

Skredkartlegging i Uskedalen, Kvinnherad kommune, Sunnhordland

Mastergradsoppgave i kvartærgeologi



Johannes Hardeng

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2018

Sammendrag

Kunnskap om ulike skredtypers løsnemekanismer, bevegelsesdynamikk og utløpslengder er avgjørende for at arealplanlegging gjennomføres på best mulig måte. Å gjenkjenne aktive skredprosesser er viktig ettersom skredprosessenes ulike årsaker og effekter krever etablering av ulike sikringstiltak. Skredprosesser er hurtige massebevegelser av løsmasser, snø og vann, hver prosess med sin egen geomorfologiske og sedimentologiske «signatur» i de kolluviale viftene og skråningene som akkumuleres i utløpssonene.

Det er gjennomført en detaljert skredkartlegging i Uskedalen i Kvinnherad kommune, Sunnhordland, for å gjøre rede for ulike skredprosessers landskapsendrende effekt og deres betydning for den holocene landskapsutviklingen. Skredprosessene ble bestemt etter omfattende kartlegging av avsetningenes sedimentologiske egenskaper i utløpssonene og geomorfologiske undersøkelser av terrengmodeller utarbeidet i ArcGIS. Resultatet av skredkartleggingen er presentert på et tradisjonelt kvartærgeologisk kart, og et nytt kartprodukt fra Norges geologiske undersøkelse (NGU) – *detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger*. I tillegg til den terrestriske kartleggingen ble det tatt en ~60 cm sedimentkjerne fra Fjellandsbøvatnet for å undersøke potensialet for rekonstruksjon av den holocene flomskredaktiviteten i området. Åtte flomskredhendelser ble identifisert i kjernen ved hjelp av høyoppløselige 3D-modeller utarbeidet fra CT-data.

Avsetninger av *steinsprang*, *steinskred*, *grove massestrømmer*, *flomskred*, *jordskred*, *sørpeskred* og *flakskred* er blitt gjenkjent i Uskedalen, og et forslag til aktivisering av de ulike skredlokalitetene i takt med breens tilbaketrekning er fremlagt. Observasjoner tyder på stor steinsprang-, steinskred- og massestrømaktivitet i den paraglasiale perioden like etter isavsmeltingen. Det er indikasjoner på at alle kartlagte skredprosesser har vært aktive gjennom hele holocen med unntak av steinskred, som i dette området kan ha vært begrenset til den paraglasiale aktiviteten i tidlig holocen.

Abstract

Exhaustive knowledge of avalanche trigger mechanisms, dynamics and run-out length is of paramount importance when planning infrastructure. Recognizing active avalanche processes in an area is crucial to determine which mitigation measures that should be applied, as the different processes have various trigger mechanism and destructive potential. Avalanche processes are rapid mass-wasting of debris, snow and water, each process yielding a different geomorphological and sedimentological imprint on the colluvial fans and aprons.

A thorough mapping of avalanche deposits has been conducted in Uskedalen, Kvinnherad municipality. The aim is to delineate the different avalanche processes' geomorphological and sedimentological effects, as well as their role in the Holocene evolution of the landscape and their present activity. Various avalanche processes were recognized through extensive field observation of sedimentological properties and examination of geomorphological features in terrain models created in ArcGIS. The result of the avalanche mapping is presented in a Quaternary geological map, as well as a new map product from the Norwegian Geological Survey (NGU) – *high resolution quaternary geological map*. In addition to the mapping, a ~60 cm sediment core was retrieved from lake Fjellandsbøvatnet to study the potential of a reconstruction of the Holocene debris flow activity. Eight debris flow events were recognized in the core using high-resolution 3D-models derived from CT-scan data.

Deposits of *rockfalls*, *rockslides*, high- and low-viscosity *debris flows*, *earth slides*, *slush avalanches* and *slab avalanches* were recognized in Uskedalen. A proposition of the activation of the various avalanche systems in accordance to the wastage of the ice-sheet is presented. Observations indicate high activity of rockfalls, rockslides and high-viscosity debris flows in the paraglacial period following the deglaciation. There are indications that all the above processes have been active throughout the Holocene, apart from rockslides, which may be restricted to the paraglacial activity of the early Holocene.

Forord

I løpet av min tid som masterstudent har jeg på ulike måter «prakket» denne oppgaven på mange av mine medstudenter, venner, familie og ansatte ved Institutt for geovitenskap. Det er derfor mange jeg ønsker å takke.

Aller først vil jeg takke min veileder professor Atle Nesje ved Institutt for geovitenskap, for givende diskusjoner og samtaler på hans kontor – jeg setter stor pris på at det har vært så enkelt å stikke innom for en prat. Og takk for de svært lærerike feltkursene på Finse og «Norge på tvers». Jeg vil også takke min medveileder førsteamanuensis Henriette Linge ved Institutt for geovitenskap, for hennes smittende engasjement på morgenmøtene på geomorfologirommet, og for gode tips til skriving gjennom geomorfologikurset (GEOV229).

Takk til medstudent Ane Hua Senneseth som også har jobbet i Uskedalen. Sammen har vi forsøkt å løse dalens mysterier (med hensyn på skred) – noe jeg tror, og håper at vi har fått til. En stor takk til Ole Martin Nuven, Håkon Tufteland og Solfrid Miljeteig for flotte klatre- og skiturer i mitt fantastiske feltområde, og for deres bistand med feltarbeidet. I forbindelse med feltarbeidet vil jeg også takke Sigmund Myklebust for lån av både robåt og gapahuk. Takk til Unni Rambjørg og Bengt Opsanger for gratis kost og losji, i tillegg til lån av Hiacen til Unni. En stor takk til Carl Regnéll, som med sitt engasjement for kvartærgeologi (og øl) har bidratt med gode diskusjoner og nyttige innspill. Takk til Max Koller som har hjulpet meg med nødvendig GIS-data og til Eivind Støren for bistand med CT-skanning og for «kræsjkurset» i Avizo 3D. Takk til Terje Thun ved Nasjonallaboratoriet for datering, NTNU, for demodateringer. Og takk til Gro Sandøy ved NGU Trondheim for introduksjon av, og hjelp med *detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng*.

Takk til medstudent Mari Sæbø for tilbakemeldinger og til pappa for korrektur og opplæring i kommaregler. Til slutt ønsker jeg å takke alle medstudenter, både på Institutt for geovitenskap og Institutt for geografi for en fantastisk studietid.

Bergen, 2018
Johannes Hardeng

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	II
Abstract	III
Forord	IV
1 Introduksjon	1
2 Områdebeskrivelse	3
2.1 Geografi og topografi	3
2.2 Geologi	6
2.2.1 Berggrunn	6
2.2.2 Løsmasser	7
2.3 Paleoklima og klimaprogner for Vestlandet	10
2.3.1 Holocene klimavariasjoner	10
2.3.2 Dagens klima	11
2.3.3 Klimaprogner for Vestlandet	13
3 Skred	14
3.1 Klassifisering av skredprosesser	14
3.2 Skråningsstabilitet	16
3.3 Løsmasseskred	17
3.3.1 Jordskred/grunne utglidninger	17
3.3.2 Grove massestrømmer/flomskred	18
3.4 Skred fra fast fjell	20
3.4.1 Steinsprang og steinskred	21
3.4.2 Fjellskred	22
3.5 Snøskred	23
3.5.1 Tørre og våte flakskred	24
3.5.2 Pudderskred	25
3.5.3 Sørpeskred	26
4 Metoder	27
4.1. Skredkartlegging	27
4.1.1 Kwartærgeologiske kart og kwartærgeologisk kartlegging	27
4.1.2 Detaljert kwartærgeologisk kartlegging i bratt terreng	28

4.1.3	Logging av snitt, kornformanalyse og beskrivelse av sedimentære parametere	30
4.1.4	Utarbeiding av terrengmodeller i ArcGIS	31
4.1.5	Studie av flyfoto og 3D-fotogrammetri	32
4.2	Studie av innsjøsedimenter	33
4.2.1	Batymetrisk kartlegging	33
4.2.2	Kjernetakning	34
4.2.3	CT-skanning	35
4.2.4	Radiokarbondatering	37
5	Resultater	38
5.1	Skredkartlegging	38
5.1.1	Kvartærgeologiske kart	40
5.1.2	Grove massestrømmer/flomskred	42
5.1.3	Sørpeskred	51
5.1.4	Flakskred	59
5.1.5	Steinsprang og steinskred	66
5.2	Studie av innsjøsedimenter	76
5.2.1	Batymetrisk kartlegging og kjernetakning	76
5.2.2	Logg, CT-skann og beskrivelse av sedimentære enheter	79
5.2.3	Radiokarbondateringer	81
5.2.4	Datasammenstilling, FJG-117	83
6	Diskusjon	84
6.1	Kartlagte skredtyper og den holocene utviklingen av landskapet	84
6.2	Kartlagte skredtypers landskapsendrende effekt og utbredelse	94
6.2.1	Mulige feilkilder	94
6.2.2	Grove massestrømmer/flomskred	94
6.2.3	Sørpeskred	96
6.2.4	Flakskred	97
6.2.5	Steinsprang og steinskred	99
6.3	Usikkerheter og kronostratigrafi for sedimentkjerne FJG-117	100
6.3.1	Mulige feilkilder	100
6.3.2	Tolking av sedimentære enheter	101
6.3.2	Radiokarbondateringer og kronostratigrafi	103
6.4	Sammenligning av kartproduktene	105
6.4.1	Punkt- og linjesymboler	105
6.4.2	Fargepolygoner	106
6.4.3	Evaluering av kartproduktene	107

7 Konklusjon	108
7.1 Forslag til videre arbeid	109
Referanser	110
Vedlegg 1. Koordinater for fotopunkter og kornformanalyser	121
Vedlegg 2. Flyfoto av studieområdet	122
Vedlegg 3. Skyggerelieff av studieområdet	123
Vedlegg 4. Helningskart over studieområdet	124
Vedlegg 5. Batymetrisk kart med GPS-spor og punkter for målte dybdeverdier	125
Vedlegg 6. Rådata, radiokarbondateringer	126

1 Introduksjon

I løpet av de siste 500 årene har mer enn 4000 mennesker mistet livet i Norge som en direkte eller indirekte konsekvens av ulike typer skred (Furseth, 2006). Skredulykker er et resultat av at en skredprosess er aktiv i et område der folk, bygninger og infrastruktur er eksponert for den. Sammen utgjør skredhendelser og eksponering områdets skredrisiko, en faktor som er i forandring på grunn av klimaendringer og hvor mennesker bosetter seg og ferdes. Skredrisiko reduseres ved å etablere sikringstiltak som forhindrer at skred løser ut eller ved at eksponerte områder unngås. Kunnskap om skredtypenes løsnemekanismer, bevegelsesdynamikk og utløpslengder er avgjørende for at de rette sikringstiltak skal kunne etableres, og for at arealdisponering gjennomføres med så lav risiko som mulig. Slik kunnskap opparbeides ved å foreta *skredkartlegging*.

Skredprosesser kan klassifiseres på bakgrunn av materialet som raser ut. Prosessene deles ofte inn i *skred fra fast fjell*, *løsmasseskred* og *snøskred*, som kan deles videre inn etter størrelse, vanninnhold og bevegelsesdynamikk. *Steinsprang*, *steinskred*, *jordskred*, *flomskred*, *sørpeskred*, og *flakskred* er eksempler på skredprosesser. Hver prosess med ulik landskapsendrende effekt, som resulterer i individuelle geomorfologiske og sedimentologiske «signaturer» i utløpssonen. I arbeidet med denne oppgaven er det gjennomført en detaljert skredkartlegging i indre del av Uskedalen i Kvinnherad kommune, Sunnhordland (fig. 1.1). En sedimentkjerne fra Fjellandsbøvatnet i Uskedalen er også blitt analysert for å identifisere skredsignaler i sedimentarkivet og fastslå om det er potensiale for en fremtidig rekonstruksjon av holocen flomskredaktivitet i området. Følgende problemstilling og underproblemstillinger er formulert:

Gjøre rede for den holocene utviklingen av landskapet i indre Uskedalen med fokus på skredprosesser.

