B) Lokalitet C-2 går sør for Gråura, og delvis over Sandarvollia (B-2). Den har tydelige levéer og erosjonsspor øverst i avsetningen. C) Lokalitet C-3 har tydelige skredbaner og levéer øverst, og flettes sammen i bunnen ved Sandarvollen. Modifisert fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b) med 0,5 x 0,5 m oppløsning.



Fig. 5.22: A) Sedimentært snitt i skredviften Veslekamskrea (C-1) viser kantet til kanrundet blokker og steiner mellom sand og grus B) Skredløpet til Seljesteinskrea (C-3) viser store blokker og flere døde trær i skredbanen.

Sedimentært snitt i Veslekambskrea (C-1) viser at løsmassene i skredbanen er kantet til kantrundet sand til blokk (fig. 5.22 A). Øverst i avsetningsdekket ligger det stort sett bare stein og blokk, men ved noen naturlige snitt ble det også funnet sand og grus.

Noen steiner og blokker er avsatt i levéer langs skredbanen (fig. 5.23 B), der noen blokker og steiner ligger med lengste akse er parallelt med skredbanen og flateste side ned. Det er avsatt store blokker midt i skredbanen (fig. 5.23A). Det er mye organisk materiale i skredbanen, blant annet trær som var ført ned med skredløpet (fig. 5.22 B). Det er bekker som følger skredløpene, som gjør at det er noe vannføring i skredløpene utenom skredhendelsene.

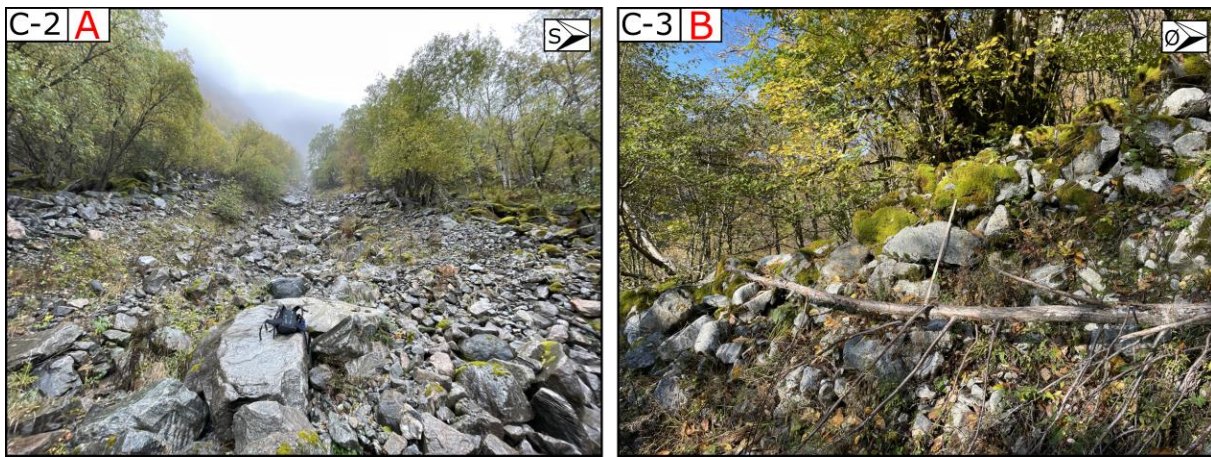


Fig. 5.23: A) Skredbanen med blokker og steiner som er kantet til kantrundet. Svart sekk oppå blokk for målestokk B) Levée med orientert blokker og tre avsatt inntil levéen.

Skredavsetningene har lav helningsgradient på 18° – 25° , med lavest helning i enden av avsetningene (fig. 5.1). Selsteinskrea har lavest helning på rundt 7° i enden av avsetningen. Løsneområdene for lokalitetene er fra fjelltoppene hvor det ligger morenemateriale og øverste område av skredbanen. Over skredbanene ligger det et lite vann. Disse vannene kan ved ekstremnedbør flomme over og føre til flomskred. I tillegg tilfører andre skredprosesser, som steinsprang og snøskred, til at løsmasser avsettes i toppen av skredbanen. Fra Husafjellet og ned til skredbanen er det opp til 90° helning.

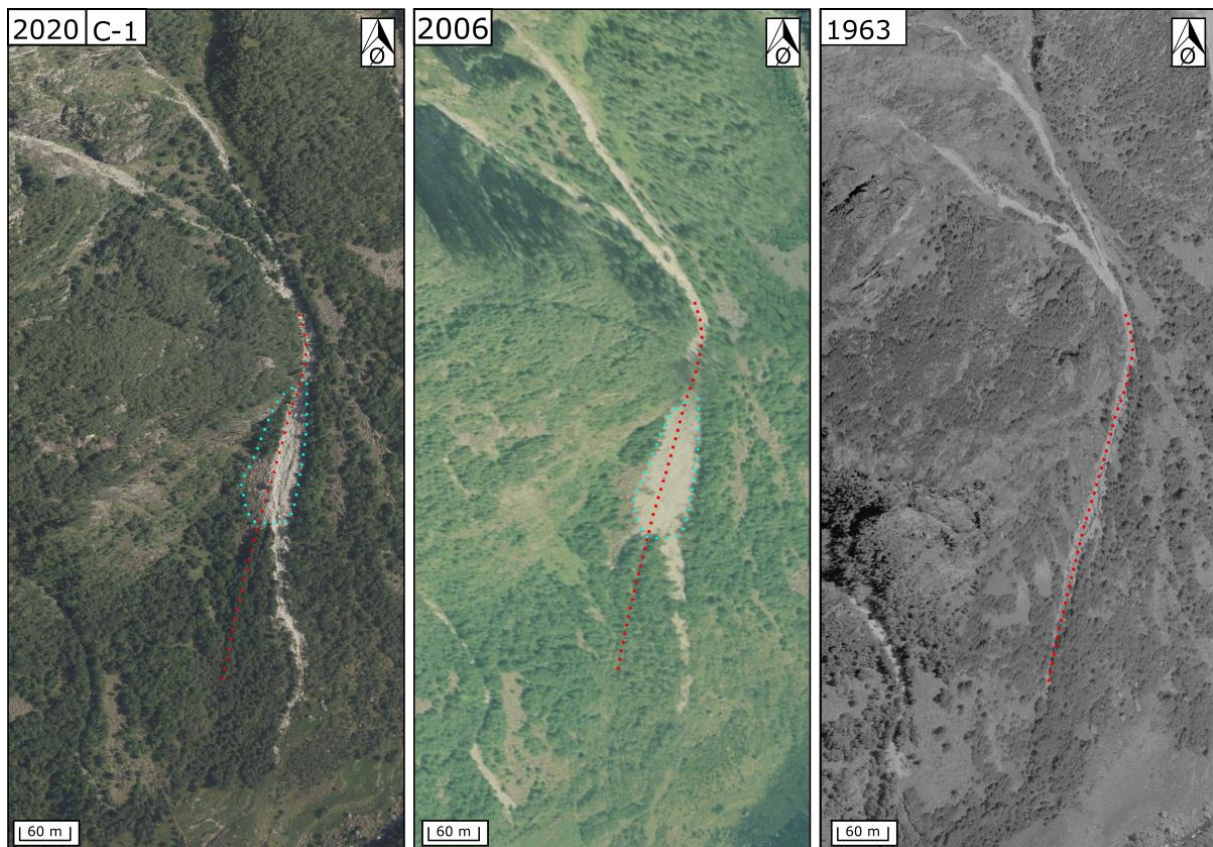


Fig. 5.24: Sammenligning av flyfoto fra 1963, 2006 og 2020 for lokalitet C-1. Ser store endringer av skredbanen. I 1963 går skredbanen mer mot vest, markert med rød linje. I 2006 er skredbanen endret mer mot sør og skredbanen er utvidet, markert med blå linje. Rød linje i flyfoto 2006 og 2020 viser hvor tidligere skredbane gikk, og blå linje i 2020 viser utvidelsen av skredbanen i 2006 som i 2020 er grodd noe igjen.

Fig. 5.24 viser sammenligning av flyfoto fra 1963, 2006 og 2020 for Veslekambskrea (C-1) og fig. 5.25 for Midtkambskrea i 2020 og 1963. Skredløpet har endret retning, og i 2006 er det en stor avsetning som ikke var der i 1963. Fig 5.25 viser at det var mindre vegetasjon i 1963 sammenlignet med 2020 for lokalitet C-2.

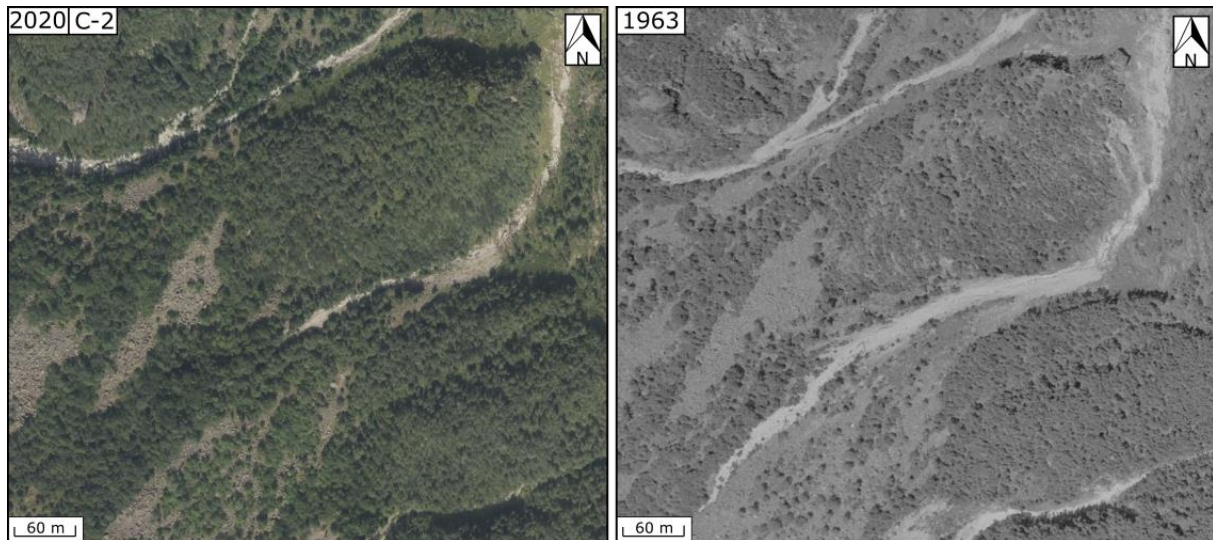


Fig. 5.25: Sammenligning av flyfoto fra 1963 og 2020 for lokalitet C-2. I 1963 er det mindre vegetasjon og skredbanen er brede enn i 2020.

Oppsummering og tolkning

Det er tre lokaliteter tolket til å være flomskreddominert. Avsetningene danner vifter langs den nordøstlige dalsiden. Viftene har levéer bestående av blokker og steiner som viser tegn til orientering parallelt med skredbanen. Midtkamskrea har mindre utviklet vifteform sammenlignet med de andre flomskredlokalitetene. Grunnen til dette kan være at den går over steinskredavsetningen Sandarvollia (B-2) og har smalere utløpssone fra kløftene Midtkamben og Veslekamben. Selsteinskrea har lavere helningsgrad av vifte og skredbane enn de andre, og grunnen til dette kan være på grunn av de to andre går over steinsprang- og steinskredavsetninger.

Det er ikke mulig å grave i avsetningene, og det ble ikke funnet naturlige snitt. Trolig ville det vært en invers gradering med klastebåret blokker og steiner øverst i avsetning, og matriksbåret lengre ned i avsetningen med mer sand og grus. Det var noe tegn til dette i fig. 5.22A, hvor det var mer sand og grus lengre nede i avsetningsdekket, og steiner og blokker øverst i avsetningsdekket.

Endringene i Veslekamskrea er synlig i flyfoto og viser at det er et aktivt skredløp (fig. 2.24). Fig. 2.25 viser at det var mindre vegetasjon i skredbanen i 1963 sammenlignet med 2020. Dette kan bety at det var høyere skredaktivitet i 1963. I tillegg til høyere skredaktivitet kan vegetasjonsendringene skyldes at det var flere dyr på beitet i 1963.

5.1.4 Lokaltetstype D, snøskred

Områdene rett under de bratte fjellssidene til Husafjellet og Storabrekka er dominert av lokalitetstype D. De øverste partiene av denne typen er langs den østlige dalsiden med løснеområder fra Husafjellet og Storabrekka med helning på 45° – 90° (fig 5.1). Det var ikke mulig å komme seg flere av områdene i felt, men de er studert med flyfoto og terrengmodeller. Det er to skredvifter i bunnen av dalen (D-1 og D-2). Lokaltet D-1 hadde ikke navn på kartet, og har i denne oppgaven valgt å kalle den «Storekambskrea». Fig 5.26A og B viser oversiktsbilder for lokalitet D-1-3.

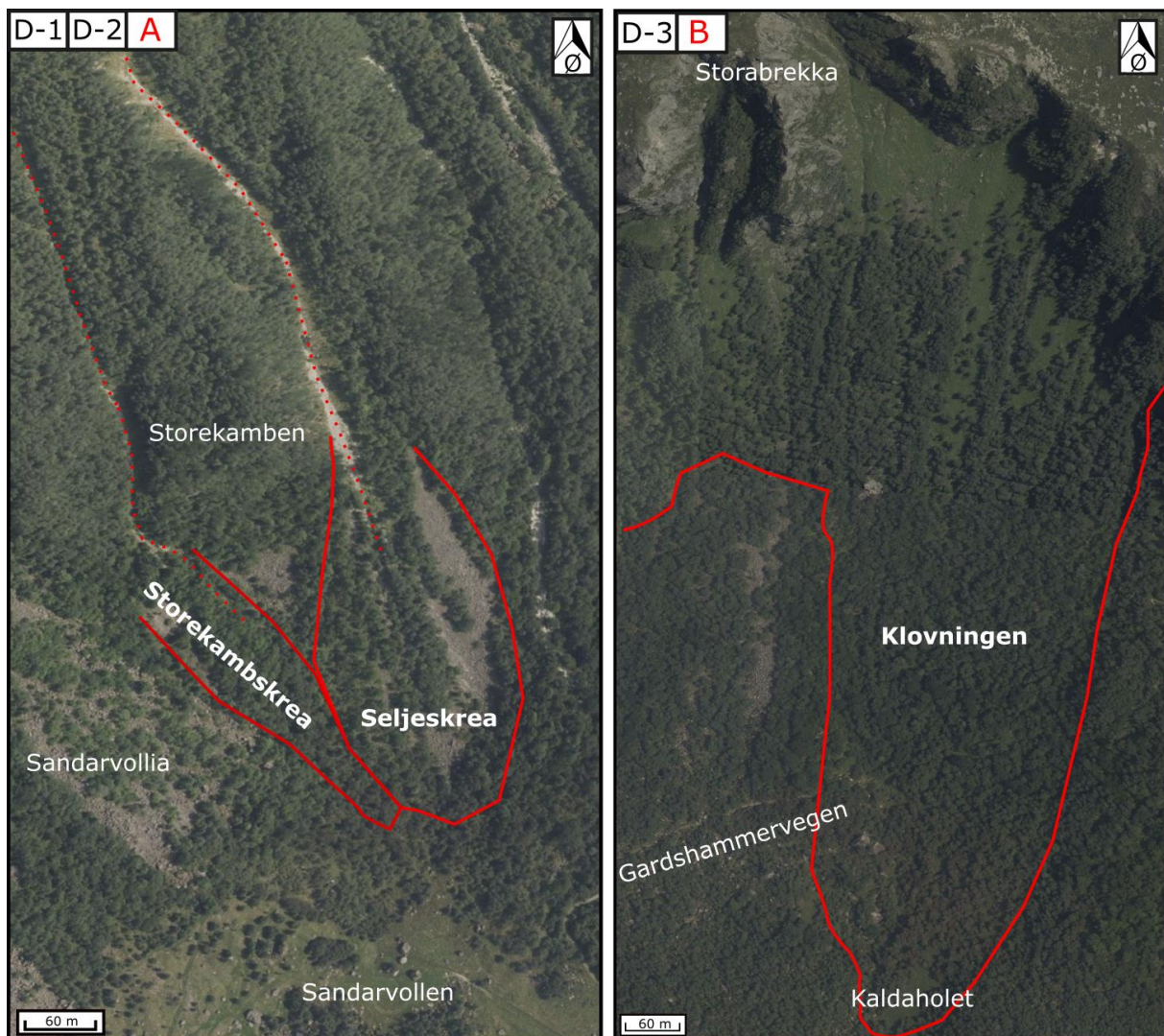


Fig. 5.26: A) Lokaltet D-1-2 er over Sandarvollen. Mellom lokalitetene D-1 og D-2 er Storekamben B) Lokaltet D-3 er under Storabrekka og ender i Kaldaholet. Gardshammervegen går gjennom lokaliteten. Rød linje marker utbredelse av lokaliteten. Modifisert fra norgeibilder.no (2022).

Lokaltet D-1 og D-2 er under Husafjellet, og ligger tett på hverandre med kun Storekamben mellom i øverste parti, men møtes i utløpssonen (fig. 5.26A). På flyfotoet (fig. 5.26A) kan man se at Seljeskrea (D-2) har områder med trær som går parallelt med skredbanen. Lokaltet D-1

har tett vegetasjon, og det er vanskelig å få bedre oversikt over lokaliteten ut fra flyfoto. På flyfotoene kan man se at det mangler trær øverst på Klovningen (D-3), rett under Storabrekka. I tillegg ligger det flere store blokker i skredbanen. Lengre nede på Klovningen er det tettere vegetasjon før den møter Kaldaholet, hvor det er lite vegetasjon.