- *Hvilke skredprosesser har vært aktive i Uskedalen i holocen og i hvilken grad er disse prosessene fremdeles aktive i dag?*
- *Hva er de ulike skredprosessenes landskapsendrende effekt med hensyn på sedimentologi og geomorfologi?*
- *Kan sedimentarkivet i Fjellandsbøvatnet benyttes til rekonstruksjon av den holocene flomskredaktiviteten i området?*
- *Hva er de viktigste forskjellene mellom tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging og «detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng»?*



Fig. 1.1: Uskedalen sett fra sør-enden. Store mengder løsmasser akkumuleres i kolluviale skråninger og vifter langs dalsidene. En studie av disse gir kunnskap om hvilke skredprosesser som har vært aktive i området.

For å besvare problemstillingene, er skredavsetningenes sedimentologi og geomorfologi kartlagt gjennom omfattende feltarbeid, studie av flyfoto og ved å utarbeide ulike terrengmodeller i ArcGIS. Resultatet av kartleggingen er presentert i to ulike kart – et tradisjonelt kvartærgeologisk kart, og et som følger retningslinjene til et nytt kartprodukt fra Norges geologiske undersøkelse (NGU); «*detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger*». For å få informasjon om skredhendelser tilbake i tid er sedimentære snitt i avsetningene blitt logget der det har vært mulig. For å avgjøre om prosessene fremdeles er aktive har observasjoner i skredavsetningenes overflate vært viktige, i tillegg til sammenligning av flyfoto fra de siste tiårene. Det er også tatt en ~60 cm sedimentkjerne fra Fjellandsbøvatnet for å forsøke å identifisere skredsignaler i sedimentarkivet og undersøke potensialet for rekonstruksjon av flomskredhendelser. I denne forbindelse er 3D-modeller utarbeidet fra CT-data for å visualisere de sedimentære enhetene. Etter tilbud om gratis AMS-¹⁴C-dateringer fra Nasjonallaboratoriet for datering, NTNU, ble det også besluttet å *forsøke* å knytte eventuelle skredhendelser opp mot en aldersmodell.

Formålet med oppgaven er å fastslå hvilke skredprosesser som har vært – og er – aktive i studieområdet. *Skredfarekartlegging* av det aktuelle området i henhold til Plan- og bygningsloven (TEK17) er gjennomført av medstudent Ane Senneseth (Senneseth, 2018).

2 Områdebeskrivelse

I følgende kapittel gis en presentasjon av områdets topografi, berggrunnsgeologi, deglasiasjonsforløp og klimatiske forhold. Kunnskap om disse faktorene er avgjørende fordi samspillet mellom disse er med på å styre skredaktiviteten, både med hensyn på hvilke skredtyper som utløses og deres frekvens.

2.1 Geografi og topografi

Uskedalen ligger på Folgefonnhalvøya i Kvinnherad kommune i Sunnhordland, noen mil sørvest for Norges tredje største bre, Folgefonna. Dalen er omtrent én mil lang og strekker seg fra dalenden, 300 meter over Matrefjorden i sør, til Hardangerfjorden i nordvest (fig. 2.1.).

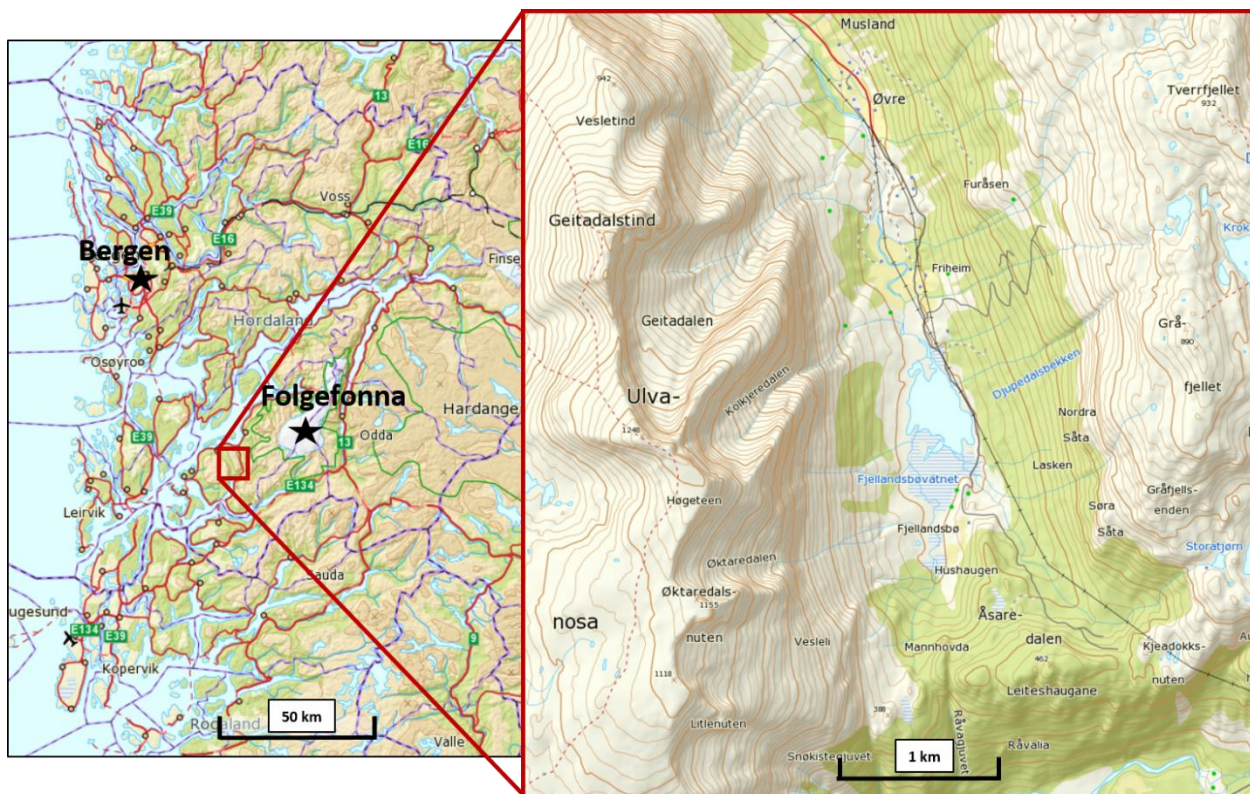


Fig. 2.1: Studieområdet omfatter de innerste 3,5 kilometerne av Uskedalen i Kvinnherad kommune, Sunnhordland. Kart hentet fra norgeskart.no (Kartverket, 2018a).

Feltområdet er begrenset til de innerste 3,5 kilometerne av dalen, som er preget av et stort relieff med det bratte fjellmassivet Ulvanosa (1248 m o.h.) i vest og den slakere dalsiden mot Tverrfjellet (932 m o.h.) og Gråfjellet (890 m o.h.) i øst. I dalbunnen ligger Fjellandsbøvatnet (190 m o.h.).

Terrengmodellen (fig. 2.2) viser Uskedalen i sin helhet, der studieområdet er markert med rød firkant. Dalen er et populært mål for turister, særlig i forbindelse med fiskeing av sjørret i Uskedalselva og turgåing på de omkringliggende fjellene. Det bratte Ulvanosamassivet er også et populært mål for fjellklatrere, som ofte omtaler de bratte granittveggene som «Vestlandets Yosemite». Det er tre tydelige botnformasjoner i Ulvanosamassivet; Geitadalen, Kolkjeredalen og Øktaredalen. Fra Fjellandsbøvatnet renner Uskedalselva ned til Storsundet i Hardangerfjorden. Elven har noen meandersvinger og dens flomsletter gir god dyrkbar jord.

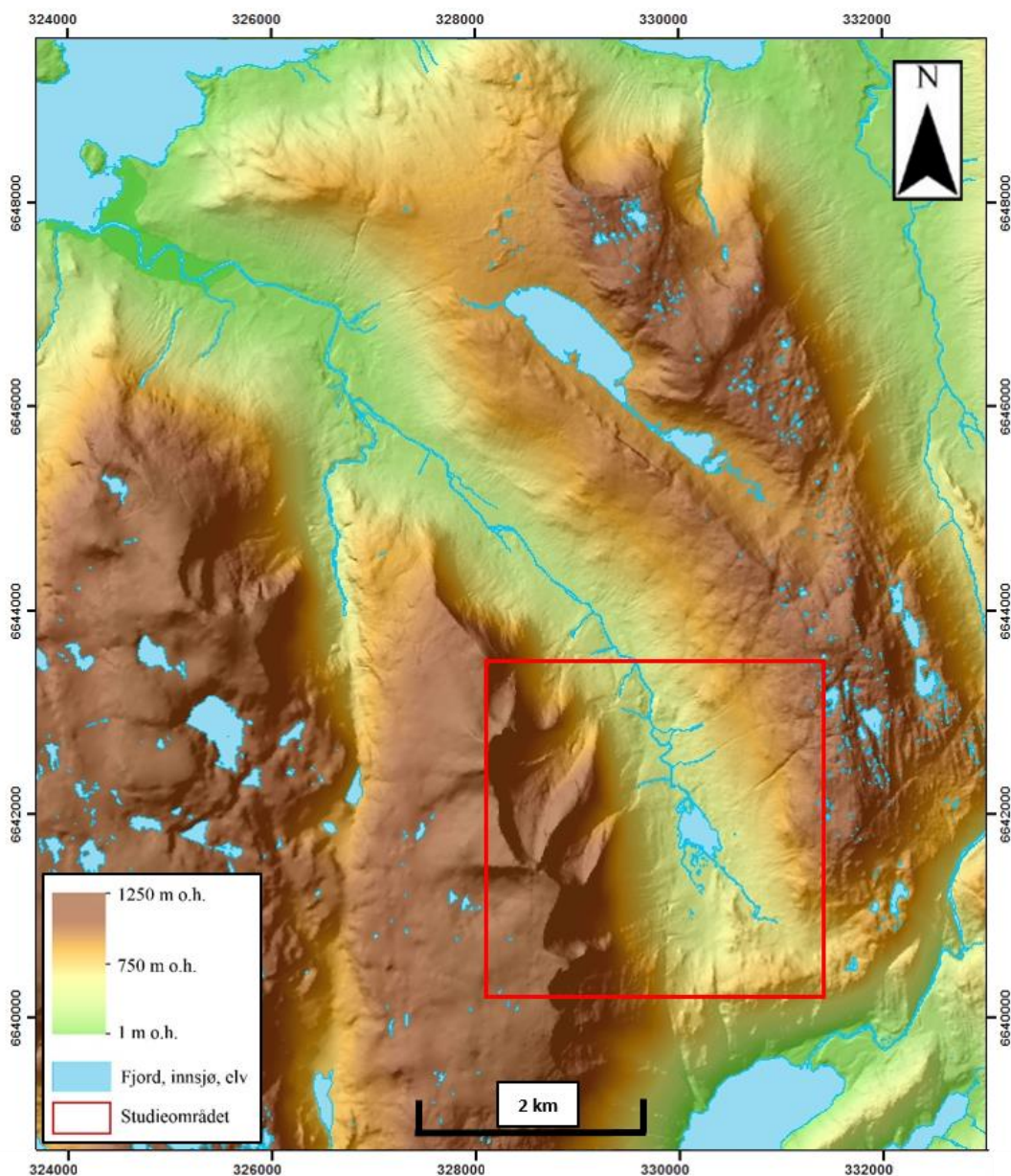


Fig. 2.2: Terrengmodell av Uskedalen, studieområdet er markert med rød firkant. Modellen er utarbeidet i ArcGIS ved å kombinere en digital terrengmodell (DTM) og en skyggerelieffmodell. DTM med oppløsning på 10 x 10 m, hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Uskedalen er interessant i skredperspektiv fordi dalsidene har ulik topografi og løsmassedekke. Ved å sammenligne funn fra skredkartleggingen for de to dalsidene vil man få et innblikk i hvordan disse forholdene er med på å styre hvilke skredprosesser som er dominerende. Fig. 2.3A er en skyggerelieffmodell som tydeliggjør de store landformene i området, mens fig. 2.3B viser gradientforholdene.

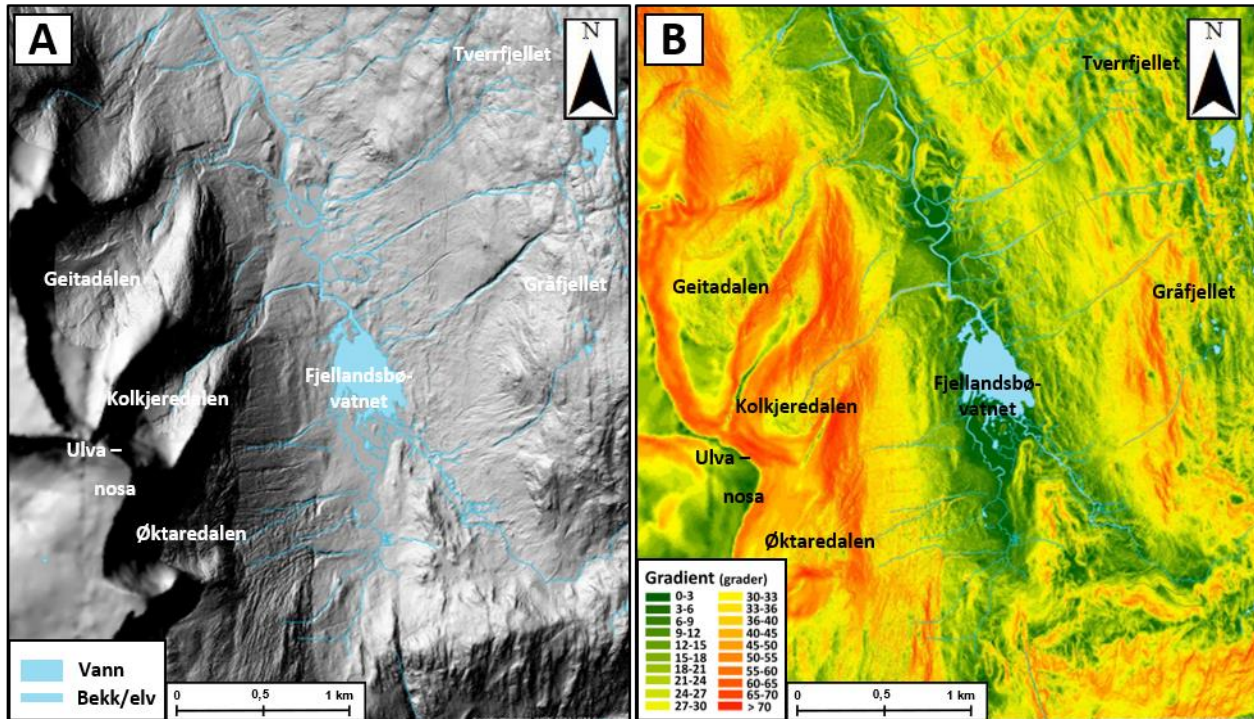


Fig. 2.3: **A)** Skyggerelieffmodell av studieområdet fremhever de store landformene. De tre botnene Geitadalen, Kolkjeredalen og Øktaredalen er tydelig i Ulvanosamassivet. I den østre dalsiden er det dype erosjonsspor i løsmassedekket. **B)** Helningskart for studieområdet viser at den vestre dalsiden er vesentlig brattere enn den østre. Modellene er utarbeidet i ArcMap og er basert på to digitale terrengmodeller med oppløsning på 1 x 1 m og 10 x 10 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Som det kommer frem av terrengmodellene er den vestre dalsiden svært bratt og har tre store botnformasjoner vendt i le for fremherskende vindretning fra vest og sør-vest. Nedenfor botnene er store vifteformasjoner bygget ut, og på motsatt dalside er det dype erosjonsspor i løsmassene.

2.2 Geologi

Det store relieffet og løsmassedekket i området er viktige faktorer for skredaktiviteten og er et resultat av glasiale prosessers påvirkning på landskapet. Grunnlaget for landskapet ble imidlertid lagt lenge før istidene i kvartær. Svakhetssoner i berggrunnen som forkastninger, sprekker og svakere bergarter la føringer for det fluviale dreneringsløpet, som senere kontrollerte isstrømmene fra innlandsisen (Kolderup, 1931; Holtedahl, 1967; Nesje et al., 1992). I tillegg til å ha lagt føringer for glasial erosjon, er strukturelle svakheter i bergartene avgjørende for skred utløst direkte fra berggrunnen (Hermanns & Strecker, 1999).

2.2.1 Berggrunn

Bergartene og berggrunnsstrukturene kan knyttes til forskjellige faser av den geologiske utviklingen, som er preget av både fjellkjededannelser og ekstensjon. Fig. 2.4 viser litologien i – og rundt Uskedalen. Gneisene og glimmerskifrene i området er trolig blitt omdannet fra de eldste bergartene i grunnfjellet under den svekonorvegiske fjellkjededannelsen, ~1200-1000 Ma. Begge dalsidene, som er kilden til skredmaterialet, består av en grovkornet foliert granitt/granodioritt, kalt Ulvanosgranitten. Denne antas å være dannet etter den svekonorvegiske fjellkjededannelsen for ca. 950-850 millioner år siden (Ragnhildstveit et al., 1998).

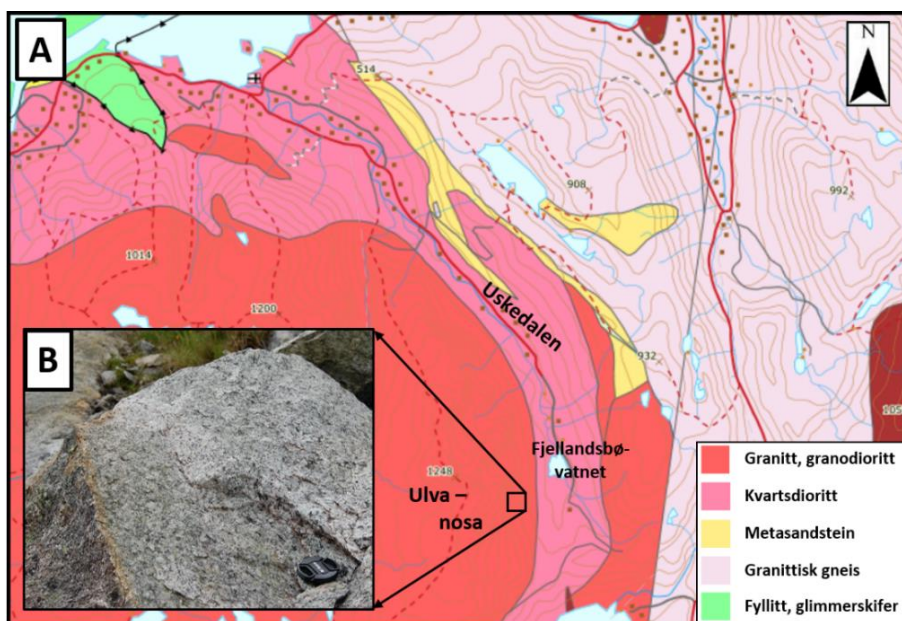


Fig. 2.4: A) Berggrunnskart over Uskedalen, modifisert fra NGUs nasjonale berggrunnsdatabase. B) Steinsprangblokk av granodioritt i Uskedalen. Svart firkant markerer blokkens beliggenhet.

Den svekonorvegiske fjellkjededannelsen ble etterfulgt av ekstensjon i forbindelse med at Baltica ble løsrevet fra Laurentia og dannet Iapetushavet i slutten av neoproterozoikum, ~600 Ma (Corfu et al., 2007). Da spredningen stoppet opp begynte Iapetushavet å lukke seg igjen, som førte til dannelsen av øyebuekompleks og vulkanske batolitter langs subduksjonssonen mellom de to kontinentene. Kollisjonen som fulgte førte til dannelsen av den kaledonske fjellkjeden, ~420 Ma (Roberts, 2003). Fjellkjedefoldingen førte til omdannelse av grunnfjellet, så vel som vulkanittene fra øyebuekomplekset og sedimenter avsatt i Iapetushavet. Deretter har post-orogen kollaps av den kaledonske fjellkjeden ført til en rekke strukturelle svakhetssoner i berggrunnen, blant annet den SSV-NNØ-orienterte forkastningssonen langs Hardangerfjorden (Fossen & Hurich, 2005).

2.2.2 Løsmasser

Fordelingen av løsmasser (fig. 2.5) og det store relieffet er avgjørende for skredaktiviteten og for hvilke skredprosesser man kan forvente å finne spor etter. Relieffet er dannet ved glisjal erosjon gjennom en rekke istider, mens løsmassedekket stammer fra siste istid og holocen. Forståelse av løsmassefordelingen avhenger av kunnskap om isens utbredelse og deglasiasjonsforløpet.

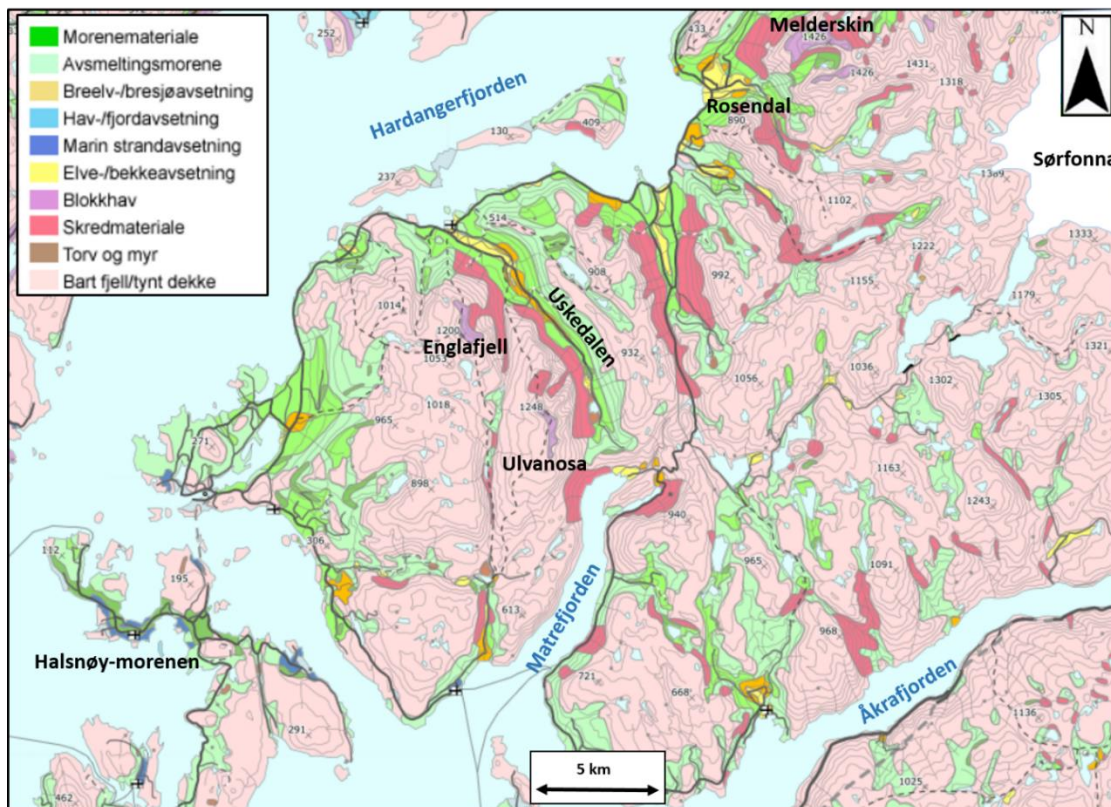


Fig. 2.5: Løsmassekart over sør-vestre del av Folgefonna halvøya. Modifisert fra NGUs nasjonale løsmassedatabase.