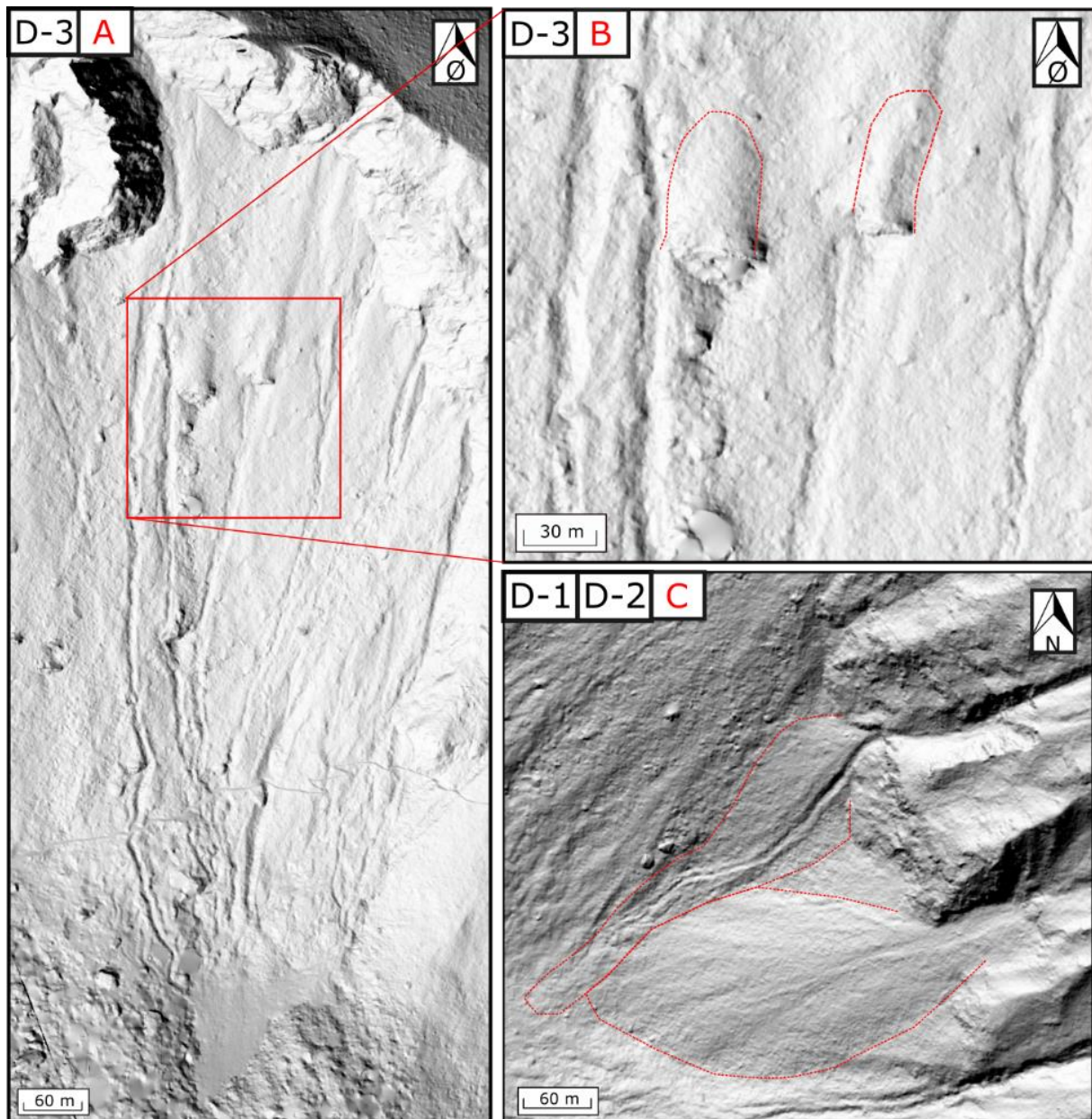


Fig. 5.27: A). Skyggerelieff av lokalitet D-3, med Kaldaholet som en glatt flate i Vassura (A-1). B). Utklipp fra lokalitet D-3 med markerte blokker som er fylt igjen med løsmasser bak. C) Skyggerelieff av lokalitet D-1 og D-2. Skredviften Seljeskrea (D-2) og lokalitet D-1 er markert med rød stiplet linje. Modifisert fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b) med 0,5 x 0,5 m oppløsning.

Fig. 5.27 A og C er skyggerelieffer av lokalitetene D-1-3. Lokalitet D-3 har mange skredløp med levéer som fører til Kaldaholet. Kaldaholet er en flate med jevn overflate. I skyggerelieffet er det antydning til løsmasse avsatt bak noen av de største blokkene i skredbanen (fig. 5.27B).

Lokalitet D-1 har tydelig skredbane med tykke levéer på hver side. Lokalitet D-2 er en vifte med jevn overflate og mindre tydelig skredbane i viften med noen få levéer.

Kaldaholet er en stor eng på rundt 200 x 100 m uten trær, busker, blokker eller steiner på overflaten (fig. 5.28A). Det er en form for forsenkning i Vassura (A-1) med blokker rund engen (fig. 5.28B) hvor det også vokser trær. Det er en svak helning på rundt 4° (fig. 5.1).



Fig. 5.28: A) Kaldaholet. En eng uten trær eller blokker, og nesten helt flat. B) Vassura med blokker langs sidene av engen.

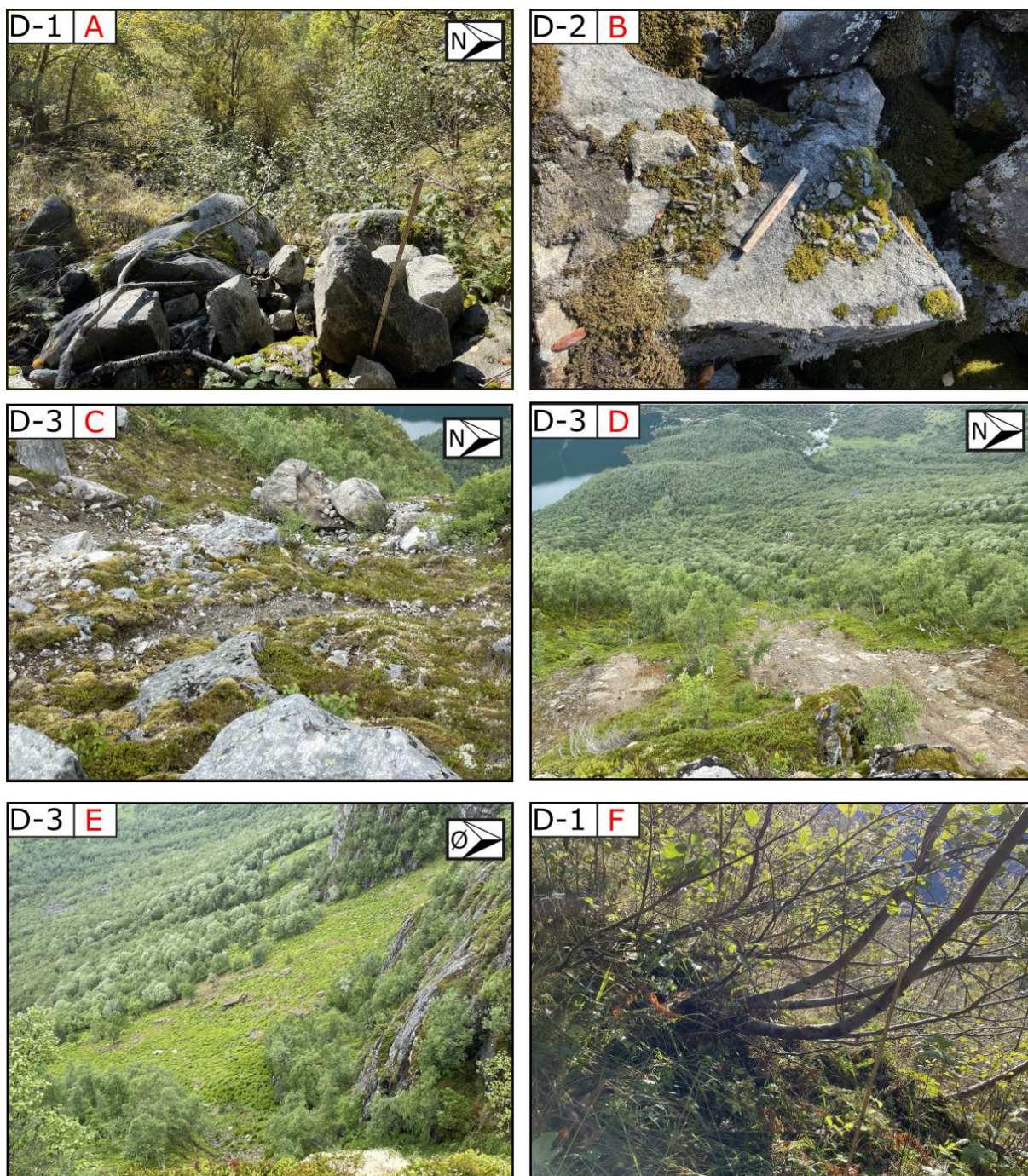


Fig. 5.29: A) Steiner avsatt ustabil oppå blokker med rester fra trær B) Grus og sand avsatt oppå blokker C) Steiner avsatt oppå blokker, og blokk avsatt oppå blokk i ustabil posisjon. D) Vegetasjonsdekket skrappt vekk nedenfor løsneområdet til Klovning, mellom Storabrekka og Gardshammaren E) Lite trær og enkelte blokker og steiner i utløpssonen. F) Trær i utløpssonen som er bøyd og har skade.

På flere av blokkene og steinene i utløpssonen er det avsatt kantet grus og sand oppå blokkene (fig. 5.29 A og B), steiner oppå blokker, og blokker oppå blokker i ustabile posisjoner (fig. 5.29 A og C). Ved lokalitet D-1 er det noen små trær som er bøyd i skredenes fallretning. Det er også sår i form av slitt bark og brukne kvister på en del av dem (fig. 5.29F). Flere steder i utløpssonen er det sår i vegetasjonsdekket (fig. 5.29 C og D). Fig. 5.29D og E viser områder som er «glattet» av skredprosesser, og med avsatte blokker og steiner i skredbanen.

Morfologisk er de tre skredlokalitetene for lokalitetstype D ganske forskjellige. D-1 har tykke levéer med tydelig skredbane (fig. 5.30). D-2 har vifteform med svært jevn overflate, og D-3 strekker seg langs hele fjellsiden (fig. 5.27A og C). D-1 og D-2 blir påvirket av de overhengende kløftene og skarende der rennende vann og snø akkumuleres. Viften til lokalitet D-2 er bratt med noen veltede trær, noen få blokker ellers svært jevn kornstørrelse med kantrundete steiner (fig. 5.31A og B).



Fig. 5.30: Levéer langs skredbanen til lokalitet D-1. Noe tegn til orientering av blokker med lengste akse parallelt med skredbanen.

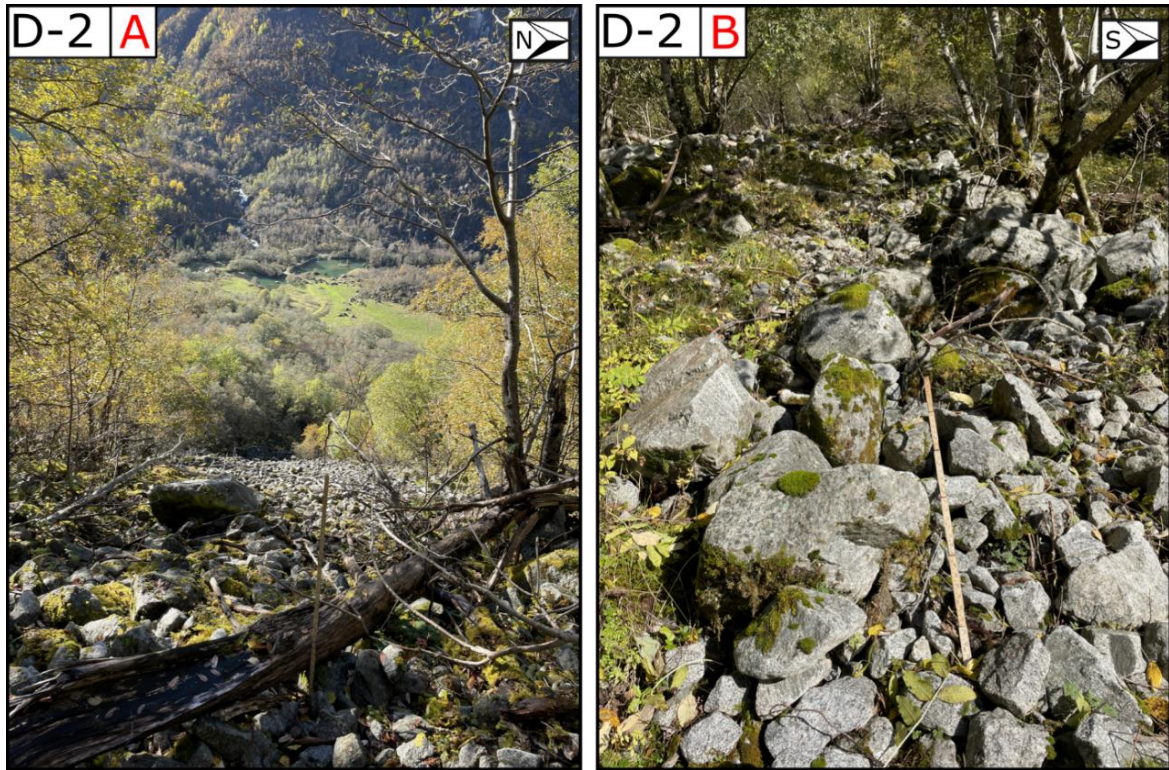


Fig. 5.31: Lokalitet D-2, Seljeskrea. A) Knekte trær, noen få blokker ellers svært homogen avsetning. B) Antydning til levée med kantet til kantrundete blokker og steiner.

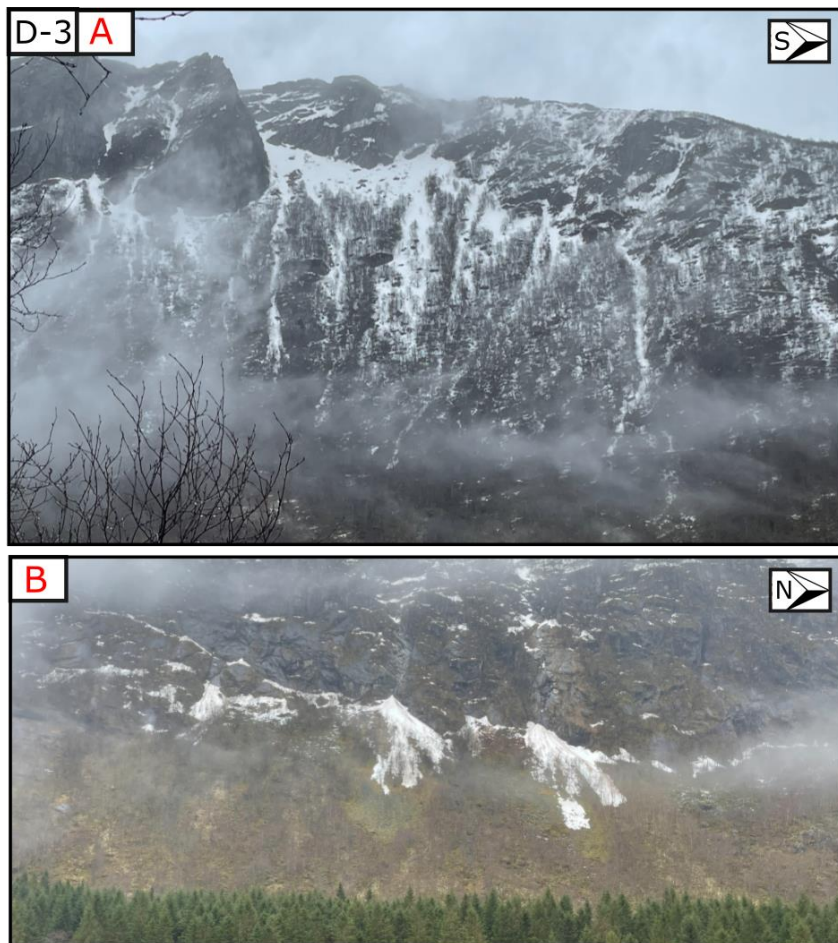


Fig. 5.32: A) Lokalitet D-3 i mars. B) Skredvifter under Heimadalsberget med løsmasser avsatt oppå snøen.

Under Storabrekka er det flere renner, som skredene følger (fig. 5.32A). Disse områdene har mindre vegetasjon. Det er skredaktiviteten utenfor de fremhevede lokalitetene, som vist i fig. 5.21B. Her er det tre skredvifter med løsmasser avsatt oppå snøen.

Fig. 5.33 og fig. 5.34 viser at det er tettere vegetasjon i skredavsetningene og skredbanene i 2020 sammenlignet med 1963. Viktig å ta i betraktning at det var flere dyr på beite i 1963 enn i 2020.

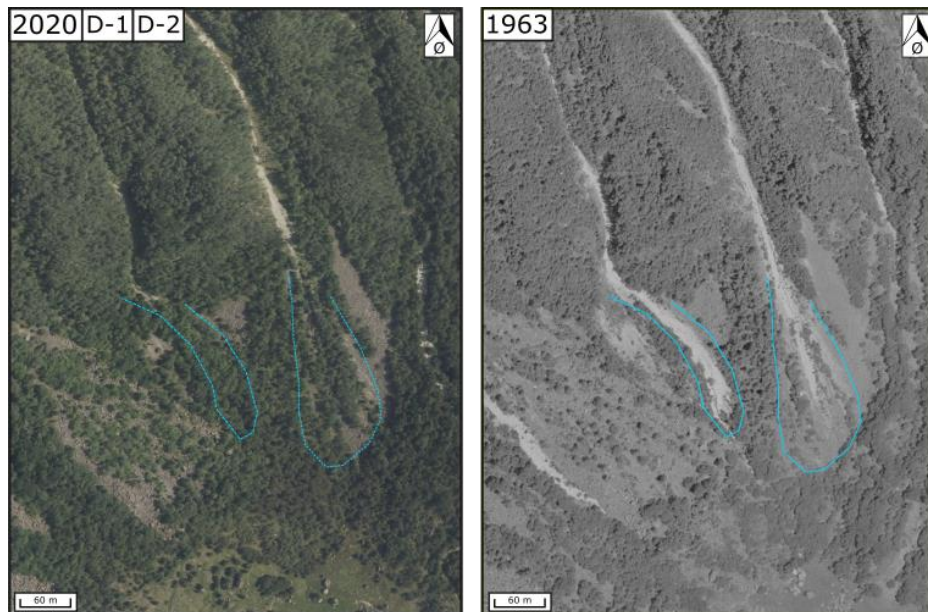


Fig. 5.33: Sammenligning av flyfoto fra 2020 og 1963 for lokalitet D-1-2. I 1963 er det mindre vegetasjon. Skredbanene er markert med blå linje. Hentet fra norgebilder.no (2022).