Den Skandinaviske innlandsisen var på sitt største på Vestlandet i sen-weichsel (LGM) for omtrent 20 000 kalenderår siden (Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2016). Etter LGM begynte isen å trekke seg tilbake, og de ytre delene av Hardangerfjorden ble isfrie i bølling for omtrent 14 800 kalenderår siden (Mangerud et al., 2013). Deglasiasjonen var preget av høy-frekvente og kortvarige klimafluktasjoner, som førte til en rekke brefremstøt i den generelle tilbaketrekingen. Det største brefemstøtet var i slutten av yngre dryas-stadialen (omtrent 11 500 kalenderår før nåtid), da fjordbreen kulminerte på Halsnøy i ytre Hardanger (Lohne et al., 2012; Mangerud et al., 2016). Også sub-marine endemorener fra yngre dryas er kartlagt på tvers av Husnesfjorden og Skåneviksfjorden (Aarseth & Mangerud, 1974; Aarseth et al., 1997).

Etter yngre dryas trakk breen seg svært raskt tilbake på grunn av kalving i den dype fjorden. Innerst i fjorden gjorde breen et nytt fremstøt i preboreal (Den preboreale oscillasjonen, PBO), omtrent 11 000 kalenderår før nåtid (Björck et al., 1997), som førte til avsetning av nye randmorener og dannelsen av store isranddeltaer i fjorden i Eidfjord og Odda (Anundsen & Simonsen, 1967). Fig. 2.6 viser Uskedalens plassering i forhold til isens utbredelse i yngre dryas og PBO.

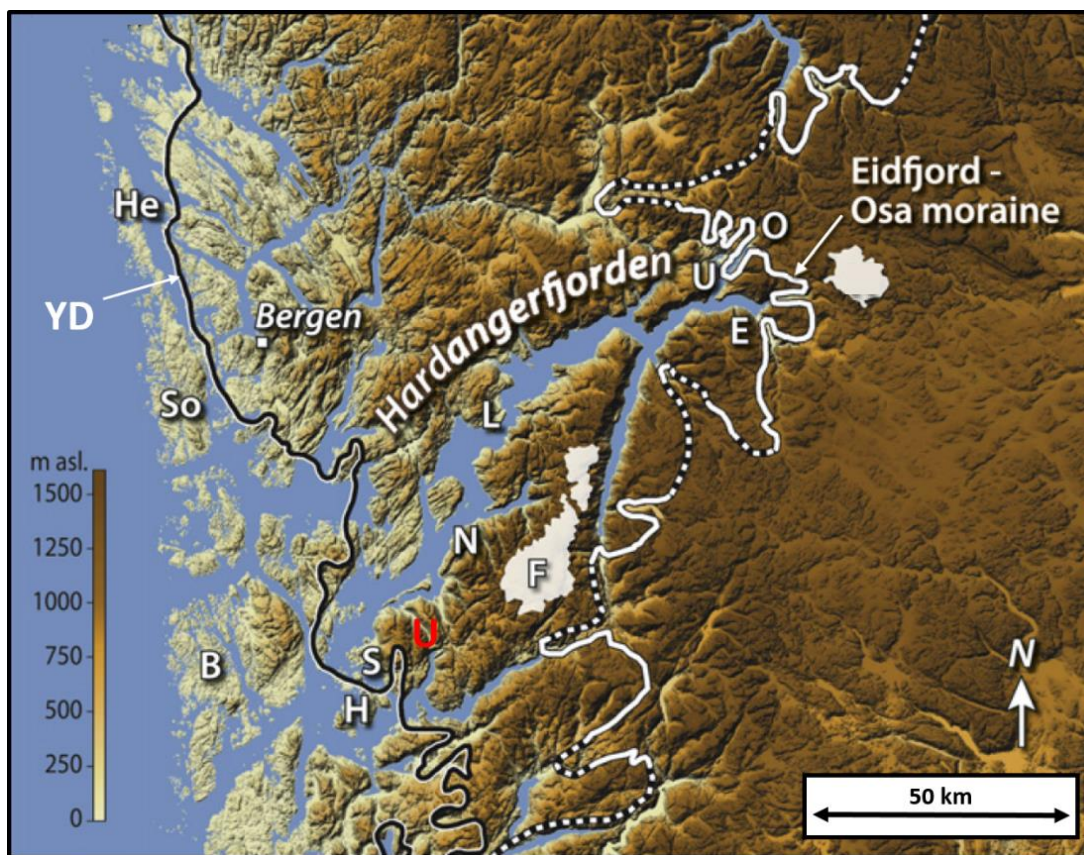


Fig. 2.6: Uskedalens (U) beliggenhet i forhold til isutbredelsen i yngre dryas (YD) og den proboreale oscillasjonen (Eidfjord-Osa morenen). H=Halsnøy, F=Folgefonna, E=Eidfjord. Figuren er modifisert fra Mangerud et al. (2013).

Et unntak for sen-weichsel og holocen avsetning er blokkhav, som av løsmassekartet (fig. 2.5) dekker de høyeste toppene i regionen; Melderskin (1426 m o.h.), Englafjell (1200 h o.h.) og Ulvanosa (1248 m o.h.). Blokkhav er dannet ved kjemisk og fysisk forvitring (frostsprengning) over svært lang tid. Dette har ført til debatt om hvorvidt blokkhav markerer isens største vertikale utbredelse og om toppene har stukket opp som nunataker. Det har imidlertid blitt vist at blokkhav kan bevares under kaldbasert is, og derfor ikke er bevis på isfrie forhold (Marquette et al., 2004; Fjellanger et al., 2006). ^{10}Be -eksponeringsdateringer av blokkhav på Melderskin og Ulvanosa antyder at isen dekket de høyeste fjelltoppene i LGM, men at toppene sannsynligvis var nunataker i yngre dryas (J. I. Svendsen, 2018, pers. med.). Dette er også forenelig med ^{10}Be -eksponeringsdateringer av blokker fra sidemorener langs Hardangerfjorden, som indikerer yngre dryas-alder (Mangerud et al., 2013).

Follestad (1972) har kartlagt randmorener i – og rundt Uskedalen, og har på bakgrunn av disse foreslått isens laterale og vertikale utbredelse i yngre dryas og PBO (av Follestad omtalt som ‘Blådal-substage’). Det ble foreslått at sidemorener i Børsdalen, vest på Ulvanosamassivet ble avsatt i yngre dryas. Konklusjonen var at en dalbre sannsynligvis fylte Uskedalen på dette stadiet, med lokalglasiasjon på Ulvanosa og Englafjell. En endemorene på tvers av Uskedalen like nord for Fjellandsbøvatnet ble konkludert å stamme fra PBO, som indikerer en relativt tynn dalbre innerst i Uskedalen på dette tidspunktet. Terrestriske makrofossiler i Fjellandsbøvatnet er imidlertid datert til 11 250-11 750 kalenderår før nåtid (J. Bakke, upubliserte data, referert til i Helle, 2006). Dette tyder på at denne morenen kan ha blitt dannet i yngre dryas og at store deler av Uskedalen var isfri i denne stadialen. En glasifluvial terrasse lenger ned i dalen beskrevet i Kaldhol (1941) indikerer at marin grense i Uskedalen er ~82 m o.h. Til sammenligning er marin grense på Bømlo ytterst i Hardangerfjorden ~30 m o.h. (Kaland, 1984), og ~129 m o.h. innerst i fjorden (Kaldhol, 1941). Dette er et resultat av at den post-glasiale landhevningen har vært større i øst enn i vest.

2.3 Paleoklima og klimaprognooser for Vestlandet

Det er vist i en rekke studier at klimatiske forhold har stor effekt på skredaktiviteten, både med tanke på skredtype, frekvens og størrelse: *Løsmasseskred* utløses som oftest etter store nedbørmengder og kan derfor knyttes til perioder med hyppig ekstremnedbør (Rapp & Nyberg, 1981; González Díez et al., 1996; Blikra & Nesje, 1997; Blikra & Nemeč, 1998; Sandvold et al., 2001; Sletten et al., 2003; Sletten & Blikra, 2007; Matthews et al., 2009). Det er vist at perioder med brefremrykk også har vært preget av større og hyppigere *snøskred*, dette kan settes i sammenheng med et kaldere klima og/eller mer nedbør i form av snø (Fitzharris & Bakkehøi, 1986; Blikra & Longva, 1995; Blikra & Nesje, 1997; Blikra & Selvik, 1998; Nesje et al., 2007; Vasskog et al., 2011). Frekvensen av *skred fra fast fjell* kan også knyttes til klimatiske faktorer, som for eksempel endring av permafrost og frostspregningsaktivitet i sprekker, økt poretrykk etter regn eller snøsmelting og termal ekspansjon av berggrunnen (Blikra & Nesje, 1997; Luckman & Fiske, 1997; Blikra & Nemeč, 1998; Raveland & Deline, 2010; Kellerer-Pirklbauer et al., 2012; Collins & Stock, 2016). Det er viktig å bemerke at det ikke finnes noen enkel sammenheng mellom skredfrekvens og klima, og at økt skredfrekvens ikke nødvendigvis er et resultat av klimaendringer (Bertran & Jomelli, 2000).

Fordi det er en tydelig sammenheng mellom klima og skredaktivitet er kjennskap til de paleoklimatiske forholdene viktige for å forstå utviklingen av de kolluviale skråningene i Uskedalen. Godt dokumenterte skredhendelser som et resultat av klimatiske faktorer vil også føre til økt forståelse for skredprosessenes respons på klimaendringer, som er viktig med tanke på klimaprognoosene for Vestlandet.

2.3.1 Holocene klimavariasjoner

Studie av isbreer på Vestlandet indikerer at holocen har vært preget av store klimafluktuasjoner (f.eks. Nesje et al., 1991; Matthews & Karlén, 1992; Dahl & Nesje, 1994; Dahl et al., 2002; Bakke et al., 2005a; b). Studie av breer er en god *proksi* for paleoklimatiske rekonstruksjoner, da faktorene som styrer breers massebalanse er klimaavhengige. Kjennskap til brevariasjoner i regionen er viktig, fordi de klimatiske forholdene som fører til akkumulasjon og ablasjon av is

også påvirker skredaktiviteten. Klimaet på Vestlandet er sensitivt for endringer i den termohaline sirkulasjonen i Atlanterhavet (THC) og den Nordatlantiske oscillasjonen (NAO). Klimafluktuasjonene – og dermed breenes størrelse, knyttes til endringer i disse klimasystemene, som er avgjørende for vestavindsbeltets evne til å transportere varm fuktig luft over det nordvestlige Skandinavia (Nesje et al., 2000; Bakke et al., 2005b).