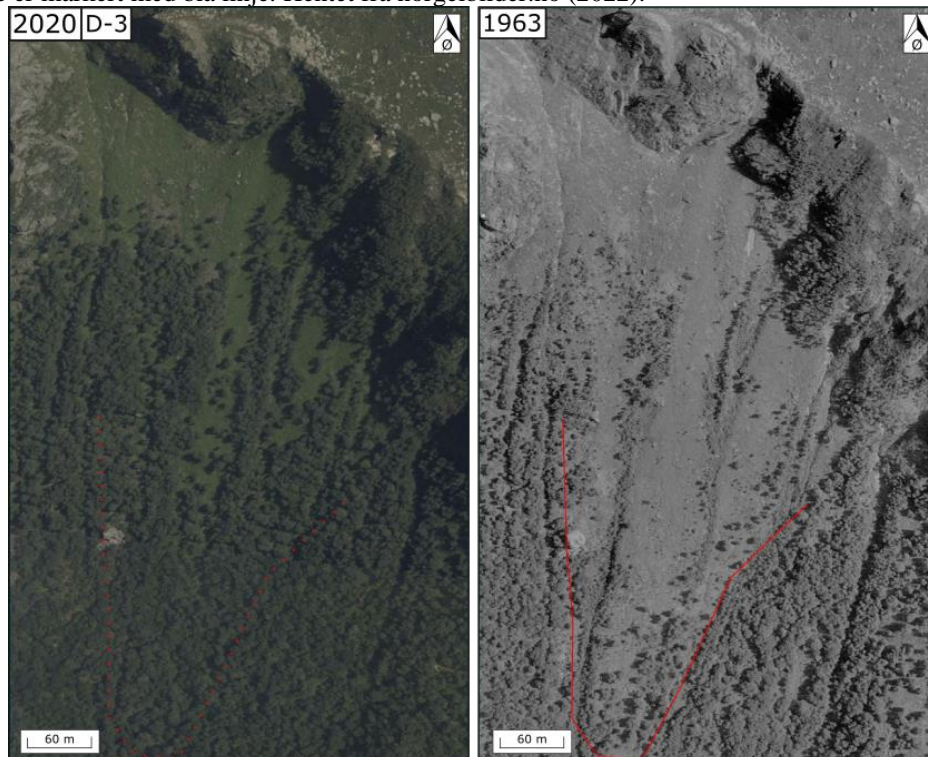


Fig. 5.34: Sammenligning av flyfoto fra 2020 og 1963 for lokalitet D-3. I 1963 er det mindre vegetasjon. Utbredelse er markert med rød linje og stiptet linje i 2020 hvor den er mindre. Hentet fra norgebilder.no (2022).

Oppsummering og tolkning

De tre snøskredlokalitetene er tolket til å være dominert av sørpeskred og/eller skavlbrekk. Lokalitet D-1 og D-2 har kløfter og skar som snøen følger før den blir avsatt, mens D-3 har en fjellrygg uten tydelige kløfter. Storekamskrea (D-1) er tolket til å være dominert av sørpeskred siden den følger kanalen og danner tykke levéer. Seljeskrea (D-2) har også tegn til levéer, men ikke like tydelig som D-1, og har trolig bare noen få sørpeskredhendelser. D-2 er tolket til å være dominert av skavlbrekk, og på grunn av kløftene i fjellsiden er det dannet vifteform. Det er noen levéer og kanaler i Klovningen (D-3), og er derfor tolket til å være en kombinasjon av skavlbrekk og sørpeskred.

Kaldaholet er trolig en innfylling av finere materiale i en forsenkning i Vassura, som ellers består av store blokker. Dette kan være fra snøskred-, flomskred- og fluviale prosesser. Det er tolket til at det er snøskredprosesser som har fylt igjen innfyllingen. I denne studien ble ikke dette undersøkt nøye, og kan derfor ikke si noe sikkert om hva som har dannet til denne landformen.

Sammenligning av flyfoto fra 1963 og 2020 tyder på at det var større snøskredaktivitet tidligere enn i dag (fig. 5.33 og fig. 5.34). Det er også snøskredaktivitet utenfor de presenterte lokalitetene. Fig. 5.32B er det tre snøskredvifter med løsmasser avsatt oppå snøen, og er tolket til å være skitne snøskred. Det er trolig snøskredaktivitet i de øverste delene av de andre lokalitetene B-1-3, C-1-3 og A-2.

5.2 Eksponeringsdatering med kosmogene nuklider

Seks ^{10}Be -eksponeringsaldre fra Vassura, i Bondhusdalen, er presentert i dette kapittelet. Resultatene er presentert i et kjernetetthetsdiagram. ^{10}Be -eksponeringsaldrene og mulig utløsningsmekanisme blir videre diskutert i kapittel 6.3.

5.2.1 Enkel område- og prøvebeskrivelse

Det er tatt seks prøver fra fjellskredavsetningen Vassura, BON2101, BON2102, BON2103, BON2104, BON2105 og BON2106. Prøvene BON2101-03 ble tatt østsiden av skredet, og prøvene BON2104-06 ble tatt på vestsiden av skredavsetningen (fig. 5.35 og fig. 5.36). Prøvene ble tatt i nordenden av skredavsetningen ettersom det var svært vanskelig å bevege seg i skredavsetningen. Alle prøvene er tatt fra toppflater av blokker i fjellskredavsetningen, og er alle av migmatitt. Skjermingsfaktoren er høy ettersom prøvene er hentet fra en avsetning som ligger midt i en relativt smal og dyp dal som er rundt 600 m bred og har et relieff på opptil 920 meter. Det er skjerming fra fjell hovedsakelig fra øst og vest, men og en del fra sør. Det er lite skjerming fra nord der dalen er åpen ned mot fjorden.

Vegetasjonsdekket er relativt likt i hele fjellskredavsetningen. Det er tykt mosedekke, med minst tre ulike mosearter. Det er flekkvis vegetasjonsdekke, med flere cm med mose noen steder. I tillegg er det lyng og løvtrær rundt blokkene. Det er et tynt dekke av løvskog over fjellskredavsetningen, hovedsakelig av bjørk, rogn og noe små einerbusker. Bergarten består av feltspat og kvarts med medium krystallstørrelse.

Prøve BON2104 og BON2105 hadde mer lav og tynnere dekke av mose enn de andre blokkene. På en blokk like ved BON2101 ble de observert en kvartslinse med 5 mm relieff. I blokken er det en liten sprekk. Det er ikke tydelig forvittringshud, men øverste 1 mm er lysere i fargen. Overflaterelieffet er et par mm.



Fig. 5.35: Blokker benyttet til eksponeringsdatering lokalisert i fjellskredavsetningen Vassura. A) BON2101. Pose med prøvemateriale for målestokk, markert med rød ring. B) BON2102. C) BON2103. Person i høyre hjørne for målestokk, markert med rød ring. D) BON2104. E) BON2105. Pose med prøvemateriale for målestokk, markert med rød ring. F) BON2106. Gul 10 cm stokk på toppen av blokken for målestokk, markert med rød ring.

5.2.2 ^{10}Be -eksponeringsaldre og kjernetetthetsdiagram

Resultatet for de seks prøvene er presentert i tabell 5.2 og fig 5.35. ^{10}Be -alder (år) er utregnet i nettkalkulatoren iceTEA (2022a). Eksponeringsaldrene har en gjennomsnittlig alder på 6880 ± 655 år.

Kjernetetthetsdiagrammet er laget i MatLab med kode fra Balco (2001) (fig. 5.36). Diagrammet viser aldres individuell gaussiske fordeling (normalfordeling), der kjernetetthetsestimaterne fremstilles som kurve. Hver måling er plottet som en kurve basert på gjennomsnittlige verdier og AMS analytisk usikkerhet, som gjør det mulig å se overlapp mellom målingene sammen med usikkerheten. Aldrenes usikkerhet vil avgjøre størrelsen og fasongen på kurven. Stor usikkerhet vil gi bred og lang kurve, mens liten usikkerhet vil gi en mer høy og smal kurve. Summeringskurven er basert på fordeling og usikkerhet til kurvene i estimatet. Med stor spredning i aldre kan summeringskurven få flere toppe. Har summeringskurven bare en topp antyder det på stor sannsynlighet for at de individuelle aldrene er datert til samme hendelse (Balco, 2011).

Aldrene er kalkulert med en forventning om at flatene ikke har ^{10}Be fra tidligere eksponering og ikke har vært utsatt for erosjon siden eksponering. For eksponeringsaldrene blir den totale usikkerheten kalkulert basert på analytisk usikkerhet og produksjonsrate (Jones et al., 2019). Det er stor skjerming av blokkene topografisk, og denne fører til at produksjonsraten av ^{10}Be i blokkenes toppflate blir redusert. Redusert produksjonsrate kan føre til underestimert alder.

Det er kun korrigert for topografisk skjerming. Snøskjerming gir en reduksjon i ^{10}Be -produksjonsrate på rundt 1%, og blir ikke korrigert for da dette gir lite utslag på aldrene. Det er tynn løvskog over blokkene som også kan redusere produksjonsraten med et par prosent, men den vil variere. Mose og røtter som dekker blokkflatene kan gi større utslag på produksjonsraten, men er vanskelig å kvantifisere for, og det blir ikke oppgitt korreksjon for dette. Landheving siden datert alder er rundt 10 m, som korreksjon for dette gir rundt 70 år eldre prøver. Dette er rundt en tidens del av aldrene, og blir derfor ikke oppgitt aldre korrigert for landheving ettersom den er så liten.

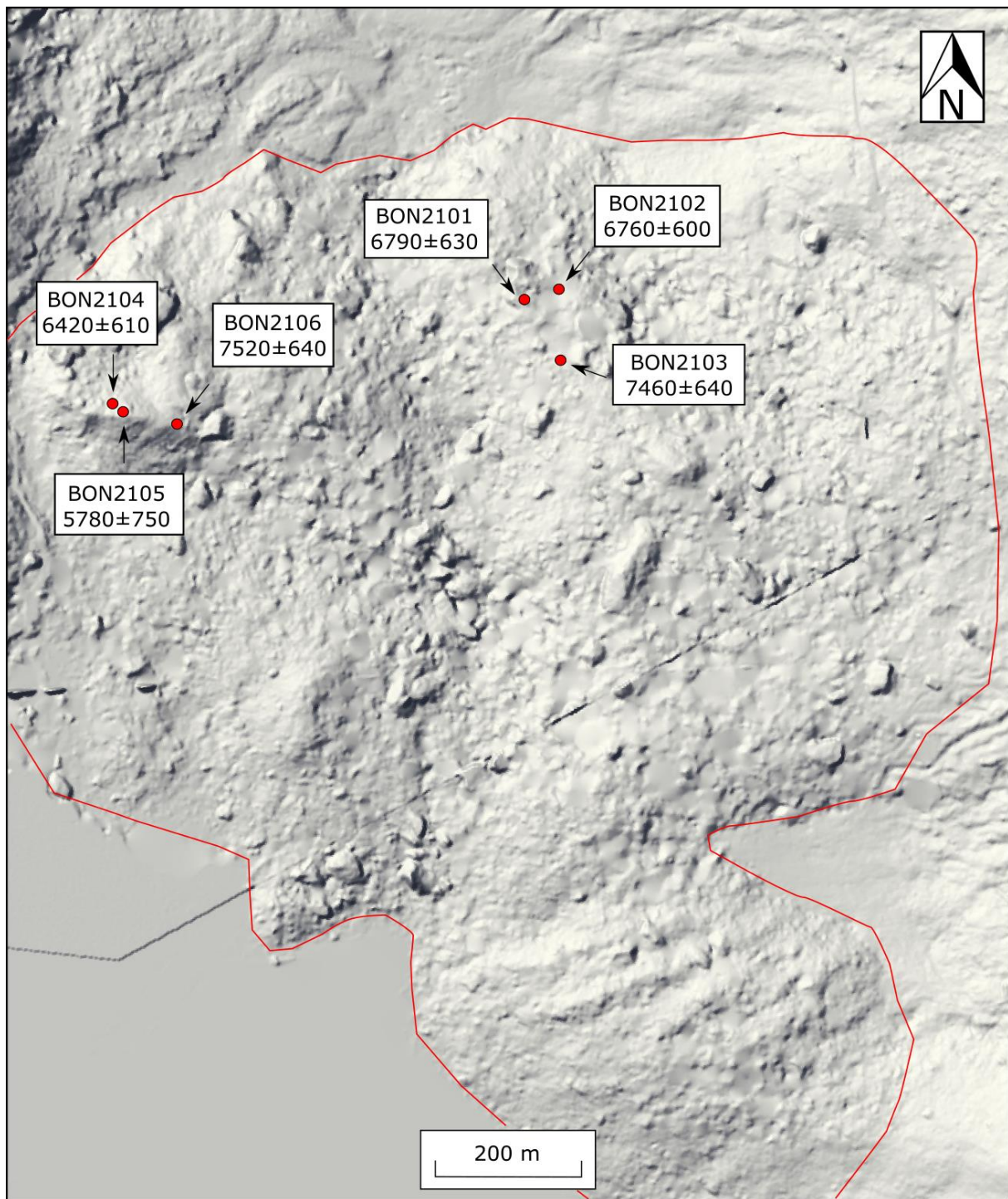


Fig. 5.36: ^{10}Be -aldre med analytisk usikkerhet fra Vassura, Bondhusdalen. Rød linje markerer utbredelsen av Vassura. Skyggerelieffmodell er utarbeidet i ArcGIS Pro fra DTM med oppløsning 1 x 1 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b).

Tabell 5.2: Prøveinformasjon og resultat for prøvetatte flater ved bruk av ^{10}Be -eksponeringsdatering i Vassura fjellskredavsetning, Bondhusdalen. ^{10}Be -alder (år) med korreksjon for topografiskskjerming. Det er ikke korrigert for snøskjerming, vegetasjonsdekke eller landheving. Utregnet i nettbasert kalkulator iceTEA med verktøyet *Calcuat & Plot Ages* og oppgitt analytisk usikkerhet, regnet ut av programmet.

Prøve	Høyde (moh.)	Breddegrad (°N)	Lengdegrad (°Ø)	Størrelse på blokk (cm)	Skjermingsfaktor	Tykkelse (cm)	^{10}Be -konsentrasjon (atom/g)	^{10}Be -alder (år)
BON2101	211,64	60,09478	6,29028	300*400*500	0,939	1,5	33358±1586	6790±630
BON2102	212,29	60,09484	6,2907	400*600*300	0,943	1,5	33347±1511	6760±600
BON2103	187,65	60,0944	6,29072	1000*1000*400	0,946	2	36120±1824	7460±640
BON2104	230,53	60,09414	6,28517	400*450*450	0,937	1,5	31884±2108	6420±670
BON2105	247,37	60,09409	6,2853	150*80*150	0,939	2	29180±3009	5780±750
BON2106	144,86	60,09401	6,28597	240*250*140	0,943	2	34814±1791	7520±640

Fra studieområdet er det beregnet seks ^{10}Be -aldre, hvor alle er presentert i fig. 5.37 som et kjernetetthetsdiagram. I kjernetetthetsestimaten er det god overlapp mellom aldrene der BON2105 har størst avvik fra gjennomsnittet med alderen 5780 ± 750 år, og er prøven med høyest usikkerhet. Prøvene med likest alder er BON2101 og BON2102 med aldrene 6790 ± 630 år og 6760 ± 600 år, og ligger veldig tett i kjernetetthetsdiagrammet (fig. 5.37). BON2103 og BON2106 har også god overlapp, og har helt lik usikkerhet på ± 640 år. Prøven med høyest usikkerhet er BON2105, som kan sees på kamelplottet ved at den har en bredere og flatere kurve enn de andre (fig. 5.36). Siden aldrene har overlapp får summert kurve en distinkt topp, som indikerer at det er en eksponeringshendelse som er datert. Aldrene har alle høy usikkerhet med rundt 10% usikkerhet av datert alder.

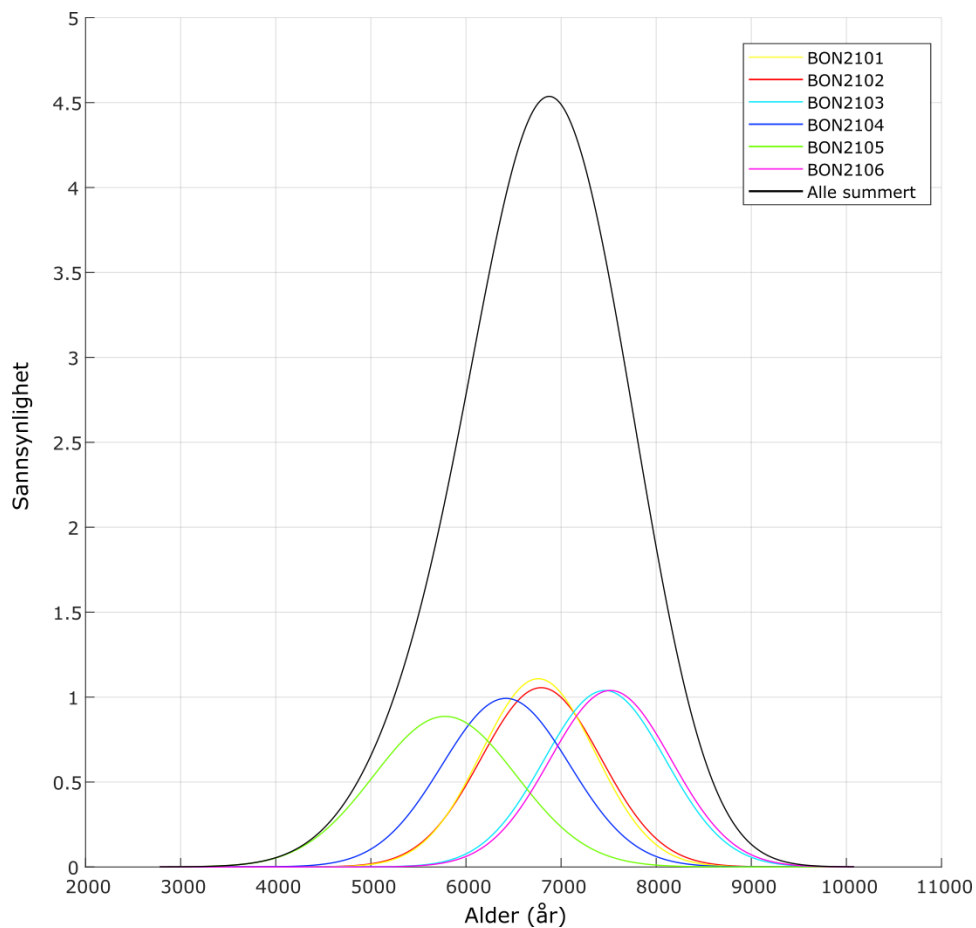


Fig. 5.37: Kjernetetthetsdiagram for seks ^{10}Be -aldre fra studieområdet (tabell 5.2) med aldersspenn fra 5780 ± 750 år til 7520 ± 640 år, og den summerte kurven på 6820 ± 655 år.