Etter brefremrykket i preboreal (PBO) fortsatte breene å trekke seg tilbake mot høyfjellsområdene, men hadde som et resultat av klimafluktuasjoner en rekke mindre fremrykk. Bakke et al. (2005a; b) har gjennomført paleoklimatiske rekonstruksjoner fra brefluktuasjoner basert på høyden til likevektslinjer (ELA) og proglasiale sedimentarkiv ved Nordfonna, nord på Folgefonnhalvøya. Basert på rekonstruksjonene hadde breen totalt tre brefremrykk i preboreal før den smeltet helt bort for omtrent 9600 kalenderår siden. Første neoglasiale periode startet omkring 5200 kalenderår før nåtid da breen vokste gradvis frem, siden da har det vært høyfrekvente endringer i isens utbredelse, med 'lille istid' som neoglasialt maksimum mellom år 1750 og 1870 (Bakke et al., 2005b).

Bjune et al. (2005) har rekonstruert juli-middeltemperatur for holocen, basert på pollen- og makrofossilanalyse av innsjøsedimenter fra Vestre Øykjamyrtjørn (570 m o.h.) i Matre, like ved Uskedalen. Basert på ELA-variasjoner på Nordfonna presentert i Bakke et al. (2005a) og temperaturrekonstruksjonen, ble også vinternedbøren beregnet. Rekonstruksjonene viser at klimaet var kaldt og tørt fra 11 500-8000 kalenderår før nåtid og varmt og vått fra 8000-4000 kalenderår før nåtid, da juli middeltemperatur var opptil 2 grader varmere enn i dag. De siste 4000 årene har klimaet gradvis blitt kaldere, og vinternedbøren har avtatt.

2.3.2 Dagens klima

Når klimastatistikker beregnes benyttes «normaler», som er gjennomsnittsværet over en 30-års periode. Målestasjonen nærmest Uskedalen er lokalisert i Indre Matre, 3 km i luftlinje fra studieområdet. Det er imidlertid viktig å huske at det er store lokalklimatiske variasjoner i området på grunn av de topografiske forholdene. Indre Matre målestasjon (24 m o.h.) har nedbørsmålinger fra 1900-1969 (fig. 2.7).

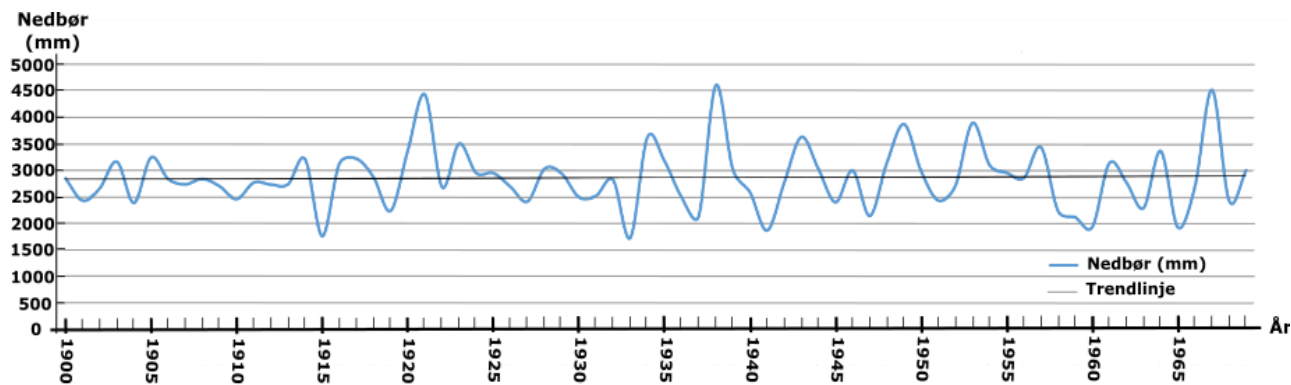


Fig. 2.7: Årsnedbør for Indre Matre målestasjon, 1900-1969. Nedbørsdataen viser at det er stor variasjon i årsnedbør, med tre år med mer enn 4000 mm; 1921, 1938 og 1967. Trendlinjen viser en liten økning fra 2800 mm/år til 2900 mm/år. Data fra eKlima (Meteorologisk insitutt).

Etter at driften av Indre Matre målestasjon ble avsluttet tok Opstveit målestasjon (38 m o.h.) over nedbørsmålingene. Opstveit er også lokalisert i Indre Matre og har nedbørsdata fra 1969-d.d. (fig. 2.8). Her viser nedbørsmålingene en markant økning fra 2900 mm/år til 3350 mm/år, med seks år med mer enn 4000 mm nedbør.

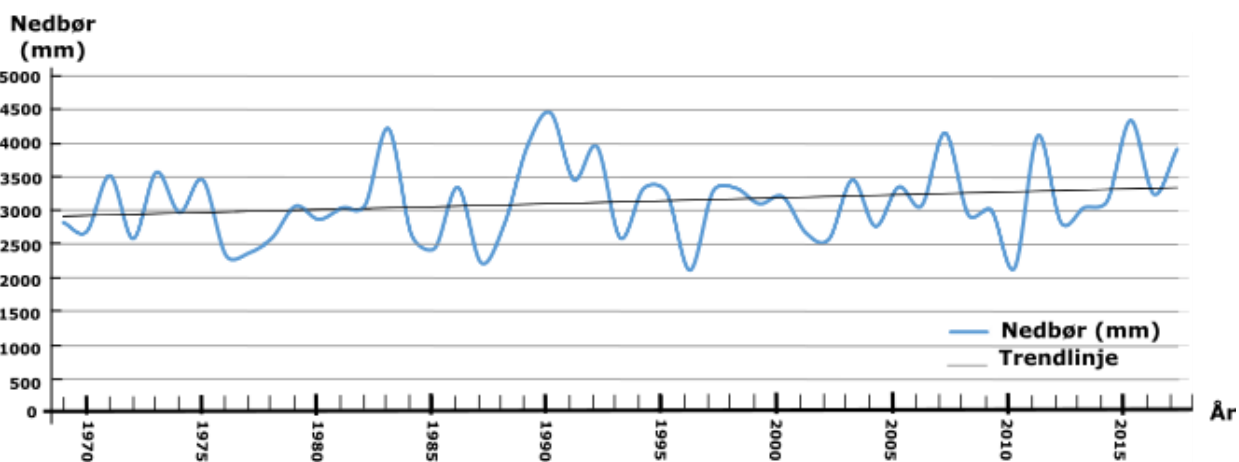


Fig. 2.8: Årsnedbør for Opstveit målestasjon, (1969-d.d.). Nedbørsdataen viser en økning i årlig nedbør fra 2900 til 3350 mm/år, med seks år med mer enn 4000 mm; 1983, 1989, 1990, 2007, 2011 og 2015. Data fra eKlima (Meteorologisk insitutt).

Fig. 2.9 viser ekstrapolerte normalverdier for Indre Matre målestasjon i perioden 1961-1990. I normalperioden har gjennomsnittlig årsnedbør vært 3045 mm, med september-desember som de mest nedbørrike månedene. Årsmiddeltemperatur var mellom 7 og 8 °C, med juli som varmeste, og februar som kaldeste måned.

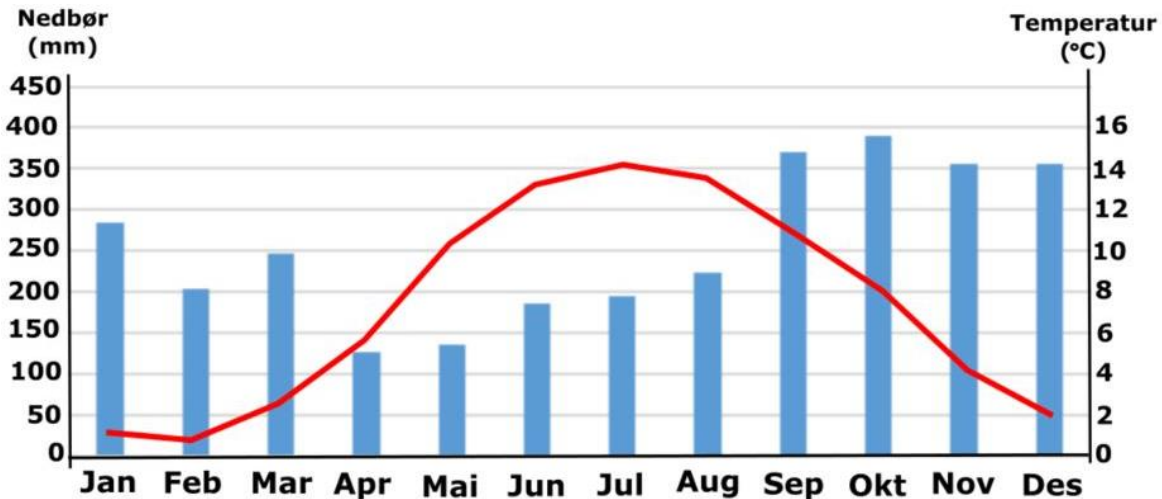


Fig. 2.9: Ekstrapolerte normalverdier for nedbør og temperatur fra Indre Matre målestasjon i normalperioden 1961-1990. Blå søyler viser nedbør (mm), rød linje viser temperatur (°C). Data fra eKlima (Meteorologisk institutt).

Verdt å nevne er også at Norgesrekorden for nedbør i løpet av ett døgn ble målt på Indre Matre målestasjon. Den 26. november 1940 ble det målt 229,6 mm nedbør, da hadde måleren rent over slik at den faktiske mengden er noe underestimert (Lie, u.å.).

2.3.3 Klimaprognoser for Vestlandet

Klimaprognoser som presenteres her er fra Hanssen-Bauer et al. (2015), der prognoser for 2071-2100-normalen er beregnet, med 1971-2000 som referansenormal. Prognosene baserer seg på en rekke modelleringer på bakgrunn av ulike beregninger for utslipp av klimagasser.

For region Sunnhordland er det beregnet en økning av total årsnedbør i slutten av dette århundret på mellom 6 og 12 prosent av referansenormalen. For Sunnhordland er det også beregnet en økning for antall døgn med «kraftig nedbør» på mellom 35 og 81 prosent, i tillegg til at nedbørsmengden på dager med «kraftig nedbør» kan stige med 7-12 prosent.

Det er beregnet at også temperaturen på Vestlandet skal bli vesentlig høyere. De laveste estimatene viser en stigning på 1,2 °C og de høyeste er på 3,9 °C. Varmere klima fører til at snøakkumulasjonssesongen blir kortere, det er derfor beregnet en reduksjon i maksimal snømengde, særlig i høyereliggende strøk på Vestlandet. Redusert snømengde vil også medføre redusert antall døgn med snødekke. I de høyeste fjellområdene kan imidlertid økt årlig nedbør medføre større snømengde, dersom temperaturen ikke stiger for mye (Hanssen-Bauer et al., 2015).

3 Skred

Begrepsbruken innenfor emnet varierer noe mellom ulike etater, høyskoler og universiteter som jobber med skred. I publiserte artikler er det også variasjon i begrepsbruken og hvordan massebevegelser klassifiseres. I det følgende kapittel vil det redegjøres for klassifiseringen av skred jeg benytter meg av i oppgaven, i tillegg til at det gis en forenklet introduksjon til skråningsstabilitet. Deretter gis en beskrivelse av de ulike skredprosessenes løsnemekanismer og bevegelsesdynamikk, mens prosessenes landskapsendrende effekt blir grundigere gjennomgått i kapittel 5 og 6.