6. Diskusjon

På bakgrunn av datagrunnlaget presentert i kapittel 5, har avsetninger fra steinsprang, steinskred, fjellskred, flomskred og snøskred blitt kartlagt i Bondhusdalen. Hvordan skredtypene er skilt fra en annen er basert på lokalitetenes geomorfologiske og sedimentære egenskaper, i tillegg til de topografiske, klimatiske og geologiske faktorene. I kapittel 6.1 vil landskapsutviklingen i Bondhusdalen med deglasiasjonsforløpet, skredaktivitet gjennom holocen fremm til i dag drøftes. I kapittel 6.2 vil feilkilder og skredenes morfologiske trekk diskuteres. Drøfting av den største fjellskredavsetningen, Vassura, sin utbredelse og diskusjon av feilkilder ved volumberegningen vil bli gjort i kapittel 6.3.

6.1 Landskapsutvikling i Bondhusdalen

I oppgaven er det lagt vekt på kartlegging av skredavsetninger ved detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng, men det er også blitt gjort en tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging av Bondhusdalen fra Bondhusvatnet og ned til Maurangsfjorden. Utbredelsen av landformer og jordarter i Bondhusdalen er med på forståelsen for utviklingen av landskapet gjennom holocen.

6.1.1 Deglasiasjonsforløp

I dette delkapittelet skal deglasiasjonsforløpet i Bondhusdalen i tidlig holocen drøftes ved å bruke kartlagte landformer og jordarter og tilgjengelig litteratur. Det er laget en skjematisk fremstilling som forslag til deglasiasjonsforløpet i Bondhusdalen (fig. 6.3A-E). Rekonstruksjonen er basert på kartlagte randmorener og glasifluviale terrasser, markert på det tradisjonelle kvartærgeologiske kartet (fig. 5.4). Dalen er sterkt modifisert av skråningsprosesser som kan dekke over eventuelle israndavsetninger, som kompliserer tolkningen av deglasiasjonsforløpet i Bondhusdalen.

Etter LGM begynte isen å trekke seg inn i fjordene. Under Allerød (14 000 – 12 800 kalenderår siden) trakk breen seg raskt tilbake, nesten 100 km inn i fjorden (kapittel 2.3). Nedre del av Bondhusdalen kan dermed ha vært isfri i denne perioden (fig 6.1). Senere fikk breen et fremstøt, og under maksimumsutbredelsen av YD (12 700 – 11 700 kalenderår siden) lå isen helt ut til Halsnøy ytterst i Hardangerfjorden, og Hardangerfjorden var dekket av is (Aarseth & Mangerud, 1974). Ut fra rekonstruksjon av YD-sidemorener hadde trolig isoverflaten en jevn stigning innover fjorden. På nordsiden av Gygrastolen (1348 moh.) er den vertikale ismarginen under YD indikert ved at det ligger en stor sidemorene på rundt 900 moh., og det er den innerste

YD morenen kartlagt i Hardangerfjorden (Follestad, 1972; Regnéll et al., 2022). Sidemorenen ligger rundt 7 km lengre ute i fjorden i forhold til Bondhusdalen (fig. 6.1). Basert på dette er det sannsynlig at de høyeste fjellene rundt Bondhusdalen var isfri i YD, som Fonnanuten og Svartavasshorgi hvor det er forvitningsmateriale på i dag (fig. 2.5).

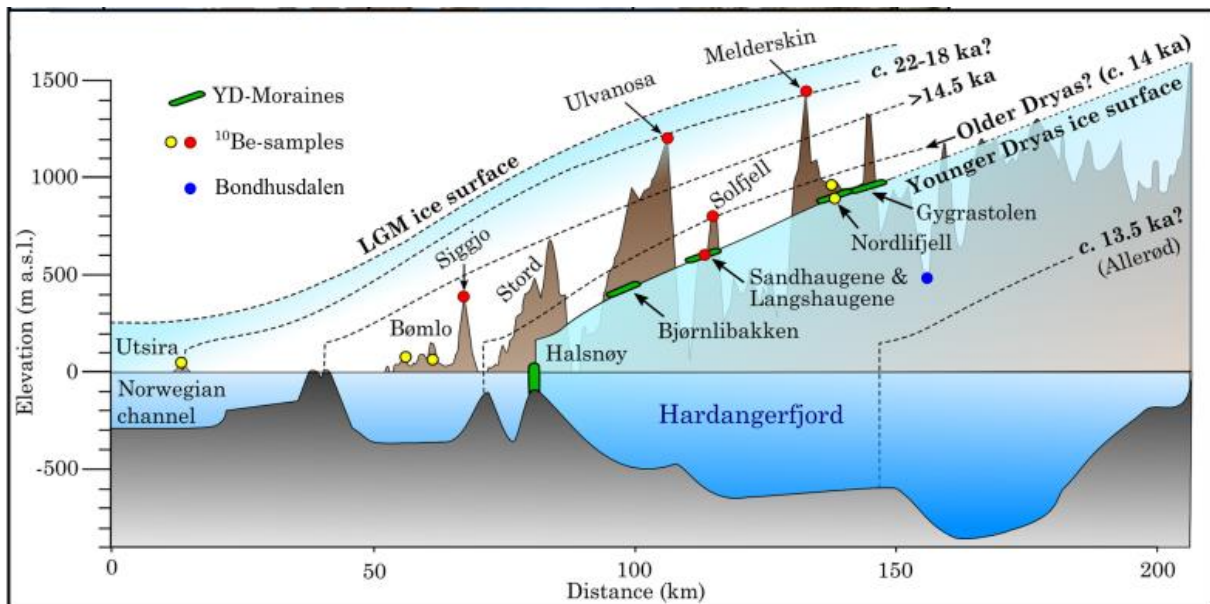


Fig. 6.1: Topografisk profil fra Norskerenna (Norwegian channel) i sørvest til indre Hardangerfjorden i nordøst. Isdekkeprofiler er basert på tolkninger av Regnéll et al. (2022). Omtrent lokalitet for Bondhusdalen er markert med blå prikk. Modifisert fra Regnéll et al. (2022).

I første fase av deglasiasjonen trakk breen seg tilbake fra fjorden og opp i dalen, og dannet de ytterste terrassene som i dag er Trollhaug og Koltveit (fig. 6.3A). Terrassene markerer marin grense i Bondhusdalen på 100 moh. (Rekstad, 1906) (fig. 6.2). Mangerud et al. (2013) foreslår et strandlinjediagram for Hardangerfjorden basert på havnivåkrue fra Sotra (Lohne et al., 2007) og Tørvikbygd (Romundset et al., 2010). Bondhusdalen ligger omtrent 62 km fra punkt 0 (Sotra), som er rundt 3 km fra Ljones/Tørvikbygd. Dersom man antar at marin grense langs fjorden ble dannet etter hvert som breen trakk seg tilbake, kan deglasiasjonen dateres basert på strandlinjediagrammet. Bondhusdalen ble trolig isfri rundt 11 250, siden dalen må ha vært isfri for å kunne danne de glasifluviale terrassene som markerer marin grense. Det er markert linjer på fig 6.2 for høyden på den marine grensen i Bondhusdalen (y-aksen) og den horisontale avstanden (x-aksen), som gir skjæringspunkt like ved Ljones. Det er ikke observert spor etter tapes transgresjonen ved i Bondhusdalen eller i Tørvikbygd (Lohne et al., 2007).

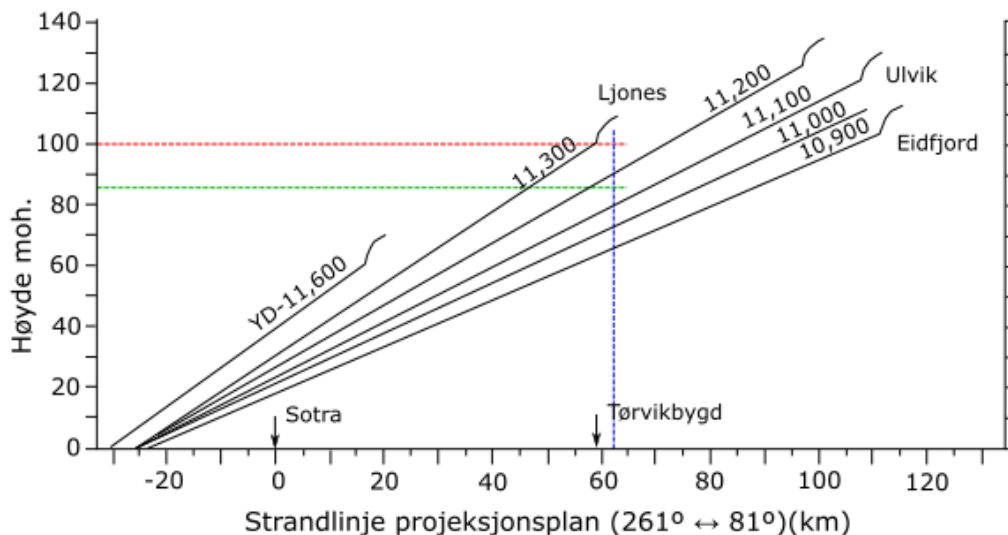


Fig. 6.2: Strandlinjediagram for Hardangerfjorden konstruert ut fra to relative havnivåkurver fra Sotra (Lohne et al., 2007) og Tørvikbygd (Romundset et al., 2010). Blå strek markerer Bondhusdalen sin plassering i forhold til punkt 0 (Sotra). Rød strek markerer marin grense i Bondhusdalen og grønn linje markerer en yngre terrasse på 88 moh. Aldrene er kalibrert og oppgitt i kalenderår. Modifisert fra Mangerud et al., (2013).

I andre fase hadde dalbreen et fremstøt som dannet moreneryggen Brekkhaug (fig. 6.3B). Randmorenen ligger på Trollhaug, og deler av moreneryggen er blitt dekket av skredmateriale fra Husafjellet. Det er ikke funnet randmorener på andre siden av dalen, men disse er trolig ødelagt av den høye skredaktiviteten. Det er likevel tegnet inn hvor brefronten lå basert på morenene på andre siden av dalen. Brefremstøtet sammenfaller ikke med andre kartlagte brefremstøt fra klimatiske hendelser, men var trolig mellom 11 250 og 11 150 kalenderår siden ut fra alder estimert for terrassene basert på strandlinjediagrammet. Ifølge Rye et al., (1987) forklares slike moreneryggen med glasi-dynamiske prinsipper. Når breen kalver raskt tilbake i fjorden for så å komme opp på land eller møter en innsnevring eller terskel vil breen få et stopp som ikke er klimatisk betinget. Dette skjer for at breen skal tilpasse dynamikken ved å oppnå likevekt, før den smelter videre. I stabiliseringsperioden vil breen ofte ha et opphold eller lite fremrykk, og dermed kunne avsette randmorene (Rye et al., 1987). Det er tolket til at Brekkhaugmorenen er dannet under stabiliseringsperioden etter breen kom opp på land, før den trakk seg videre tilbake i dalen.

I fase tre trakk breen seg lengre tilbake i dalen og dannet terrassen, som i dag ligger på 88 moh. (fig. 6.3C). Siden terrassen ligger lavere enn Koltveit og Trollhaug terrassene har den blitt dannet på et senere tidspunkt etter glasi-isostatisk heving. Erosjonsbasisen vil være på samme nivå som høyden på havet, og er derfor markert med 88 moh. på strandlinjediagrammet (fig. 6.2). Basert på strandlinjediagrammet ble terrassen trolig dannet for rundt 11 150 kalenderår siden ut fra krysningspunktet. Breelver, som dannet terrassen, vil erodere Trollhaug og Koltveit terrassene og Brekkhaugmorenen.

I fase fire får breen et fremstøt og danner randmorenen Sveshaug (fig. 6.3D). Det er ikke observert morenerygg på andre siden av dalen, men denne er trolig blitt dekket til og/eller ødelagt av skred- og fluviale prosesser. Det er tegnet morenerygger i fig 6.3D ut fra hvor det er tolket til at de vil ligge basert på moreneryggen på andre dalsiden. Brefremstøtet kan sammenfalle med Jondal Event 1 (11 000 kalenderår siden), et brefremstøt funnet i innsjøsedimenter i Jondal (Bakke et al., 2005b) (kapittel 2.3.1). Disse sammenfaller med den preboreale oscillasjonen, som er kartlagt i Eidfjord, Osa (Anundsen & Simonsen, 1967) og i Lofthus (Mortensbakke, 2018).

Det er ikke funnet israndavsetninger mellom Sveshaug og sør-enden av Bondhusvatnet. Den eldste moreneryggen sør for Bondhusvatnet i Vasslia er kartlagt av Haugland (2021) og Simonsen (1999). I området mellom Vasslia og Sveshaug er det store mengder skredavsetninger som fyller dalen og dalsidene, dermed kan skredaktivitet ha dekket over eller ødelagt eventuelle israndavsetninger i dette området. Fig. 6.3E viser hvordan det er i Bondhusdalen i dag der terrassene og moreneryggene er blitt sterkt modifisert av fluviale prosesser som har erodert bort store områder, og skredprosesser har fylt igjen bak.

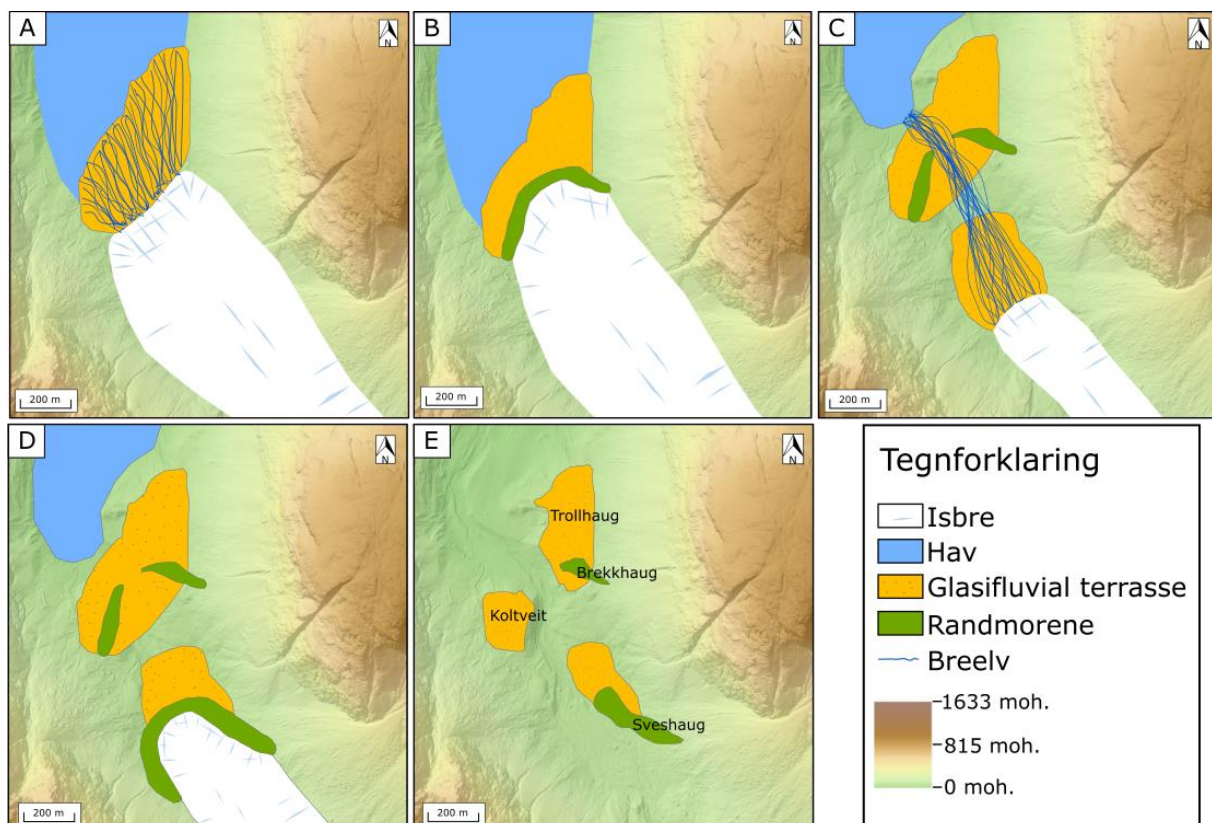


Fig. 6.3: Deglasiashistorien i Bondhusdalen presentert i fem tidsintervaller (A-E) basert på glasifluviale terrasser og randmorener kartlagt i dalen (fig. 5.3). A) Breen danner glasifluviale terrasser, som i dag ligger på 100 moh., B) Brefremstøt som avsetter randmorene Brekkhaug, C) Breen danner glasifluviale terrasser, som i dag ligger på 88 moh., D) Brefremstøt som avsetter randmorene Sveshaug, E) Dalen slik den ser ut i dag, sterkt modifisert av fluvialerosjon og skredprosesser. Figurene er utarbeidet i ArcGIS Pro, der bakgrunnen er laget ved å kombinere en skyggerelieffmodell og en DTM (oppløsning 1 x 1 m) hentet hoydedata.no (Kartverket, 2022b).

6.1.2 Skredaktivitet i holocen

Deglasiasjonen på Vestlandet var preget av dynamisk nedsmelting og erosjon ifølge Mangerud et al. (2013). For å bevare landformer dannet under deglasiasjonen må det være vertikal nedsmelting, noe som er observert på Østlandet (Garnes & Bergersen, 1980; Sollid & Sørbel, 1994; Mangerud et al., 2018). Ettersom det er avsatt morenerygger i Bondhusdalen tyder det på dynamisk nedsmelting, og derfor vil skred avsatt under deglasiasjonen ha blitt modifisert. På grunn av manglende datagrunnlag er det ikke mulig å si noe om tidspunkter for andre skredhendelser enn Vassura fjellskredavsetning.