3.1 Klassifisering av skredprosesser

Skredtypene som her blir definert og beskrevet er *steinsprang* ('rockfall'), *steinskred* ('rockslide'), *ffjellskred* ('rock avalanche'), *grov massestrøm/flomskred* ('high-/low-viscosity debrisflow'), *jordskred* ('debris slide'), våte og tørre *flakskred* ('wet/dry slab avalanche'), *pudderskred* ('powder snowflow') og *sørpeskred* ('slush flow'). Blikra og Nemeč (1998) definerer et skred som en plutselig forflyttelse av våt eller tørr masse av snø og/eller løsmasser, som et resultat av gravitasjonskrefter. Skred klassifiseres ofte på bakgrunn av materialet som raser ut og materialets bevegelsesdynamikk, som presentert i Varnes (1978). På bakgrunn av materialet som raser ut, kan skredtypene klassifiseres i tre hovedgrupper; *skred fra fast fjell*, *løsmasseskred* og *snøskred*. Skredenes bevegelsesdynamikk avhenger av ulike faktorer, som skredets volum for skred fra fast fjell, vanninnhold for løsmasseskred og snøens massetetthet for snøskred (fig. 3.1).

Fast fjell	Løsmasser	Snø og is
Steinsprang	Jordskred	Pudderskred
Steinskred	Grov massestrøm	Flakskred
Fjellskred	Flomskred	Sørpeskred
		Isfall/ isskred

Lite ↑ Størrelse ↓ Stort

Lav ↑ Vanninnhold ↓ Høy

Lav ↑ Massetetthet ↓ Høy

Fig. 3.1: Klassifisering av skred på bakgrunn av materialet som raser ut. Modifisert etter NVE (2011a).

Skredterreng kan deles i tre: Fra *løsneområdet* transporteres skredmassene langs *skredbanen* der skredet opptrer som en erosiv agens, til *utløpssonen* der skredmassene akkumuleres i kolluviale skråninger eller kolluviale vifter. Med tiden kan kolluviale skråninger og vifter vokse sammen og danne et mer eller mindre sammenhengende dekke av skredjord langs dalbunner og i bunnen av skråninger, i Blikra & Nemeč (1998) omtalt som ‘colluvial aprons’ (fig. 3.2).



Fig. 3.2: Ulike skredprosesser har ført til akkumulasjon av store mengder skredjord nedenfor Ulvanosa i Uskedalen. Kolluviale vifter fra ulike skredprosesser har med tiden vokst sammen og dannet et sammenhengende dekke av skredjord langs dalsiden, i Blikra & Nemeč (1998) omtalt som ‘colluvial apron’.

3.2 Skråningsstabilitet

Skråningsstabilitet styres av et komplekst samspill mellom ulike faktorer. Et skred utløses dersom de *drivende kreftene* blir større enn de *motsettende kreftene*. De drivende kreftene er et resultat av skjærkraften som oppstår når gravitasjonen trekker på massene i en skråning. De motsettende kreftene er summen av friksjon mellom massene og underlaget, i tillegg til kohesjon i løsmassene (De Blasio, 2011). Som vist i fig. 3.3 er skjærkreftene proporsjonal med skråningsgradienten, da en større gradient styrker skjærkomponenten av gravitasjonskreftene. Økt masse fører til større vekt, som styrker skjærkreftene og svekker stabiliteten. Kohesjon og friksjon er komplekse faktorer og avhenger av løsmassenes kornstørrelse og form, underlagets morfologi, vanninnhold og vegetasjonsdekket (Moser & Hohensinn, 1983; NVE, 2011b).

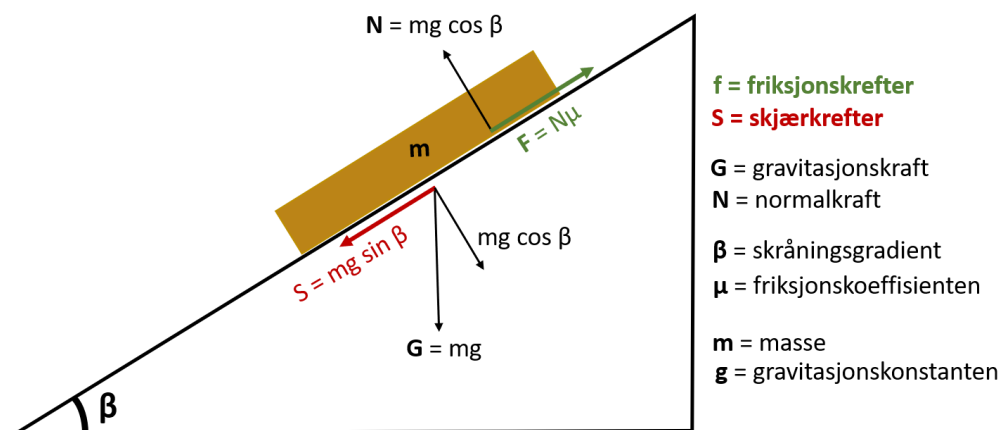


Fig. 3.3: Kraftene som virker inn på massene i en skråning. Skjærkreftene er proporsjonal med skråningens gradient (β) og massen (m). Friksjonskreftene er proporsjonal med normalkraften (N) og friksjonskoeffisienten (μ). Figuren er delvis satt sammen fra De Blasio (2011) og Cutnell & Johnson (2012).

Den største gradienten som løsmasser forblir stabile i en skråning er den *kritiske vinkelen* ('angle of repose') og avhenger av sedimentenes rundingsgrad og størrelse. Løsmassenes kritiske vinkel er avgjørende for gradienten som kolluviale vifter og skråninger kan oppnå, før nye skred utløses på selve skredavsetningen. Fordi ulike skredprosesser fører til avsetninger av sedimenter med ulik rundingsgrad og størrelse, er skredavsetningens gradient avhengig av de skredprosesser som har vært aktive.

3.3 Løsmasseskred

Et *løsmasseskred* er skred av tidligere avsatte løsmasser og klassifiseres på bakgrunn av bevegelsesdynamikken – som i stor grad avhenger av løsmassenes vanninnhold og sedimentpartiklenes størrelse. Løsmasseskred som blir nærmere beskrevet her er *grove massestrømmer/flomskred* ('high-/low-viscosity debrisflow') og *jordskred/utglidninger* ('landslide/debris slide'). Andre typer løsmasseskred inkluderer skred av finkornede sedimenter; *fine massestrømmer* ('mudflows'), *leirskred* ('clay slide') og *kvikkleireskred* ('quick-clay slide'), samt tørre løsmasseskred som; 'debris fall' og 'grain flow'. Et forslag til klassifisering av løsmasseskred er gitt i fig. 3.4.

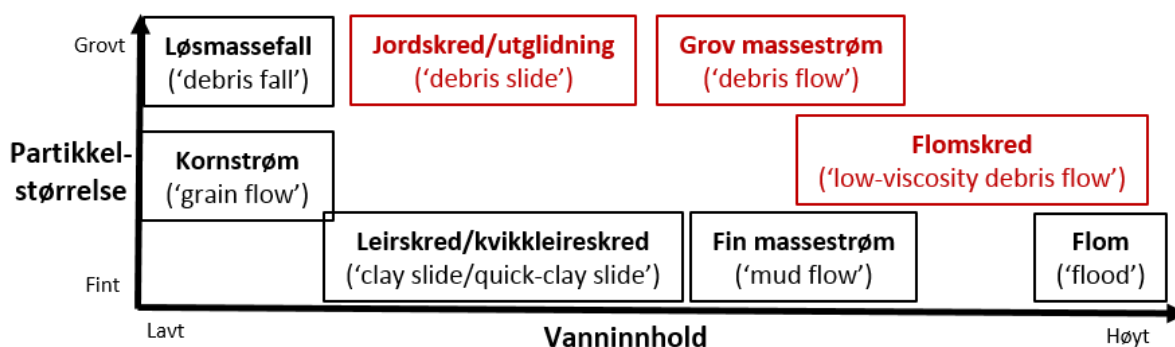


Fig. 3.4: Forslag til klassifisering av løsmasseskred basert på sedimentpartiklenes størrelse og løsmassenes vanninnhold. Massetransport i flom er en fluvial prosess, som er tatt med i klassifiseringen for å markere ytterpunktet for vanninnhold. Også flomskred kan klassifiseres som en fluvial prosess ettersom drivkraften primært er rennende vann. Skredprosesser uthevet i rødt er aktuelle for studieområdet og beskrives nærmere nedenfor.

Sedimentologien og morfologien til løsmasseskredavsetninger avhenger av løsmassekilden og vannmengden – og er dermed svært variert. I tidligere glasierte områder er morenemateriale dekket av jordsmonn og vegetasjon den vanligste kilden til løsmasseskred. Løsmasseskred forekommer imidlertid også langs raviner i marine sedimenter, fra kameterrasser, deltaterasser, morenerygger og på kolluviale vifter og skråninger (Blikra & Nemeč, 1998).

3.3.1 Jordskred/grunne utglidninger

I NVE (2011b) karakteriseres *jordskred* som et skred av grov- og/eller finkornede løsmasser, vegetasjon og vann. I bratte skråninger kan de utløses i et punkt og rive med seg løsmasser i en stadig bredere sone langs skråningen, mens de i slakere terreng arter seg som relativt små og

grunne utglidninger av vannrike løsmasser. Jordskred og grunne utglidninger er et resultat av at løsmassene blir vannmettet og poretrykket øker. Dette fører til større vekt og redusert friksjon til underlaget, i tillegg til redusert kohesjon i løsmassene (Moser & Hohensinn, 1983; NVE, 2011b). Poretrykket øker når vann tilføres sedimentene raskere enn de drenerer ut. Skredene skjer derfor oftest i forbindelse med kraftig nedbør og/eller snøsmelting (Caine, 1980; van Steijn, 1996; Blikra & Nemeč, 1998; Decaulne et al., 2005; Matthews et al., 2009). Grunne utglidninger er vanligst etter kraftige nedbørsperioder om høsten, eller om våren når det er tele i løsmassedekket. Telen er impermeabel og forhindrer vann å drenere lenger ned i løsmassedekket, som fører til at de overliggende løsmassene blir overmettet i tillegg til at telen fungerer som et glideplan. Grunne utglidninger løser også ofte ut langs flomstore elver og bekker, som et resultat av undergraving ved fluvial erosjon (Montgomery & Dietrich, 1994; NVE, 2011b).

Utglidning av et mindre enn 2-3 m tykt løsmassedekke betegnes som jordskred/grunne utglidninger (Caine, 1980; NVE, 2011b). Disse skiller seg fra utglidninger med større mektighet ved at massene beveger seg mer kaotisk. Varnes (1978) omtaler utglidninger av større mektighet som *rotasjonsskred* eller *translasjonsskred*, avhengig av bruddsonens form. Rotasjonsskred og translasjonsskred er vanligere i områder med sorterte løsmasser og ble ikke observert i Uskedalen. Sammenlignet med massestrømmer/flomskred er vanninnholdet relativt lavt i utglidningene. Dette fører til at skredmassene ikke kanaliseres på samme måte, men beveger seg i større grad uavhengig av topografien langs skredbanen. Et jordskred kan utvikle seg til en grov massestrøm og/eller flomskred dersom løsmasser glir ut langs et bekkeløp i kombinasjon med høy vannføring (Caine, 1980).