Under og etter deglasiasjonen var det trolig høy skredaktivitet i området, omtalt som paraglasial aktivitet (Church & Ryder, 1972). Paraglasial er definert som ikke-glasiale prosesser direkte betinget av glasiasjon. Begrepet brukes om både proglasiale prosesser og om de prosessene som oppstår rundt marginene av tidligere isbreer som er direkte resultat av tidligere isbreenes tilstedeværelse (Church & Ryder, 1972). Glasial erosjon har vært en viktig prosess for utviklingen av landskapet i Bondhusdalen. Etter at støtten og vekten fra isdekke forsvant med ismeltingen førte trykkavlastning til oppsprekking og eksfoliasjon i berggrunnen, og store mengder berggrunnsfragmenter raste trolig ut. I tillegg var store mengder løsmasser avsatt i dalsidene, noe som førte til utglidninger etter støtten forsvant. Høyere frekvens av frostprening og smelting av permafrost ga også økt skredaktivitet (Longva et al., 2009). Tilbaketrekkingen av isen førte til en rask landheving, som videre ga økt jordskjelvaktivitet (Olesen et al., 2004), som også kan ha vært en utløsende faktor for skred (Keefer, 1984). I tillegg var det trolig høy flomskredaktivitet på grunn av høy vannføring fra bresmeltingen (Curry, 1999; Hansen et al., 2020), samtidig som snø og is kan ha rast ut fra smeltende snø- og isfonner øverst i dalsidene. Det var stor snøskredaktivitet under deglasiasjonen siden det var kaldt, men flukterende (Blikra & Nemeč, 1998).

Den varmeste perioden i holocen var over tidsrommet 8300 til 4000 kalenderår siden og kalles for *Det holocene klimatiske optimum* eller *Holocene Thermal maximum (HTM)* (Ljungqvist, 2011). Perioden var preget av varme somre og tørre vintre. Basert på studier av innsjøsedimenter på Nordfonna var det ingen tilførsel fra isbreer i nedslagsfeltet i perioden 9600 og 5200 kalenderår, og Nordfonna var trolig borte i denne perioden (Bakke et al., 2005b). Røthe et al. (2019a) fant ikke sikre tegn på at Sørfonna var borte i denne perioden, som er platået der istilførselen til Bondhusbrea kommer fra.

Snøskredaktiviteten var trolig svært lav ettersom det var tørre vintre med lite nedbør i form av snø (Blikra & Selvik, 1998), som igjen ga lav flomskredaktivitet (Sletten & Blikra, 2007). Nesje et al. (2007) og Vasskog et al. (2011) har få kartlagt snø- og flomskredaktivitet fra 9000 kalenderår siden frem til starten av neoglasial (5200 kalenderår siden) (fig. 6.4). Det kan ha vært noe skredaktivitet fra fast fjell, men trolig mindre som følge av tørre vintre og varme somre som førte til mindre frostsprengning. Fjellskredavsetningen Vassura (lokalitet A-1) har ^{10}Be -alder 6820 ± 655 år, og skredhendelsen skjedde midt i HTM.

Etter HTM endret klima seg til varmere vintre og kaldere somre, som i kombinasjon med økt vinternedbør førte til at isbreene i Sør-Norge vokste frem (Nesje et al., 2009). Denne perioden omtales ofte som neoglasial som ifølge Bakke et al., (2005b) begynte for rundt 5200 kalenderår siden på Nordfonna. Økt nedbør i form av snø førte til økt snøskredaktivitet (fig. 6.4) (Blikra & Selvik, 1998; Nesje et al., 2007; Vasskog et al., 2011), tillegg til økt flomskredaktivitet som resultat av mer snøsmelting (Sletten & Blikra, 2007).

Under lille istid økte skredaktiviteten, spesielt for snøskred på grunn av økt nedbør i form av snø (Sletten & Blikra, 2007). Det var også trolig en økning i aktivitet for flomskred og skred fra fast fjell som følge av temperaturendringene og økt nedbør (Grove, 1972).

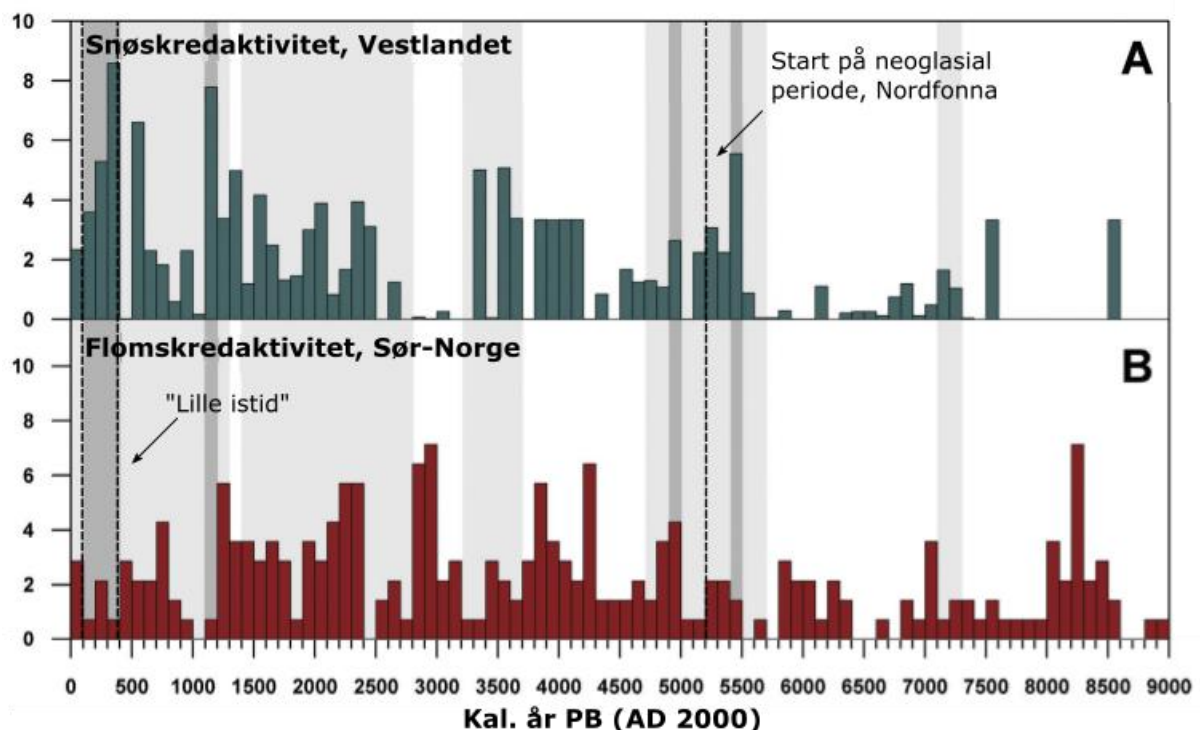


Fig. 6.4: Rekonstruksjon av snøskredaktivitet på Vestlandet (A) og flomskredaktivitet i Sør-Norge (B) fra 9000 år siden til i dag. Sammenstillingen er basert på Blikra & Nesje (1997), Blikra & Selvik (1998), Sletten et al. (2003), Nesje et al (2007), Sletten & Blikra (2007), Matthews et al. (2009) og Vasskog et al. (2011). Starten på neoglasial periode ved Nordfonna og «Lille istid» er markert med stiplede linje, basert på Bakke et al. (2005b). Modifisert fra Vasskog et al. 2011.

6.1.3 Skredlokalitetenes aktivitet i dag

Basert på observasjoner i felt og flyfoto er det tegn på aktive skredprosesser i Bondhusdalen i dag. Dette er hovedsakelig steinsprang-, steinskred-, flomskred- og snøskredprosesser. Det er ikke tegn til aktive fjellskredprosesser i Bondhusdalen i dag.

Fjellskred vil gjøre store endringer i dalen og terrenget ettersom de har stort volum og er dalfylgende. Lokalitet A-1 og A-3 har tett vegetasjonsdekket, tydelig tegn til forvitring og er fylt igjen av andre skredprosesser i skråningen bak skredavsetningene. A-2 har ikke like tett vegetasjon og er ikke fylt igjen med andre skredprosesser bak, men dette er trolig fordi den ligger opp etter fjellsiden som gjør det for bratt etablering av tett vegetasjonsdekke. Det er ikke spor etter nylige fjellskredhendelser i Bondhusdalen.

Blokker og steiner avsatt oppå vegetasjonsdekke med ferske bruddflater tyder på at det er aktiv steinsprangaktivitet i dag. Under feltarbeid i mars gikk det et steinsprang, og det var flere blokker og steiner som hadde veltet ut på Isvegen langs Bondhusvatnet. Lokalitet B-1-3 har fargeendringer på eksponerte flater som tyder på lengre forvitringstid. Det er også mye lav og mose på lokalitetene, og deler av lokalitetene har tett vegetasjon til tross for store blokker. Lokalitetene har ikke tydelig fallsortering, og kan derfor være resultat av steinskred og ikke steinsprang. Det er spor etter nylig steinskredhendelser innerst i Bondhusdalen, men utenfor studieområdet, som tyder på at det kan være steinskredaktivitet i studieområdet i dag.

Det er fortsatt aktive flomskredprosesser i Bondhusdalen ettersom lokalitet C-1 har endret retning på skredbanen de siste 50 årene. I tillegg til at lite vegetasjon i skredbanen og velte trær og organisk materiale i skredbanene tyder på at det er aktive flomskredprosesser der i dag. Sammenligning av flyfoto fra 1963 og 2020 tyder på at det var større flomskredaktivitet tidligere, spesielt for lokalitet C-2.

Observasjoner tyder på at snøskredprosesser fremdeles er aktiv. Områder uten trær, løsmasser og vegetasjon som er erodert vekk, i tillegg til observerte snøskred viser at det er aktive snøskredprosesser. Sammenligning av flyfoto fra 1963 og 2020 tyder på at det var større snøskredaktivitet tidligere. Det var større områder uten trær ved lokalitet D-3, og skredbanene til D-1 og D-2 hadde mindre vegetasjon og mer løsmasser i lys farge som tyder på nylig avsatt. Det er trolig mest sørpeskred og skavlbrekk som går på den nordøstlige dalsiden i dag.

6.2 Morfologiske trekk av kartlagte skredtyper

I dette delkapittelet vil mulige feilkilder i metodene brukt til kartlegging av skredtyper diskuteres. Videre vil karakteristiske morfologiske og sedimentologiske trekk som skiller de kartlagte skredavsetningene diskuteres i kapittel 6.2.2-6.2.5.

6.2.1 Mulige feilkilder

Det er flere mulige feilkilder knyttet til tolkningen av skredavsetninger. Sett bort fra usikkerhet til tolkning av datagrunnlag presentert i kapittel 5, er det feilkilder ved noen av metodene brukt i feltarbeid og ved utarbeiding av terrengmodeller i ArcGIS Pro. Analyser av sedimentære parametere kan gi feil ved manuelle analyser. Analyser av sortering, kornstørrelse, rundingsgrad og orientering kan være usikre ettersom det ikke finnes stratigrafiske snitt, bare undersøkelser av øverste. I tillegg vil vurderingene bli noe subjektiv. Det var store områder som ikke ble undersøkt i felt, kun midtre til nederste del av skredbanene, på grunn av krevende terreng.

Feilkilder ved utarbeiding av skyggerelieffmodeller og helningskart er knyttet til oppløsningen på DTM-datasettet som utgjør datagrunnlaget. DTM er et raster-datasett hvor hver celle representerer gjennomsnittlig høydeverdi (moh.) i et areal dekket av cellen. Hvordan raster-cellenes høydeverdi defineres kan også føre til feil i terrengmodellene. Ved lav oppløsning er det høyere usikkerhet ettersom et stort celleareal sannsynligvis vil ha lokale høydeforskjeller som ikke kommer frem i datasettet. Feilkilden og usikkerheten vil dermed være størst ved datasett med lav oppløsning i områder med bratt terreng. I lokalitetsbeskrivelsene ble det benyttet høyoppløselig DTM (0,5 x 0,5 m) og i volumberegningen ble det benyttet høyoppløselig DTM (1 x 1 m), som reduserer usikkerheten. For oversiktskartene ble det benyttet DTM med 10 x 10 m i oppløsning.

6.2.2 Fjellskred

I Bondhusdalen er det tre avsetninger tolket til å være fjellskredavsetninger. To av avsetningene er dalfyllende, og ifølge Rapp (1960) er det fordi det store volumet gjør at skredene får høy kinetisk energi som gjør at de får en nesten flytende bevegelse. Dette gir lengre utløpslengde enn det som er antatt for skred bestående av tørre og kantete blokker (Hermanns et al., 2012; Hungr et al., 2013). Ifølge Blikra et al. (1989) danner ofte fjellskredavsetninger tungeformede avsetninger på grunn av den lange utløpslengden med svært lav gradient, som stemmer noe for lokalitet A-1 og A-3.

Den tredje fjellskredavsetningen i Bondhusdalen er ikke dalfyllende (A-2). Dette er trolig fordi den har lavtliggende løsneområde, og skredmassene har dermed ikke fått nok fallhøyde til å få den kinetiske energien det kreves for å bli dalfyllende.

Avsetningene i Bondhusdalen består av blokker på 10-30 m diameter, med enkelte blokker opp til 65 m, som gir en kaotisk og ujevn overflatemorfologi som ifølge Braathen et al. (2004) er typisk for fjellskredavsetninger. Ifølge Hermanns (2017) kan store fjellskred gå opp etter motsatt dalside, slik som den største fjellskredavsetningen i Bondhusdalen Vassura.

Komplekse og dyptgående sprekkedannelser i berggrunnen er typiske løsneområder for fjellskred (Braathen et al., 2004). Ifølge berggrunnskartet (fig 2.4) er det mange forkastninger i dalen og fjellene rundt. Langs Storabrekka er det to forkastninger, som kan sammenfalle med løsneområdet for Vassura (A-1). Den ene går omtrent parallelt med fjellsiden og skredsåret, mens den andre følger ryggen ned mot Bondhusvatnet. For Vasskredura (A-2) er det en forkastning som går langs sørsiden av avsetningen og opp til flaten mellom Heimadalsberget og fjellskredavsetningen. Det er mulig fjellskred har løsnet langs denne forkastningen. For Sandarvollura (A-3) går det en forkastning langs nordsiden av Husafjellet, og går ned skaret som ender i lokalitet C-1, som fjellskredet Sandarvollura kan ha løsnet fra.

Fjellskred og steinskred skilles etter størrelsen på skredavsetningen og måten massene har beveget seg på (Blikra et al., 1989). Små fjellskred som ikke er dalfyllende kan være vanskelig å skille fra store steinskred etter som begge ikke vil ha fallsortering, stort volum og avsatt langs fjellsiden.

6.2.3 Steinsprang og steinskred

Steinsprang og steinskreddominerte avsetninger danner talusvifter og talusskråning (Blikra et al. (1989). I Bondhusdalen er det kartlagt tre større steinsprang- og steinskredlokaliteter. Løsneområdene er fra Husafjellet og Storabrekka som er bratte, langstrakte og eksponerte fjellsider med tegn til eksfoliasjon og sprekkedannelser. Overgangen fra eksponerte fjellsider til ur er tydelig som et knekkpunkt i terrenget.

Under Husafjellet er det to talusvifter, og under Storabrekka en talusskråning. Grunnen til at det ikke er talusvifter under Storabrekka kan være fordi det ikke markerte kløfter eller skar over avsetningen, som ifølge Blikra & Nemeč (1998) er typiske løsneområder for talusvifter. Skredmaterialet akkumuleres i forholdsvis bratte urer med helning mellom 25° – 35° (Blikra & Nemeč, 1998). Urene kan ha høy kritisk vinkel på grunn av materialets kantete form, og slike urer kan være stabile på helninger 25° – 45° (Blikra & Nemeč, 1998). Det betyr at steinsprang- og steinskredavsetninger ofte har høyere helning enn andre skredavsetninger. Lokalitetene i Bondhusdalen har en helning på 28° – 35° .

Urer dominert av steinsprangprosesser har ofte tydelig fallsortering med de største blokkene i foten av skrånningen (Rapp, 1960; Blikra et al., 1989). Steinskredavsetninger har ikke like tydelig fallsortering, siden materialet i et steinskred faller ut som en mer sammenhengende masse. Det er i midlertidig vanskelig å skille steinsprang og små steinskred fra hverandre, siden små steinskred i likhet med steinsprang har kantete fragmenter i urer med fallsortering (NVE, 2011b). Talusviftene og talusskrånningen i Bondhusdalen har noe fallsortering, men ikke veldig entydig. De tre lokalitetene er tolket til å være steinskredavsetninger, med noe steinsprangaktivitet. Materialet består av kantete blokker og steiner, som skyldes at avsetningene er dannet fra berggrunnsfragmenter med kort utløpslengde. Når blokkene eller steinene løsner fra fjellsiden vil de kunne kollidere med hverandre, fjellveggen eller vegetasjonsdekket, og dermed bli fragmentert (Blikra & Nemeč, 1998; Braathen et al., 2004). Kjennetegn på relativt ferske steinsprang er derfor ferske bruddflater, skade på vegetasjonsdekket eller blokker i uren. Dette er observert i Bondhusdalen.

Enkeltplokker i dalbunnen som er tolket til å være steinsprangblokker kan være moreneblokker. Det er vanskelig å skille steinsprangblokker fra moreneblokker da begge er store, ofte kantet og avsatt «fritt», men moreneblokkene er ofte mer rundet og har mer sedimenter fylt inn rundt seg enn steinsprangblokkene.

6.2.4 Flomskred

Flomskred blir ofte utløst i perioder med store nedbørsmengder i områder med løsmasser avsatt i bratt terreng (Rapp & Nyberg, 1981; Blikra et al., 1989; NVE, 2011c). Nedbøren akkumuleres i raviner i øvre del av viftesystemene og følger eksisterende kanaler, eller eroderer nye. Løsmassene avsettes i vifteformer med rot punkt i et skar i fjellet eller skredbaner i løsmasser, og har ofte svakt konkav lengdeprofil (Blikra et al., 1989). Viftene i den nordøstlige dalsiden i Bondhusdalen er avsatt nedenfor skar, der gradienten avtar mot bunnen (fig 5.1).