3.3.2 Grove massestrømmer/flomskred

Grove massestrømmer og *flomskred* er løsmasseskred med et så stort vanninnhold at løsmassene begynner å flyte omtrent som en bekk eller elv. Prosessene er viktige agenser for sedimentasjon på kolluviale skråninger og er beskrevet i en rekke publikasjoner; Sharpe (1938); Rapp (1960); Rapp & Nyberg (1981); Blikra et al. (1989); Luckman (1992); Blikra & Nemeč (1998) og Matthews et al. (2009). Grove massestrømmer og flomskred er begreper som ofte brukes synonymt. På bakgrunn av observasjoner i Uskedalen har jeg valgt å skille disse prosessene.

Overgangen mellom prosessene er glidende, og flomskred kan klassifiseres som en grov massestrøm med svært lav viskositet og høy grad av mobilitet. *Massestrøm* vil i denne oppgaven brukes som en fellesbetegnelse for grove massestrømmer og flomskred. Massestrømmers viskositet varierer mye med små endringer i vanninnholdet, der høyere vanninnhold gir raskere og mer mobile massestrømmer med en lavere skjærstyrke (Pierson, 1980). I tillegg til massetransport fra oppe i dalsidene mot dalbunnen, er grove massestrømmer og flomskred viktige agenser for resedimentasjon på kolluviale skråninger og vifter. Her utløses skredene ofte på viftens rot punkt i munningen av skar der rennende vann akkumuleres, eller langs fluviale nedskjæringer i den kolluviale skråningen (Blikra & Nemec, 1998).

Grove massestrømmer og flomskred utløses ofte i forbindelse med en hurtig økning av poretrykket ved kraftig nedbør og/eller snøsmelting (Campbell, 1975; Caine, 1980). Menneskelige inngrep kan også føre til skred, dersom disse medfører vannakkumulasjon på nye steder, eller om vegetasjon med en stabiliserende effekt på løsmassene blir fjernet (NVE, 2011b). Massestrømmene kan være både *fine* ('mud flow') og *grove* ('debris flow'). Da løsmassekilden i studieområdet er umodne sedimenter av morene eller skredmasser, vil massestrømmene i Uskedalen klassifiseres som *grove*. Skredene starter ofte som grunne utglidninger langs skar og bekkeløp. Når løsmassene raser ned i flomstore bekker kan skredet utvikle seg til en *grov massestrøm*, da store mengder løsmasser får rask tilførsel av vann (Blikra et al., 1989; Montgomery & Dietrich, 1994). *Flomskred* er i større grad et resultat av at flomstore bekker og elver får en rask tilførsel av løsmasser, fremfor at løsmassene får stor tilførsel av vann. Bekker og elver tilføres løsmasser ved erosjon og ved at jordskred og grunne utglidninger raser ned i bekke-/elveløp (Blikra, 1990).

I den øverste delen av skredløpet er skredene svært erosive, som fører til dannelse av tydelige erosjonsspor i løsmassene. Skredene avsetter løsmasser i en vifteform når skråningsgradienten avtar. På grunn av høy skjærstyrke kan grove massestrømmer transportere store sedimentpartikler i suspensjon, og avsetter usortert materiale som brede lobeformer. Flomskred har lavere skjærstyrke, skredene kanaliseres derfor i større grad enn grove massestrømmer og høy grad av mobilitet gir lenger utløpslengde. Avsetningene er ofte usorterte sedimenter, som er avsatt i langstrakte tunger med langsgående levéer. Levéene dannes ved at de grovste partiklene konsentreres i fronten og skyves til siden av de raskere, finere sedimentene lenger bak i strømmen (Sharp, 1942; Pierson, 1980; Blikra et al., 1989).

3.4 Skred fra fast fjell

Skred fra fast fjell utløses direkte fra berggrunnen i bratte dalsider som et resultat av sprekke-dannelser langs svakhetssoner, dannet ved forvitring og erosjon (Rapp, 1960; Braathen et al., 2004). Det er foreslått ulike måter å klassifisere skred fra fast fjell på. I NGI (2014) brukes *steinsprang* om utrasing av masser mindre enn 100 m³, *steinskred* om masser mellom 100 og 10 000 m³ og *fjellskred* om volum større enn 10 000 m³. Rapp (1960) skiller prosessene på bakgrunn av skredenes bevegelsesmønster og bruker 'rockfall' (steinsprang) om skred der bevegelsen er hovedsakelig fallende og rullende, mens 'rockslide' (steinskred) brukes om større, mer glidenende skred. Fig. 3.5 viser typiske løsneområder for skred fra fast fjell, som også ligger til grunn for klassifiseringen benyttet i Braathen et al. (2004).

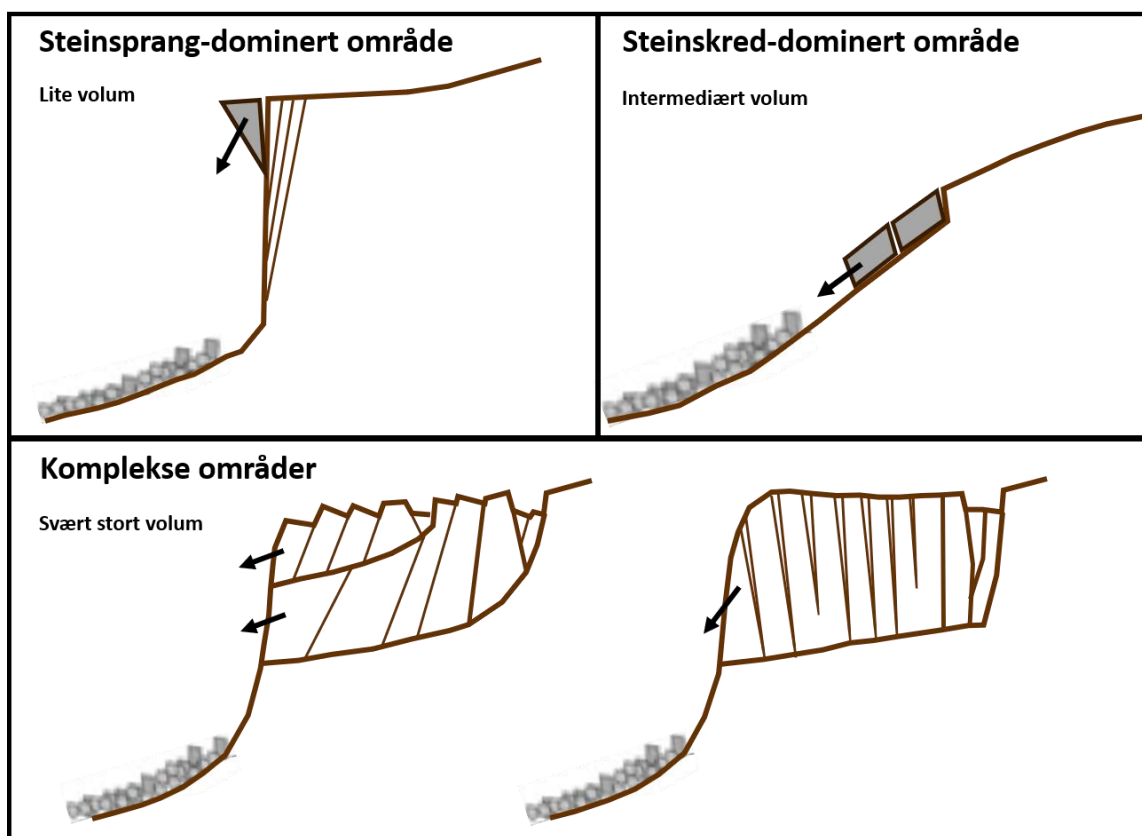


Fig. 3.5: Klassifisering av skred fra fast fjell basert på skredenes løsneområder. Figuren er modifisert fra Braathen et al. (2004).

I denne oppgaven vil skred fra fast fjell klassifiseres på bakgrunn av volumspesifikasjonene i NVE (2011c), som skiller seg fra NGI (2014) ved at fjellskred benyttes om volum større enn 100 000 m³.

3.4.1 Steinsprang og steinskred

Steinsprang er et resultat av at enkeltblokker løsner og faller fra en bratt fjellside, mens *steinskred* er utglidning av en større, mer sammenhengende masse av berggrunnsfragmenter langs en svakhetsone. Steinsprang og steinskred er viktige prosesser for denudasjon av fjellformasjoner og fører til akkumulasjon av store mengder umodne sedimenter i dalbunnene (Rapp, 1960; White, 1981; Blikra & Nemeč, 1998; Braathen et al., 2004).

Det skilles mellom «forberedelsen» og «utløsningen» av skredmaterialet, som er henholdsvis prosessene som fører til at fragmenter løsner fra berggrunnen, og initieringen av skredet (Rapp, 1960). Berggrunnsfragmentene løsner som følge av langvarig fysisk og kjemisk forvitring, hovedsakelig frostsprengning ved fryse-tine prosesser. Collins & Stock (2016) har også vist at gjentatte temperaturendringer i berggrunnen kan føre til eksfoliering og oppsprekking ved termiske trykkendringer. I granitter kan eksfoliering også oppstå ved trykkavlastning som gjør at berggrunnsflak løsner (Gilbert, 1904; Twidale, 1964; Wakasa et al., 2006). Avhengig av helningen på sprekke som skiller fragmentene fra berggrunnen kan de rase ut fortløpende, eller bli liggende til de drivende kreftene blir større enn friksjonen som holder dem på plass (Braathen et al., 2004). Initieringen skjer derfor ofte som følge av ytre påvirkninger, som økt vanntrykk i sprekke etter kraftig nedbør, jordskjelv, sterk vind eller fall av snø eller is (Rapp, 1960).

I steinsprang og steinskred raser blokkene ved fritt fall eller ved at de sklir, hopper og ruller langs skredbanen. I prosessen danner de fallende blokkene sår på sedimenter og berggrunn i skredløpet og i vegetasjonsdekket. Kollisjonene kan også føre til at skredblokker endrer retning, stopper opp, eller fragmenteres (Blikra & Nemeč, 1998). Skredene danner avsetninger med kantede sedimenter i grus-, stein- og blokkfraksjonene, i akkumulerte talusvifter i utløpet av skar, og talusskråninger/urer nedenfor bratte fjellsider. Berggrunnfragmentenes kantede form gir sedimentene en relativt høy kritisk vinkel, som gjør at talusene ofte er stabile i relativt bratte skråninger. Skredenes utløpslengde er styrt av blokkenes vekt, form og skredbanens gradient og glatthet (Abrahams et al., 1985; Parsons & Abrahams, 1987). Skredets størrelse har også stor betydning, da kollisjoner mellom fragmentene i skredet gir økt moment (Bagnold, 1954). Steinskred har derfor ofte en lenger utløpslengde enn steinsprang. Ofte vil også større blokker ha lenger utløpslengde enn mindre blokker, da de er tyngre og har større fallmoment.

3.4.2 Fjellskred

Fjellskred er den største og mest «destruktive» skredtypen, og kan defineres som en gravitasjonsdrevet, svært rask massebevegelse av store mengder berggrunnsfragmenter (Hungr et al., 2001; Braathen et al., 2004). I tillegg til å være svært ødeleggende i seg selv kan fjellskred gi sekundære geofarar som tsunamier (Blikra et al., 2002; Braathen, 2004) og store flomhendelser ved oppdemming av elver (Rapp, 1960; Wassmer et al., 2004).