Flomskredenes fysiske egenskaper vil variere med vann- og løsmasseinnhold. Likhetstrekk gjør det likevel vanskelig å skille avsetningene fra høy- og lav-viskøse flomskred. Skredvifter kan ofte være dannet i kombinasjon av høy- og lav-viskøse flomskred (Rubensdotter et al., 2021). En kan se på flyfoto at Veslekambskrea (C-1) sin skredbane har endret retning fra 1963 til 2006, og ifølge Rubensdotter et al. (2021) skjer dette gjerne med flomskredvifter som er dannet i en kombinasjon av høy- og lav-viskøse flomskred.

Skredene eroderer ofte i skråninger mellom 25° – 35° , og avsetter i vifter på 6° – 25° (Rapp & Nyberg, 1981). Dette stemmer overens med lokalitet C-3 med helning på skredviften rundt 20° , mens C-1 og C-2 har skredvifter på rundt 30° – 35° . C-1 og C-2 går over steinskredavsetninger, som kan være grunnen til at de er brattere. Det kan også være at C-3 er mer dominert av lav-viskøse flomskred, som ifølge Blikra & Nemeč (1998) avsetter mer lavvinklede vifter.

Høy-viskøse flomskred er ofte klastbåret med inversgradering, der de største blokkene ligger øverst med gradvis mindre kornstørrelser nedover i snittene (Blikra & Nemeč, 1998). Det var ingen større naturlige snitt i Bondhusdalen, men det ble observert mer sand og grus lengre nede i avsetningsdekket. Den økte skjærkraften til høy-viskøse flomskred gjør at blokker og steiner presses opp og ut mot sidene, og danner blokkrike levéer med åpne hulrom (Blikra & Nemeč, 1998). Det ble observert stein- til blokkrike levéer langs skredbanene, men lite til ingen klaster i mindre kornstørrelse enn stein. Det ble også observert orientering av blokkene med lengste akse parallelt med skredbanen, som ifølge Sletten & Blikra (2007) er vanlig for flomskred.

6.2.5 Snøskred

Lokalitetene kartlagt som snøskred er langs den nordøstlige dalsiden, med løsneområder fra Husafjellet (1068 moh.) og Storabrekka (962 moh.) med helning 45° – 90° . Den dominerende vindretninger på Vestlandet er fra sørvest (Sletten et al., 2003). Løsneområder for snøskred er ofte på bart fjell eller gressdekkete overflater med helning på 35° – 60° (NVE, 2011d). Lokalitetene er dermed ikke i le for dominerende vindretning, og store deler av løsneområdene er brattere enn det som er vanlig for snøskred. Lokalitetene er tolket til å være dominert av skavlbrekk og sørpeskred.

Områder dominert av sørpeskred har ifølge Blikra & Nemeč (1998) ofte tykke levéer langs skredbanen, som er observert i Bondhudalen. Sørpeskred er blant den viktigste geomorfologisk snøskredprosessen (Blikra et al., 1989), til tross for at skjærkreftene reduseres med økt vanninnhold (Salm, 1982). Ifølge Gardner (1983) har sørpeskred stor erosjonseffekt siden høyt vanninnhold vil føre til kanalisering av snømassene, og at skredene ofte har høyt løsmasseinnhold. Kløftene og skarene i fjellsiden danner kanaliseringer som sørpeskredene kan følge. Det var noe tegn til orientering av blokker og steiner med lengste akse parallelt med skredbanen, som ifølge Blikra & Nemeč (1998) kan skje i sørpeskred på grunn av laminær skjær.

Skavlbrekk oppfører seg ofte på samme måte som flakskred (Rapp, 1960). Langs fjellsidene til Husafjellet og Storabrekka dannes det trolig store snøskavler om vinteren, som ifølge Blikra & Nemeč (1998) er typiske løsneområder for skavlbrekk. I områder hvor det går snøskred er overflaten ofte glatt, jevn og med tett gressvegetasjon (Blikra et al., 1989), noe som er observert i dalsidene rett under de bratte fjellsidene. Områdene her er trolig dominert av snøskred fra skavlbrekk som «glatter» fjellsiden.

Småskala geomorfologiske trekk i overflaten dannet av snøskred er blant annet løsmasseskygger, som indikerer at snøskredet har passert en hindring der løsmasser blir avsatt opp mot hindringen (Blikra & Nemeč, 1998). Slike trekk er observert på lokalitet D-3. Når snøen i snøskredet smelter om våren fører det til en kaotisk orientering av klaster, i tillegg til at grus og sand er avsatt oppå steiner og blokker (Blikra & Nemeč, 1998). I de snøskreddominerte lokalitetene var dette observert flere steder, i tillegg til trær som var bøyd, knekt, skadet eller avsatt i skredbanen. Dette er ifølge Luckman (1977) typisk for områder dominert av snøskred.

6.3 Fjellskredavsetningen Vassura

For fjellskredavsetningen Vassura har det blitt gjort volumberegninger og ^{10}Be -eksponeringsdatering, i tillegg til kartleggingen. I kapittel 6.3.1 skal mulige årsaker for utløsning av fjellskredet Vassura diskuteres og sammenheng mellom volum og H/L-forholdet drøftes i kapittel 6.3.2. Videre diskuteres Bondhusvatnet sin tilknytning til Vassura i kapittel 6.3.3. Til slutt skal feilkilder og usikkerhet med volumberegningen diskuteres i kapittel 6.3.4.

6.3.1 Mulige årsaker for utløsningen Vassura

Det er mange og sammensatte årsaker til at det går store fjellskred, og hva som var utløsningsårsak til et fjellskred som gikk for 6820 år siden er vanskelig å slå fast med sikkerhet. Det er i tillegg stor usikkerhet på ^{10}Be -eksponeringsaldrene ved at de har en gjennomsnittlig usikkerhet på 655 år, og det er noe spredning mellom aldrene. Det er likevel sannsynlig at alle prøvene som er analysert er relatert til samme hendelse, ettersom det er overlapp mellom aldrene fra begge prøvestedene i skredet. Det er derfor konkludert med at fjellskredet skjedde for 6820 ± 655 år siden.

Vanlige utløsningsmekanismer for fjellskred er frostsprengning, forvitring, erosjon, trykkavlastning, permafrostsmelting, jordskjelv, krypbevegelser og økt vanntrykk fra store nedbørmengder eller rask snøsmelting (Rapp, 1960; NVE, 2011b). Fryse-tine prosesser sammen med vanntrykk er de viktigste faktorene for utløsning av skred fra fast fjell i dag (Rapp, 1960). Ifølge NVE (2011b) har store historiske skred i Norge ofte utviklet seg over tid, uten at det er rapportert om noen ekstern utløsende mekanisme.

Det er antatt at de fleste store fjellskred i Skandinavia skjedde under eller like etter deglasiasjonen som følge av trykkavlastning, intens frostsprengning og hyppig jordskjelvaktivitet som følge av rask landheving (Thorarinsson et al., 1959; Rapp, 1960; Hilger et al., 2018). Flere studier viser derimot at det har vært aktive fjellskredhendelser gjennom hele holocen (Nesje et al., 1994; Blikra et al., 1999; Blikra et al., 2002a; Nesje, 2002; Aa et al., 2007; Longva et al., 2009; Hilger et al., 2018). Nesje (2002) har radiokarbondatert en trestokk som ble funnet inni et fjellskred i Oldedalen. Denne har blitt kalibrert på nytt til 5997 kalenderår, med aldersintervallet 6248 til 5753 kalenderår før nåtid. Dette ble gjort i OxCal v4.4 (Ramsey, 2009) og det ble korrigert for IntCal 20 (Reimer et al., 2020). Det er ikke diskutert utløsningsmekanisme for denne fjellskredhendelsen (Nesje, 2002). Fjellskredet i Oldedalen har en maksimumsalder på 6248 kal. år siden, som sammenfaller med Vassura fjellskredhendelse.

Hilger et al. (2018) har datert 13 fjellskred fra Mannen i Romsdalen med bruk av eksponeringsdatering med *in situ* kosmogene nuklider. De fant to perioder med fjellskredaktivitet: en under deglasiasjonen (12 000 – 10 000 kalenderår siden) og en i midt-holocen (5500 – 4500 kalenderår siden). Fjellskredene fra midt-holocen er tolket til å være knyttet til klimatiske forhold med sterk sesongvariasjon med økt nedbør, temperaturendringer og endringer i bergmassestyrken relatert til smelting av permafrost (Hilger et al., 2018).

Dateringene i Bondhusdalen viser at fjellskredet gikk lenge etter deglasiasjonen, i perioden HTM, preget av varme somre og tørre vintre (Bjune et al, 2005). Fjellskredet er dermed ikke et resultat av trykkavlastning, intens frostsprengning eller økt jordskjelvaktivitet under deglasiasjonen. Ut fra studiene gjort av Bjune et al. (2005) og Bakke et al. (2005b) på temperatur og brevariasjoner på Nordfonna i holocen var det trolig for varmt til at det fortsatt var permafrost frem til utløsningen av fjellskredet, og derfor ikke en sannsynlig utløsningsårsak. Ifølge Blikra & Nemeč (1998) var skredhendelser fra fast fjell i midt-holocen trolig sporadiske sesonghendelser knyttet til temperaturendringer og/eller økt nedbør. De varme somrene i HTM kan ha ført til økt nedbør som igjen kan ha ført til økt vanntrykk i sprekkene. Økt vanntrykk kan gi krypbevegelser (Blikra et al., 2002a).

Krypbevegelser (*creep*) er en langsom deformasjon der bergmasser siger sakte utover et svakhetsplan, som kan ende i utløsning av store fjellskred (Rapp, 1960; Blikra et al., 2002a). Økt vanntrykk og forvitring langs svakhetsplanet er de to vanligste mekanismer som reduserer friksjonen langs svakhetsplanet (Blikra et al., 2002a). Det er flere fjellskred som er tolket til å være resultat av krypbevegelser, som Oppstadhornet fjellskredavsetning (Blikra et al., 2002b) og Veslemannen (Kristensen et al., 2021). Det er mulig Vassura er et resultat av krypbevegelser på grunn av økt vanntrykk fra sesonghendelser under HTM, men dette kan ikke bekreftes ut fra tilgjengelige dokumentasjon.

Jordskjelv har lenge vært ansett som en viktig utløsningsmekanisme for skredprosesser, og spesielt fjellskred (Keefer, 1984). Ifølge Keefer (1984) må et jordskjelv ha en styrke på 6.0 M for å kunne utløse et fjellskred, men jordskjelv ned til styrke 4 M har utløst skred som små jordskred og steinsprang. Bellwald et al. (2019) fant tre perioder med økt seismisk aktivitet på 11 000 – 9700, 8300 – 7700 og en siste 4200 kal. år side, basert på studier av sedimentkjerner og seismiske profiler fra fjorder i Vest- og Midt-Norge. I perioden Vassura gikk var det lav seismisk aktivitet, og det er få kartlagte skredhendelse i Norge og Hardangerområdet (Bellwald et al., 2016; Bellwald et al., 2019).

På Hemma i Ringsaker er det kartlagt et løsmasseskred som ble utløst i en skråning med helning på rundt 4°. For at et løsmasseskred skal kunne gå i en skråning med så lav helning har Mangerud et al. (2018) konkludert med at det må ha vært et jordskjelv som utløste det. Basert på radiokarbondateringer i sedimentært snitt har løsmasseskredet en maksimumsalder på 6400 kal. år siden (fig. 6.5) (Mangerud et al., 2018). Studier i Sverige og Finland støtter tolkningen på et skred utløst av jordskjelv i dette tidsrommet (Mörner, 2004; Mörner, 2013; Smith et al., 2014; Palmu et al., 2015). Hemma løsmasseskred og Oldedalen fjellskred sammenfaller med tidspunktet for utløsningen av Vassura, og de kan dermed være utløst av samme jordskjelvhendelse.

Det er omtrent 260 km i luftlinje mellom Bondhusdalen og Hemma, og 180 km mellom Bondhusdalen og Oldedalen. Det er ifølge Keefer (1984) likevel mulig at et jordskjelv kan ha utløst skred over så store avstander. Det vil trolig ha gått nærmere Bondhusdalen eller Oldedalen enn Hemma, ettersom det trengs høyere magnitudo for å utløse et fjellskred enn løsmasseskred.

Det er få kartlagte neotektoniske forkastninger i Norge (Mörner et al., 2003). I Nord-Norge er det identifisert to neotektoniske forkastninger (Dehls et al., 2000). Anundsen (1989) har funnet horisontale forflytninger av betongsøyler som ligger i forkastninger langs Yrkefjorden og Skjoldafjorden, i Rogaland. Dette er rundt 75 km i luftlinje fra Bondhusdalen. Det var også et større jordskjelv i Skjoldafjorden 27. februar 1949 (Kvale, 1960), som støtter opp om fortsatt tektonisk aktivitet i dette området etter deglasiasjonen.

Fig. 6.5 viser korrelasjoner mellom skredhendelser og seismisk aktivitet i Sverige. I tidsrommet skredene i Oldedalen, Hemma og Bondhusdalen ble utløst var det lite fjellskredaktivitet i Tafjorden og lav skråningsprosessaktivitet på Vestlandet. Det var noe seismiskaktivitet i Sverige. Det var også litt massetransportaktivitet i fjordene, men var lavere enn periodene før og etter. Det er likevel mulig at det var et jordskjelv i dette tidsrommet som utløste skredene. Det er stor usikkerhet for utløsningsmekanismen bak fjellskredhendelsen Vassura, men konkludert med at det var jordskjelv.

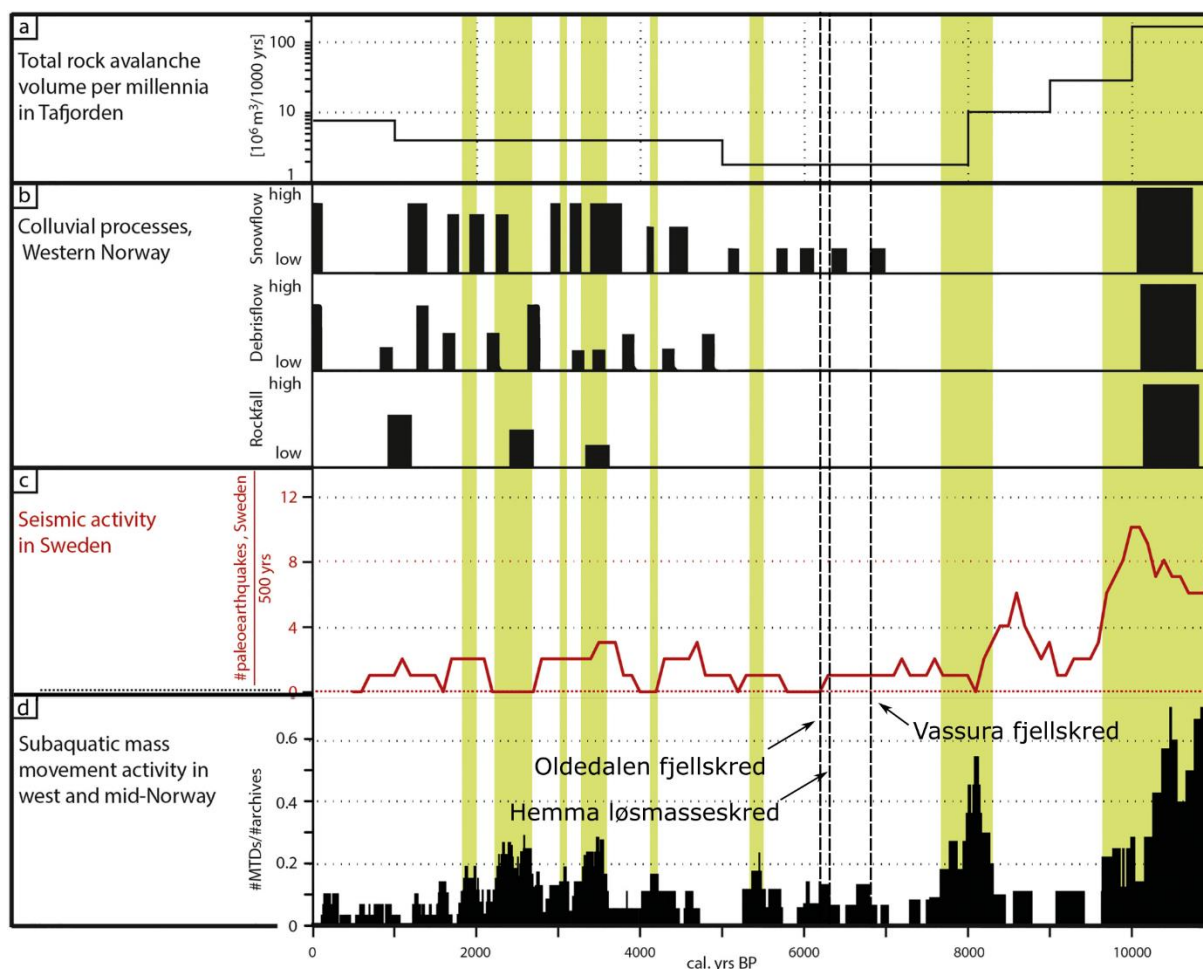


Fig. 6.5: Korrelasjon av massetransportaktivitet av prosesser som er påvirket av seismisk aktivitet i Vest- og Midt-Norge. a) Volum av fjellskred per tusen år i Tafjorden (Böhme et al., 2015). b) Skråningsprosesser i Vest-Norge (Blikra & Nemeč, 1998). c) Paleoseimisk aktivitet i Sverige (Mörner, 2013). d) Normalisert frekvenskurve at identifiserte massetransportavsetninger. Grønne vertikale linjer markerer tidsintervaller med økt massetransportaktivitet (Bellwald et al., 2019). Stiplet vertikale linjer markerer utløsningstidspunkt for fjellskredet i Oldedalen (Nesje, 2002), løsmasseskredet i Hemma (Mangerud et al., 2018) og Vassura fjellskred. Modifisert fra Bellwald et al. (2019).

6.3.2 Sammenheng mellom skredvolum og H/L-forholdet

Det er foreslått en sammenheng mellom H/L-forholdet og skredvolum, der H/L er forholdet mellom fjellskredet vertikale høyde (H), og den horisontale utløpslengden (L) (Romstad et al., 2009). For norske fjellskred er H/L-forholdet ofte mellom 0,2 og 0,7, der økt volum gir lavere forholdstall (Domaas & Grimstad, 2014). Ut fra volumberegningene er Vassura fjellskredavsetning rundt 1,7 – 2,7 millioner m³. Høyden fra løsneområdet til avsetningen er rundt 800 m, og lengden fra løsneområdet til enden av avsetningen er 1,65 km. Dette gir et H/L-forhold på 0,48.

H/L-forholdet foreslått av Scheindegger (1973) i fig. 6.6 (blå stiplet linje) er ikke basert på fjellskredhendelser i Norge, og skredene med dokumentert lengst utløpslengde er utløst fra vulkanutbrudd (Brian Dade & Huppert, 1998). Den lange utløpslengden kan være på grunn av asken fra vulkanutbruddet, som gir mer finstoff i skredmassene, og fører til lengre utløpslengde. Norske fjellskred består av harde bergarter med grovere masser og mindre andel av finstoff, som gir større motstand under bevegelsen, og resulterer i kortere utløpslengde (Domaas & Grimstad, 2014). I fig. 6.6 ligger de fleste norske fjellskred noe over H/L sammenhengen, og krysningspunktet til Vassura overlapper bra med de norske fjellskredene. Dette argumenterer for at volumberegningen og H/L sammenhengen til Vassura fjellskredavsetning stemmer overens med andre norske fjellskreds volum og H/L sammenheng.

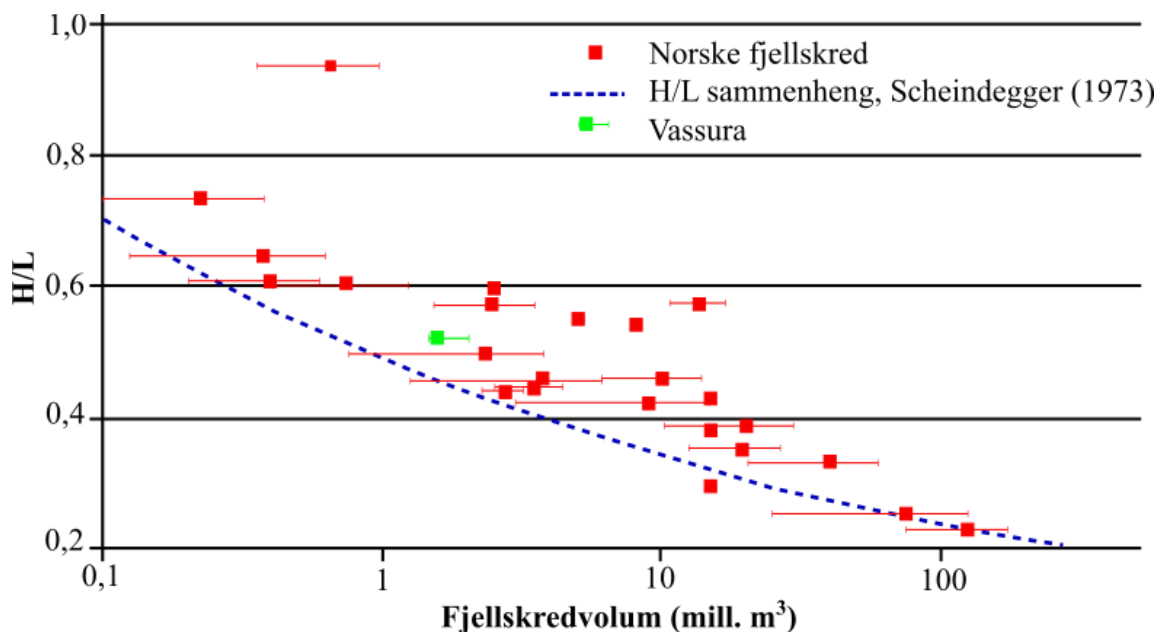


Fig. 6.6: H/L som funksjon av volum for 16 kjente norske fjellskred. Stiplet blå linje viser H/L sammenhengen som er foreslått av Scheindegger (1973). Gjelder for skredvolum fra 100 000 m³ og oppover. Grønn firkant marker krysningspunktet for Vassura fjellskredavsetning. Avviket i volum fra skredsåret er markert med grønn strek. Modifisert fra Romstad et al. (2009).

6.3.3 Oppdemming av Bondhusvatnet

Langs nordsiden av Bondhusvatnet ligger Vassura fjellskredavsetning og demmer opp vannet. Ut fra observasjoner i felt går vannstanden i Bondhusvatnet opp og ned flere meter avhengig av tilsig. Elven ut av vannet renner gjennom fjellskredavsetningen (fig 5.9).

Det er tatt sedimentkjerner i Bondhusvatnet for å rekonstruere Bondhusbreen sin utvikling. Studiene viser at de eldste sedimentene er datert til 3345 ± 68 kal. år siden og er tolket til å være gyttje (Haugland, 2021). Dateringene har et avvik på 3475 år fra dateringen på fjellskredet med ^{10}Be -alder på 6820 ± 655 år. Koblingen mellom fjellskredet og dannelsen av Bondhusvatnet er derfor uklar.

Det er noen lag i kjernen med svært organiske sedimenter som også inneholder makrofossiler (Haugland, 2021). Dette er også observert i kjerner tatt av Simonsen (1999). Laget kan tolkes til å være torv. Forskjellen i alder mellom sedimentene og skredet viser at det også etter fjellskredhendelsen trolig ikke var noen innsjø, men et myrområde. Dette kan forklares med at Sørfonna var mindre og at det kom mindre vann ned i Bondhusdalen. Det er trolig en terskel under Bondhusbreen som gjør at den må oppnå en viss størrelse før den drenerer mot Bondhusdalen (Johansson, 2021). Det kan derfor ha tatt tid fra neoglasial begynte og breen begynte å vokse, til det begynte å drenere til Bondhusvatnet. Aldersavviket kan også være at fjellskredet delvis blir tettet av de finkornete sedimentene som kommer med smeltevannet, og styrer vannstanden i Bondhusvatnet.

6.3.4 Mulige feilkilder og usikkerhet ved volumberegning

Volumberegningen av Vassura gir et mål på fjellskredets størrelse, men med enkelte usikkerheter og feilkilder. De største feilkildene er knyttet til bestemmelse av skredavsetningen og skredsårets utbredelse og rekonstruksjon av overflatene før skredet inntraff basert på interpolering.

Avgrensingen av skredsårets og skredavsetningens utbredelse gir store utslag på hvor stort volumet blir ettersom tolkning av større areal vil medføre økt beregnet volum. Avgrensing av skredavsetningen ble definert under kartleggingsarbeidet hovedsakelig basert på skyggerelieffmodeller og feltobservasjoner. For å se hvor langt ut i Bondhusvatnet Vassura strekker seg ble dybdekart fra Haugland (2021) benyttet. Her kan det være feil i selve dybde-datane til Haugland (2021), eller interpoleringene som er gjort for å generere det batymetriske kartet. Dette kan videre føre til feil i tolkningen av skredavsetningens utbredelse. DTMen hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2022b) bruker høyden på vannet (187 moh.) som

høyden på den delen av skredavsetningen som ligger under vann. Dette kan føre til en liten overestimering av volumet. Tolkning av hvor skredsåret begynner i fjellsiden er svært vanskelig ettersom det har vært flere skredprosesser etter skredhendelsen det skal estimeres for. Høydekoten som markerer 675 moh. ble valgt å følge som nedre del av skredsåret, siden den markerer starten der skaret under Storabrekka begynner.

Det ble tegnet linjer i nord-sør retning over skredavsetningen og skredsåret for å rekonstruere overflatene slik de kan ha vært før skredet. Linjene ble plassert slik at de begynner ved samme høydekote på hver side av omrisset. For eksempel linje 5 (fig 4.2) begynner og slutter på 200 moh. I tillegg ble det laget en liten knekk mot øst på linjene over skredsåret for å følge dalsidens naturlige krumning (fig. 4.2). For rekonstruksjon av den tidligere dalbunnen ble dalbunnens høyde nord for Vassura benyttet. Derfor er det ikke tatt høyde for at dalen sannsynligvis har steget slakt mot dalenden i sør, hvilket kan ha medført en liten overestimering av volumet. I tillegg til usikkerhetene ved generering av høydepunktene, oppstår det også usikkerheter når høydeverdiene mellom disse skal fastslås ved interpolasjon.

Basert på volumberegningene (tabell 5.1) er det et avvik på 1 million m³ mellom skredsårets og skredavsetningens volum. I tillegg til feilkildene diskutert ovenfor kan dette avviket skyldes at nye skredprosesser har løsnet fra skredsåret i form av steinsprang og -skred. Disse avsetningene er ikke en del av Vassura, men er avsatt nærmere dalsiden og utgjør lokalitet B-3 (Kaljefossura). Resultatene viser at det er blitt en økning i høyde på 18 m etter skredhendelse i skredsåret (fig 5.11C) og en reduksjon i høyde på 6 m øst i skredavsetningen (fig 5.12C). Det er ikke mulig med en økning i høyde på fjellet etter skredhendelsen, og viser derfor til at det er noe feil i interpoleringen.

7. Konklusjon

Hovedmålet med denne studien har vært å undersøke landskapsutviklingen i Bondhusdalen, med fokus på skredavsetninger. Basert på kartlegging og ^{10}Be -eksponeringsaldre konkluderes det med følgende:

- Skredavsetninger fra fjellskred, steinskred, steinsprang, flomskred og snøskred er kartlagt i Bondhusdalen. Disse skredprosessene fremdeles aktive, med unntak av fjellskred. Skredtypene har vært avgjørende for landskapsutviklingen gjennom holocen. Begynnelsen av holocen var preget av paraglasiale prosesser med høy skredaktivitet. Videre var det trolig mindre skredaktivitet under HTM, for så økt skredaktivitet under neoglasial. Dannelsen av glasifluviale terrasser og randmorener i dalmunningen tyder på en dynamisk tilbaketrekking av breen.
- Fjellskred er den mest landskapsendrende skredprosessen i Bondhusdalen da den er dalfylende, og har ujevn overflatemorfologi bestående av store blokker. Steinskred og steinsprang danner talusvifter og talusskråninger, bestående av løspakket og kantete blokker og steiner. Flomskred danner vifter med usortert materiale, levées med blokker og steiner orientert med lengste akse parallelt med skredløpet. Det er organisk materiale, som trær, avsatt i skredløpene. Snøskredavsetningene danner vifteformet avsetning i områdene med kløfter og skar, hvor sørpeskred danner levées langs skredbanen. Skavlbrekk er dominerende rett under fjellsidene og gjør at overflaten er glatt, jevn og med gressvegetasjon. Stein, grus og sand som transporteres av snømassene er avsatt oppå blokker etter smelting av snø.
- Fjellskredavsetningen Vassura ble utløst for 6820 ± 655 år siden, basert på ^{10}Be -eksponeringsaldre fra seks blokker i avsetningen. Overlapp mellom aldre i begge områdene av skredavsetningen tyder på én eksponeringshendelse, og dermed én fjellskredhendelse. Høy usikkerhet og noe spredning i aldre mellom dateringene fører til usikkerhet på nøyaktig tidfesting av skredhendelsen. Det er konkludert med at fjellskredet ble utløst av jordskjelv.

7.1 Forslag til videre arbeid

I denne oppgaven er det gjennomført skredkartlegging og datering av en fjellskredavsetning i Bondhusdalen. Det er store usikkerheter på ^{10}Be -eksponeringsaldrene. For mer nøyaktige dateringsresultater burde fjellskredet dateres med andre metoder, som for eksempel radiokarbondatering. For dette trengs det organisk materiale. Det burde undersøkes om det ligger organisk materiale mellom blokkene, som trestokker, slik Nesje (2002) gjorde i Oldedalen. Det kan også bli tatt flere prøver til eksponeringsdatering som vil gi et større datagrunnlag, som trolig vil føre til et resultat med mindre usikkerhet og spredning i alder.

Det var kun et fjellskred som ble datert i denne undersøkelsen. Dateringer av flere skredavsetninger i Bondhusdalen vil gi en mer nøyaktig skredkronologi av dalen. I tillegg kan det vurderes å datere de glasifluviale terrassene og randmorenene for en bedre forståelse av landskapsutviklingen i dalen.

Referanseliste

- Aa, A. R., Sjøstad, J., Sønstegeard, E. & Blikra, L. H. (2007) Chronology of Holocene rock-avalanche deposits based on Schmidt-hammer relative dating and dust stratigraphy in nearby bog deposits, Vora, inner Nordfjord, Norway. *Holocene (Sevenoaks)*, 17(7), s. 955-964.
- Aarseth, I. & Mangerud, J. (1974) Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, western Norway. *Boreas*, 3(1), s. 3-22.
- Anundsen, K. (1989) Late Weichselian relative sea levels in southwest Norway: observed strandline tilts and neotectonic activity. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 111(3), s. 288-292.
- Anundsen, K. & Simonsen, A. (1967) Et pre-borealt brefframstøt på hardangervidda og i området mellom Bergensbanen og Jotunheimen. Årbok for Universitetet i Bergen., *Matematisk-naturvitenskapelig serie*, 7, s. 1-42.
- Bakke, J., Dahl, S. O. & Nesje, A. (2005a) Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 20(2), s. 179-198.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. & Paasche, Ø. (2005b) Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15(2), s. 161-176.
- Ballantyne, C. K. & Stone, J. O. (2013) Timing and periodicity of paraglacial rock-slope failures in the Scottish Highlands. *Geomorphology*, 186, s. 150-161.
- Bellwald, B., Hjelstuen, B. O., Sejrup, H. P. & Haflidason, H. (2016) Postglacial mass movements and depositional environments in a high-latitude fjord system—Hardangerfjorden, Western Norway. *Marine Geology*, 379, s. 157-175.
- 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, s. 192-212.
- Bergersen, O. F. (1970) Undersøkelser av steinfraksjonens rundingsgrad i glasiogene jordarter. *Norges geologiske undersøkelse*, 266, s. 252-262.
- Bierman, P. R. & Nichols, K. K. (2004) Rock to sediment-slope to sea with Be-rates of landscape change. *Annual review of earth and planetary sciences*, 32, s. 215-255.

- 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), s. 177-189.
- Björck, S., Rundgren, M., Ingolfsson, O. & Funder, S. (1997) The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. *Journal of Quaternary Science*, 12(6), s. 455-465.
- Blikra, L. H., Anda, E. & Longva, O. (1999) *Fjellskredprosjektet i Møre og Romsdal: Status og planer*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 99:120
- Blikra, L. H., Braathen, A., Anda, E., Stalsberg, K. & Longva, O. (2002a) *Rock avalanches, gravitational bedrock fractures and neotectonic faults onshore northern West Norway: Examples, regional distribution and triggering mechanisms*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2002:16.
- Blikra, L. H., Hole, P. A. & Rye, N. (1989) Skred i Norge: hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord., *Norges geologiske undersøkelser, Skrifter*, 92, s. 1-17.
- Blikra, L. H., Longva, O., Braathen, A., Anda, E., Dehls, J. & Stalsberg, K. (2006) Rock slope failures in Norwegian fjord areas: examples, spatial distribution and temporal pattern. *Landslides from massive rock slope failure*, 49, s. 475-496.
- Blikra, L. H. & Nemeč, W. (1998) Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45(5), s. 909-959.
- Blikra, L. H. & Nesje, A. (1997). Holocene avalanche activity in western Norway: chronostratigraphy and paleoclimatic implications. I: Frenzel, B. (red.), *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz: Paläoklimaforschung, Special Issue: ESF Project, s. 299 – 312.
- 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), s. 631-658.
- Blikra, L. H., Skurtveit, E. & Braathern, A. (2002b) *Hazard evaluation of rock avalanches; the Baraldsnes-Oterøya area*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2001:108.

- Bondevik, S., Svendsen, J. I. & Mangerud, J. (1998) Distinction between the Storegga tsunami and the Holocene marine transgression in coastal basin deposits of western Norway. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 13(6), s. 529-537.
- Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J. & Stone, J. (2016) Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. *Quaternary Geochronology*, 31, s. 188-198.
- Brekke, N. G., Nord, S., Bakke, J., Rabben, J., Bergen museum & Universitetet i Bergen (2008) *Folgefonna og fjordbygdene*. Bergen: Nord 4.
- Brian Dade, W. & Huppert, H. E. (1998) Long-runout rockfalls. *Geology*, 26(9), s. 803-806.
- 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(1), s. 67-88.
- Böhme, M., Oppikofer, T., Longva, O., Jaboyedoff, M., Hermanns, R. & Derron, M.-H. (2015) Analyses of past and present rock slope instabilities in a fjord valley: Implications for hazard estimations. *Geomorphology*, 248, s. 464-474.
- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sønstegaard, E., Haflidason, H., Bryn, P. & Lien, R. (2004) Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 84(1).
- Caine, N. (1980) The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska annaler: series A, physical geography*, 62(1-2), s. 23-27.
- Church, M. & Ryder, J. M. (1972) Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), s. 3059-3072.
- Compton, R. R. (1962) *Manual of field geology*. New York: Wiley.
- Curry, A. M. (1999) Paraglacial modification of slope form. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 24(13), s. 1213-1228.
- Dahl, S. O. & Nesje, A. (1994) Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4(3), s. 269-277.

- Dahl, S. O. & Nesje, A. (1996) A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case stud from Hardangerjokulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6(4), s. 381-398.
- 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 Jostedalsbreen, western Norway. *The Holocene*, 12(1), s. 17-25.
- Darvill, C. M. (2013) Cosmogenic nuclide analysis. *Geomorphological Techniques*, 4, s. 1-25.
- 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, s. 23-52.
- Dehls, J. F., Olesen, O., Olsen, L., & Blikra, L. H. (2000) Neotectonic faulting in northern Norway; the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary science reviews*, 19(14-15), 1447-1460.
- Domaas, U. & Grimstad, E. (2014) Fjell- og steinskred. I: Høeg, K., Lied, K., Karlsrud, K., Gregory, T. & Norges geotekniske institutt (red.) *Skred : skredfare og sikringstiltak : praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: NGI Universitetsforl.
- Dunai, T. J. (2010) *Cosmogenic Nuclides, Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Fischer, L., Purves, R. S., Huggel, C., Noetzli, J. & Haeberli, 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(1), s. 241-254.
- Fjeldskaar, W. (2000) An isostatic test of the hypothesis of ice-free mountain areas during the last glaciation. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 80(1), s. 51-56.
- Follestad, B. A. (1972) The deglaciation of the south-western part of the Folgefonn peninsula, Hordaland. *Norges geologiske udersøkelser*, 280, s. 31-64.
- Follestad, B. A. (1990) Block fields, ice-flow directions and the Pleistocene ice sheet in Nordmøre and Romsdal, West Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 70, s. 27-33.
- Fossen, H. (2004) Fast fjell. Vestlandets berggrunn. I: Helland-Hansen, W. (red.) *Naturhistorisk vegbok. Hordaland*. Bergen: Bergen museum - Nord 4, s. 20-27.

- Fossen, H. & Hurich, C. A. (2005) The Hardangerfjord shear zone in SW Norway and the North Sea; a large-scale low-angle shear zone in the Caledonian crust. *Journal of the Geological Society*, 162(4), s. 675-687.
- Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. & Viola, R. (2014) *Kvartærgeologisk kartlegging ved NGU - Informasjon og instruks.*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2014:002.
- Furseth, A. (2006) *Skredulykker i Norge*. 1. utg. Oslo: Tun Forlag.
- Gardner, J.S. (1983). Observations on Erosion by Wet Snow Avalanches, Mount Rea Area, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 15(2), 271-274.
- Garnes, K. & Bergersen, O. F. (1980) Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway. *Boreas*, 9(4), s. 251-269.
- Goehring, B. M., Brook, E. J., Linge, H., Raisbeck, G. M. & Yiou, F. (2008) Beryllium-10 exposure ages of erratic boulders in southern Norway and implications for the history of the Fennoscandian Ice Sheet. *Quaternary science reviews*, 27(3), s. 320-336.
- Gosse, J. C. & Phillips, F. M. (2001) Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary science reviews*, 20(14), s. 1475-1560.
- 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), s. 131-138.
- Hancock, H., Prokop, A., Eckerstorfer, M., Borstad, C. & Hendrikx, J. (2018) Monitoring cornice dynamics and associated avalanche activity with a terrestrial laser scanner.
- Hansen, L., Tassis, G. & Høgaas, F. (2020) Sand dunes and valley fills from Preboreal glacial-lake outburst floods in south-eastern Norway—beyond the aeolian paradigm. *Sedimentology*, 67(2), s. 810-848.
- Hanssen-Bauer, I., Drange, H., Førland, E. J., Roald, L. A., Børsheim, K. Y., Hisdal, H., Lawrence, D., Nesje, A., Sandven, S., Sorteberg, A., Sundby, S., Vasskog, K. & Ådlandsvik, B. (2015) *Klima i Norge 2100: kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert 2015.*, Oslo: Norsk klimaservicesenter.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. & Walker, R. G. (1975) *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. Dallas, Texas: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Haugland, I. (2021) *Kartlegging av potensialet for jøkullaup frå Pyttabreen, Folgefonna i notid og gjennom holocen*. Masteroppgave, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.

- Hermanns, R. L. & Longva, O. (2012) Rapid rock-slope failures. I: Clague, JJ & Stead, D (red.) *Landslides: types, mechanisms and modeling*. Cambridge: Cambridge University Press, s. 59-70.
- Hermanns, R. L., Schleier, M., Böhme, M., Blikra, L. H., Gosse, J., Ivy-Ochs, S. & Hilger, P. (2017) Rock-Avalanche Activity in W and S Norway Peaks After the Retreat of the Scandinavian Ice Sheet. I.: *Advancing Culture of Living with Landslides*. Cham: Springer International Publishing, s. 331-338.
- Hilger, P., Gosse, J. C. & Hermanns, R. L. (2019) How significant is inheritance when dating rockslide boulders with terrestrial cosmogenic nuclide dating?—a case study of an historic event. *Landslides*, 16(4), s. 729-738.
- Hilger, P., Hermanns, R. L., Gosse, J. C., Jacobs, B., Etzelmüller, B. & Krautblatter, M. (2018) Multiple rock-slope failures from Mannen in Romsdal Valley, western Norway, revealed from Quaternary geological mapping and ^{10}Be exposure dating. *The Holocene*, 28(12), s. 1841-1854.
- Hopfinger, E. (1983) Snow avalanche motion and related phenomena. *Annual review of fluid mechanics*, 15(1), s. 47-76.
- Hungr, O. (2005) Classification and terminology. I: Jakob, M. & Hungr, O. (red.) *Debris-flow hazards and related phenomena*. Praxis: Springer Berlin Heidelberg, s. 9-23.
- Hungr, O., Leroueil, S. & Picarelli, L. (2014) The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), s. 167-194.
- Ivy-Ochs, S. & Kober, F. (2008) Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Quaternary Science Journal*, 57, s. 179-209.
- Johansson, F.E. (2021) *Glacial and extreme flood variability during late Holocene and into the future : studies from Folgefonna in south-west Norway and Ata Sund in west Greenland*. Doktoravhandling. Bergen: Universitet i Bergen
- Jones, R., Small, D., Cahill, N., Bentley, M. & Whitehouse, P. (2019) iceTEA: tools for plotting and analysing cosmogenic-nuclide surface-exposure data from former ice margins. *Quaternary Geochronology*, 51, s. 72-86.
- Keefer, D. K. (1984) Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), s. 406-421.

- Kristensen, L., Czekirda, J., Penna, I., Etzelmüller, B., Nicolet, P., Pullarello, J. S., Blikra, L. H., Skrede, I., Oldani, S. & Abellan, A. (2021) Movements, failure and climatic control of the Veslemannen rockslide, Western Norway. *Landslides*, 18(6), s. 1963-1980.
- Kvale, A. (1960) *Norwegian earthquakes in relation to tectonics*, Bergen: Universitetsforlaget.
- 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, s. 16-34.
- Lifton, N., Sato, T. & Dunai, T. J. (2014) Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 386, s. 149-160.
- Ljungqvist, F. C. (2011) The spatio-temporal pattern of the mid-Holocene thermal maximum. *Geografie–Sborník ČGS*, 116(2), s. 91-110.
- Lohne, Ø. S., Bondevik, S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2007) Sea-level fluctuations imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerød. *Quaternary Science Reviews*, 26(17-18), s. 2128-2151.
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2012) Timing of the Younger Dryas glacial maximum in western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27(1), s. 81-88.
- 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*, Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2009:002.
- Luckman, B. H. (1977) The Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geografiska annaler. Series A, Physical geography*, 59(1/2), s. 31-38.
- Mangerud, J., Birks, H. H., Halvorsen, L. S., Hughes, A. L., Nashoug, O., Nystuen, J. P., Paus, A., Sørensen, R. & Svendsen, J.-I. (2018) The timing of deglaciation and the sequence of pioneer vegetation at Ringsaker, eastern Norway—and an earthquake-triggered landslide. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 98(3), s. 301-318.
- Mangerud, J., Goehring, B. M., Lohne, Ø. S., Svendsen, J. I. & Gyllencreutz, R. (2013) Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 67, s. 8-16.

- Marrero, S. M., Phillips, F. M., Borchers, B., Lifton, N., Aumer, R. & Balco, G. (2016) Cosmogenic nuclide systematics and the CRONUScal program. *Quaternary Geochronology*, 31, s. 160-187.
- Masarik, J. & Wieler, R. (2003) Production rates of cosmogenic nuclides in boulders. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(1-2), s. 201-208.
- Matthews, J. A. & Dresser, P. Q. (2008) Holocene glacier variation chronology of the Smørstabbtindan massif, Jotunheimen, southern Norway, and the recognition of century-to millennial-scale European Neoglacial Events. *The Holocene*, 18(1), s. 181-201.
- Matthews, J. A., Haselberger, S., Hill, J. L., Owen, G., Winkler, S., Hiemstra, J. F. & Hallang, H. (2020) Snow-avalanche boulder fans in Jotunheimen, southern Norway: Schmidt-hammer exposure-age dating, geomorphometrics, dynamics and evolution. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 102(2), s. 118-140.
- McCarty, D., Brown, R. & Montagne, J. 'Cornices: their growth, properties, and control', *International Snow Science Workshop, Lake Tahoe*, 41-45.
- Mortensbakke, K. d. L. (2018) *Deglasiasjon og holocene havnivåendringer i Lofthus, Ullensvang kommune, basert på kvartærgeologisk kartlegging og eksponeringsdatering*. Mastergradsoppgave, Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Moser, M. & Hohensinn, F. (1983) Geotechnical aspects of soil slips in Alpine regions. *Engineering geology*, 19(3), s. 185-211.
- Mörner, N.-A. (2004) Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. *Tectonophysics*, 380(3-4), s. 139-157.
- Mörner, N.-A. (2013) Patterns in seismology and palaeoseismology, and their application in long-term hazard assessments—the Swedish case in view of nuclear waste management. *Pattern Recognition in Physics*, 1(1), s. 75-89.
- Nesje, A. (2002) A large rockfall avalanche in Oldedale, inner Nordfjord, western Norway, dated by means of a sub-avalanche Salix sp. tree trunk *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 82, s. 59-62.
- Nesje, A. (2009) Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28(21-22), s. 2119-2136.
- 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), s. 269-277.

- Nesje, A., Blikra, L. H. & Anda, E. (1994) Dating rockfall-avalanche deposits from degree of rock-surface weathering by Schmidt-hammer tests: a study from Norangsdalen, Sunnmøre, Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 74(2), s. 108-113.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. (1990) Autochthonous block fields in southern Norway: Implications for the geometry, thickness, and isostatic loading of the Late Weichselian Scandinavian ice sheet. *Journal of quaternary science*, 5(3), s. 225-234.
- 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(6), s. 610-612.
- NVE (2011a) *Plan for skredfarekartlegging – Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs reg*, Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat, 14/2011.
- NVE (2011b) *Plan for skredfarekartlegging - Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*, Oslo: Norges vassdrag og energidirektorat, 15/2011.
- NVE (2011c) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport jordskred og flomskred*, Oslo: Norges vassdrag og energidirektorat, 16/2011.
- NVE (2011d) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport snøskred og sørpeskred* Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat, 18/2011.
- NVE (2016) Snøskred- Tørre og våte. Faktaark. 1/2016.
- 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/Norsk Geologisk Forening*, 84(1).
- Owen, G., Matthews, J. A., Shakesby, R. A. & He, X. (2006) Snow-avalanche impact landforms, deposits and effects at Urdvatnet, southern Norway: implications for avalanche style and process. *Geografiska Annaler*, 88(4), s. 295-307.
- Palmu, J.-P., Ojala, A. E., Ruskeeniemi, T., Sutinen, R. & Mattila, J. (2015) LiDAR DEM detection and classification of postglacial faults and seismically-induced landforms in Finland: a paleoseismic database. *Gff*, 137(4), s. 344-352.
- Ramsey, C. B. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51(1), s. 337-360.

- Rapp, A. (1960) Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevage and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42(2/3), s. 65-200.
- Rapp, A. & Nyberg, R. (1981) Alpine debris flows in northern Scandinavia: morphology and dating by lichenometry. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 63(3-4), s. 183-196.
- Regnéll, C., Briner, J. P., Haflidason, H., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2022) Deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet and a Younger Dryas ice cap in the outer Hardangerfjorden area, southwestern Norway. *Boreas*, 51(2), pp.255–273.
- Reimer, P. J., Austin, W. E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L. & Friedrich, M. (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), s. 725-757.
- Rekstad, J. (1906) *Iagttagelser fra terrasser og strandlinjer i det vestlige og nordlige Norge*. Bergen.
- Roald, A.G. (2010) *Er det mulig å bruke georadar som verktøy for å estimere Holosene erosjonsrater?* Masteroppgave. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Romstad, B., Harbitz, C. B. & Domaas, U. (2009) A GIS method for assessment of rock slide tsunami hazard in all Norwegian lakes and reservoirs. *Natural hazards and earth system sciences*, 9(2), s. 353-364.
- Romundset, A., Lohne, Ø. S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I. (2010) The first Holocene relative sea-level curve from the middle part of Hardangerfjorden, western Norway. *Boreas*, 39(1), s. 87-104.
- Ross, H. I., Jørgensen, P., Reite, A. J., Rosenqvist, I. T. & Skjeseth, S. (1974) *Kvartærgeologisk kartlegging: Norges offentlige utredninger*, 1974:10.
- Rubensdotter, L. F., 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, Italia: CSC Press/Balkema, s. 1751-1758.
- Rubensdotter, L. F., Sletten, K. & Sandøy, G. (2021) Morphological description of erosional and depositional landforms formed by debris flow processes in mainland Norway. *Landscapes and Landforms of Norway*: Springer, s. 225-240.

- 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, s. 23-43.
- Røthe, T. O., Bakke, J. & Støren, E. W. N. (2019a) Glacier outburst floods reconstructed from lake sediments and their implications for Holocene variations of the plateau glacier Folgefonna in western Norway. *Boreas*, 48(3), s. 616-634.
- Røthe, T. O., Bakke, J., Støren, E. W. N. & Dahl, S. O. (2019b) Wintertime extreme events recorded by lake sediments in Arctic Norway. *The Holocene*, 29(8), s. 1305-1321.
- 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 publication, s. 27-78.
- Salm, B. (1982). Mechanical properties of snow. *Reviews of Geophysics*, 20, 1–19.
- Scheidegger, A. E. (1973) On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock mechanics*, 5(4), s. 231-236.
- Simonsen, J. R. (1999) *Rekonstruksjon av Holocene brevariasjoner for vestre del av Søndre Folgefonna*. Masteroppgave, Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Sletten, K. & Blikra, L. H. (2007) Holocene colluvial (debris-flow and water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology and palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 22(6), s. 619-635.
- Sletten, K., Blikra, L. H., Ballantyne, C. K., Nesje, A. & Dahl, S. O. (2003) Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. *The Holocene*, 13, s. 907-920.
- Smith, C. A., Sundh, M. & Mikko, H. (2014) Surficial geology indicates early Holocene faulting and seismicity, central Sweden. *International Journal of Earth Sciences*, 103(6), s. 1711-1724.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L. (1994) Distribution of glacial landforms in southern Norway in relation to the thermal regime of the last continental ice sheet. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 76(1-2), s. 25-35.
- Stroeven, A. P., Heyman, J., Fabel, D., Björck, S., Caffee, M. W., Fredin, O. & Harbor, J. M. (2015) A new Scandinavian reference ¹⁰Be production rate. *Quaternary Geochronology*, 29, s. 104-115.

- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C. & Houmark-Nielsen, M. (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23(11-13), s. 1229-1271.
- Thorarinsson, S., Einarsson, T. & Kjartansson, G. (1959) On the geology and geomorphology of Iceland. *Geografiska Annaler*, 41(2-3), s. 135-169.
- 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, s. 17-64.
- Varnes, D. J. (1978) Slope movement types and processes. I: Schuster, R. L. & Krizek R. J. (red.) *Landslides, Analysis and Control 176*. Washington: Transportation Research Board, Special Report, National Academy of Sciences, s. 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), s. 597-614.
- Vasskog, K., Svendsen, J. I., Mangerud, J., Agasøster Haaga, K., Svean, A. & Lunnan, E. M. (2019) Evidence of early deglaciation (18 000 cal a BP) and a postglacial relative sea-level curve from southern Karmøy, south-west Norway. *Journal of Quaternary Science*, 34(6), s. 410-423.
- von Blanckenburg, F. & Willenbring, J. K. (2014) Cosmogenic Nuclides: Dates and Rates of Earth-Surface Change. *Elements*, 10, s. 341–346.
- Walker, M., Gibbard, P., Head, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, C., L., Fishler, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, O., S., & Weiss, H. (2019) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A summary. *Journal of the Geological Society of India*, 93(2), 135-141.
- Wentworth, C. K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The journal of geology*, 30(5), s. 377-392.
- Wittmeier, H. E., Bakke, J., Vasskog, K. & Trachsel, M. (2015) Reconstructing Holocene glacier activity at Langfjordjøkelen, Arctic Norway, using multi-proxy fingerprinting of distal glacier-fed lake sediments. *Quaternary Science Reviews*, 114, s. 78-99.

Åkesson, H., Gyllencreutz, R., Mangerud, J., Svendsen, J. I., Nick, F. M. & Nisancioglu, K. H. (2020) Rapid retreat of a Scandinavian marine outlet glacier in response to warming at the last glacial termination. *Quaternary Science Reviews*, 250.

Nettsider

Balco, G. (2001) *Camel plot diagram script*. Tilgjengelig fra: http://depts.washington.edu/cosmolab/pubs/gb_pubs/camelplot.m (Hentet: 07.04.22).

Balco, G. (2011) *What is a camel diagram anyway?* Tilgjengelig fra: <https://cosmognosis.wordpress.com/2011/07/25/what-is-a-camel-diagram-anyway/> (Hentet: 07.04.22).

Esri Resources (2022a) ArcGIS Pro, Tool Reference. *How Hillshade works*. Tilgjengelig fra: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/2.8/tool-reference/spatial-analyst/how-hillshade-works.htm> (Hentet: 24.02.22)

Esri Resources (2022b) ArcGIS Pro, Tool Reference. *How Slope works*. Tilgjengelig fra: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/2.8/tool-reference/spatial-analyst/how-slope-works.htm> (Hentet: 24.02.22)

Esri Resources (2022c) ArcGIS Field Maps. Tilgjengelig fra: <https://www.esri.com/nb-no/arcgis/products/arcgis-field-maps/overview> (Hentet: 31.01.22)

Esri Resources (2022d) ArcGIS Pro, Tool Reference. *How Topo to Raster works* <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/2.8/tool-reference/3d-analyst/how-topo-to-raster-works.htm> (Hentet: 05.04.22)

iceTEA (2022a) *Tools for Exposure Ages from ice margins*, Tilgjengelig fra: <http://ice-tea.org/en/> (Hentet: 01.04.22).

iceTEA (2022b) *Calculate & Plot Ages*, Tilgjengelig fra: <http://ice-tea.org/en/tools/calculate-ages/> (Hentet: 01.04.22).

Nettbaserte kart og tjenester

Kartverket (2022a) *Norgeskart*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no>

Kartverket (2022b) *Høydedata*. Tilgjengelig fra: <https://www.hoydedata.no>

NGU (2022a) *Berggrunn: Nasjonal berggrunnsdatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/ (Hentet: 20.04.22)

NGU (2022b) *Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/ (Hentet: 11.02.22)

Norge i bilder (2022) *Norge i Bilder*. Kartverket, NIBIO og Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeibilder.no>

SeNorge (2022) *Klimakart*. NVE, Meteorologisk institutt og Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <https://www.senorge.no/> (Hentet: 12.01.22)