Fjellskred utarter seg som store utglidninger av berggrunn og eventuelle overliggende løsmasser. De skiller seg fra steinsprang og steinskred ved at bevegelsen hovedsakelig er glidende (Kent, 1966). Den store massen og høye kinetiske energien gir en svært lang utløpslengde, skredene beveger seg uavhengig av topografien og kan avsettes opp mot den distale dalsiden. Avsetningene er store tungeformede loper av usorterte og kantede sedimenter, ofte med en bratt front (Rapp, 1960; Aa et al., 2007). Utglidningene er et resultat av dyptgående svakhetssoner i fjellpartier som forkastningssoner eller andre strukturer. Svakhetssonene utvikler seg til stadig større sprekker ved jordsig som følge av økt poretrykk i sprekker og ved frostsprengning. Initieringen av skredet kan være jordskjelv eller kraftig nedbør og/eller snøsmelting som fører til rask økning i poretrykket i sprekkeene (Blikra et al., 2002).

3.5 Snøskred

Snøskred er hurtige massebevegelser av våt eller tørr snø langs et glideplan – som kan være et snølag lenger ned i snødekket, en berggrunnsflate, eller en løsmasse- og vegetasjonsdekket overflate. Det finnes mye litteratur om snøskred. Den store interessen for snøskred skyldes at skredene utgjør en betydelig fare for mennesker og infrastruktur, i tillegg til å være en viktig landskapsendrende agens. De fleste skredrelaterte dødsfall og bygningsskader i Norge skjer i forbindelse med snøskred (NVE, 2011d). En rekke fagbøker presenterer relativt enkle og oversiktlige beskrivelser av utløsende årsaker til snøskred og skredfare i forbindelse med turplanlegging og friluftsliv (f.eks. Clelland & O' Bannon (2012) og Brattlien (2016; 2017). Innen geoteknikk er snøens reologiske egenskaper beskrevet basert på eksperimenter og teoretiske prinsipper (f.eks. Fukue (1979); Brown (1980); Salm (1982); Hopfinger (1983); og Platzer et al., 2007). Snøskreds effekt som landskapsendrende agens er basert på geomorfologiske og sedimentologiske feltundersøkelser f.eks. beskrevet av Rapp (1960); Liestøl (1974); Luckman (1977; 1978; 1992); Corner (1980); White (1981); Gardner (1983); Hestnes (1985); Jomelli & Francou (2000); McGregor (2012) og Matthews et al. (2017). I Blikra & Nemeč (1998) diskuteres snøskreds geomorfologiske og sedimentologiske arbeid som et resultat av snøens reologi.

Snøskred deles ofte inn i to typer basert på snøens vanninnhold; *våte* og *tørre snøskred* (Hopfinger, 1983). Snøskred kan også deles inn basert på hvorvidt snøkrystallene binder seg og danner flak eller raser ut som en mer turbulent masse av snøkrystaller, som henholdsvis *flakskred* og *løssnøskred* (Blikra et al., 1989). Et forslag til klassifisering av snøskred basert på grad av binding i snødekket og snøens vanninnhold er vist i fig. 3.6.

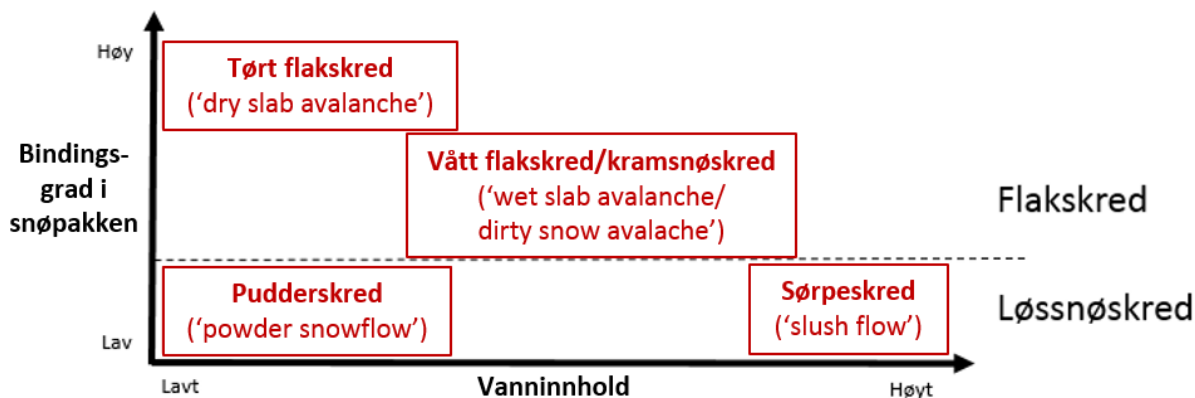


Fig. 3.6: Forslag til klassifisering av snøskred basert på snøpakkens bindingsgrad og vanninnhold.

Snøens reologi bestemmes av snøkrystallenes størrelse, form og pakningsgrad – og er avgjørende for snøskredenes geomorfologiske aktivitet. Snøens mekaniske egenskaper er et resultat av værforholdene under avsetning og endringer i værforholdene etter avsetning. Snødekket er vanligvis lagdelt med en heterogen tekstur, da snøen akkumuleres under ulike værforhold (Salm, 1982; Blikra & Nemec, 1998). Klimatiske faktorer er sammen med de topografiske forholdene avgjørende for hvilke snøskredtyper som utløses, samt skredenes størrelse og frekvens (Luckman, 1977; 1978). Værmessige forhold fører også til sesongvariasjoner, der vinteren ofte vil preges av *tørre snøskred*, mens *våte snøskred* er vanligere om våren.

En kolluvial skråning er sjeldent et resultat av bare snøskred, men det er påvist at snøskred fører til store modifikasjoner, da enkelte snøskred er svært erosive (Rapp, 1960; Luckman 1977; 1978; Gardner, 1983). Skredenes erosive kraft og evne til å transportere løsmasser avhenger av snøens skjærstyrke som er proporsjonal med snøens massetetthet. Økt vanninnhold fører til økt massetetthet, men vannet medfører også at bindingene mellom snøkrystallene brytes slik at netto skjærstyrke for svært vannrik snø reduseres (Salm, 1982). Snøskred transporterer også løsmasser akkumulert på snødekket etter steinsprang og andre skredprosesser, i tillegg til løsmasser som tas opp i snømassene langs skredløpet (Blikra & Nemec, 1998). Skred som beveger seg langs et glideplan av snø vil ikke erodere i underlaget og transporterer derfor lite eller ingen løsmasser. Slike snøskred har liten landskapsendrende effekt og omtales i Rapp (1960) som *hvite* eller *rene snøskred*, mens erosive skred med høyt løsmasseinnhold betegnes som *skitne snøskred*.

3.5.1 Tørre og våte flakskred

De fleste omkomne i snøskred dør i flakskred (NVE, 2011d). Flakskred er karakterisert som en translasjonsutglidning av snø bundet sammen i flak. Skredet løsner langs et glideplan lenger ned i snødekket, eller langs en berggrunns- eller løsmasseoverflate, og etterlater en markant bruddkant i snødekket. Flaket brytes opp i store blokker av kompakt snø på vei nedover, og fordi snømassene i midten av skredet har størst fart og utløpslengde, akkumuleres massene i en tungeformet utløpssone (Rapp, 1960). Flakskred er som regel mye større enn løssnøskred, med bruddkanter som kan være opptil flere hundre meter brede (Blikra et al., 1989).

Vindtransport av snø fører til akkumulasjon i le-ventde skråninger, bekkeløp og forsenkinger i terrenget. Transporten fører til mekanisk forvitring som avrunder snøkrystallenes opprinnelige form og pakker dem til fokksnø – med vesentlig høyere massetetthet og skjærstyrke enn *løs puddersnø* (Salm, 1982). Pakkingen fører også til at snølag bindes. Dette gjør det mulig for snøen å gli ut som flak. Akkumulasjon av snø gir økt vekt, dersom vekten øker fortere enn snøen stabiliserer seg vil et skred løse ut (Blikra & Nemec, 1998). Flakskred utløses oftest i le-ventde helninger med lite eller ingen trær, med helning mellom 25 og 50 grader, med størst frekvens mellom 35 og 45 grader (Martinelli, 1974; Luckman, 1977). Skråningen må være bratt nok til at snøflak sklir ut men samtidig slak nok til at snøen akkumuleres og ikke raser ut fortløpende som mindre løssnøskred.

Tørre flakskred er vanligst på vinteren ved temperatur under null grader over lengre perioder (NVE, 2011d). Vanlige utløsningsfaktorer er strukturelle svakheter lenger ned i snødekket, rask tilførsel av snø ved kraftig snøvær kombinert med vind, eller skavlbrudd fra bratte le-ventde heng ovenfor flakskredets løsneområde (Martinelli, 1974; Luckman, 1977). *Våte flakskred* eller *kramsnøskred* forekommer oftest om våren med plussgrader over lenger tid. Tilsig av smeltevann fra snø lenger opp i skråningen eller regnvær fører til økt vanninnhold og vekt som kan føre til brudd (Blikra et al., 1989; NVE, 2011d). Vedvarende smelting fører til en homogenisering av snødekket, flakskred der hele snødekket sklir ut er derfor vanligere om våren enn om vinteren. På grunn av høy massetetthet og skjærstyrke, og fordi skredene ofte løsner helt ned til underlaget, har våte flakskred en større landskapsendrende effekt, omtalt av Rapp (1960) som *skitne snøskred*. Skredene utvikler seg ofte til en tyktflytende kanalisert masse av snø og løsmasser (Blikra & Nemec, 1998), og kan ved stor vanntilførsel utvikle seg til et *sørpeskred*.

3.5.2 Pudderskred

I Blikra & Nemec (1998) karakteriseres et *pudderskred* som en strøm av fersk puddersnø eller eldre kornet snø med lite kohesjon. Skredene utløses ofte i et punkt i bratte skråninger og ekspanderer raskt nedover skredløpet som en hurtig turbulent masse. De groveste snøkrystallene forflytter seg langs underlaget, mens finere snøpartikler virvles opp og beveger seg som en luftbåren masse (Hopfinger, 1983). Pudderskred går som regel i snødekkets overflate og har derfor

en liten erosiv effekt langs skredløpet, og omtales i Rapp (1960) som *hvite*, eller *rene snøskred*. Skredene kan imidlertid danne svært kraftig skredvind (*skredgufs/skredvind*) i utløpssonen. Slik vind kan knekke trær, knuse vinduer og velte lyktestolper (NVE, 2011d).

3.5.3 Sørpeskred

Sørpeskred er strømmer av svært vannrik snø og kan klassifiseres som et *vått løssnøskred*. Det høye vanninnholdet gir skredene stor flyteevne og høy massetetthet. Snømassene kanaliseres derfor i bekkeløp og forsenkninger langs skredløpet (Rapp, 1960). Snøens skjærstyrke og stabilitet reduseres, da bindinger brytes ved smelting og tilførsel av vann. Vann i snøens porerom fungerer også som en film som holder snøkrystallene fra hverandre (Blikra & Nemec, 1998). Fordi tilførsler av vann er en viktig faktor, er sørpeskred vanligst om våren da snøen for tilført mye vann ved snøsmelting og/eller regn. Et impermeabelt skarelag lenger ned i snødekket kan også føre til at overliggende snø blir vannmettet (NVE, 2011d). Skredene kan utløses som følge av økt vekt av vann i porene, eller ved at tørre snøskred eller skavlbrudd lenger opp i fjellsiden setter våte snømasser i bevegelse.

Høyt vanninnhold gir lav skjærstyrke til tross for snømassenes høye tetthet (Salm, 1982). Skredene kan derfor utløses på relativt slake skråninger dersom vanntilførselen er stor nok, og har svært lang rekkevidde. Sørpeskred har mange likhetstrekk med grove massestrømmer, der løsmasser transporteres i en matriks av snø og kan avsettes i levéer og lobeformer. En viktig forskjell sett fra et sedimentologisk perspektiv er at matriksen i dette tilfellet vil smelte vekk etter avsetning (Blikra & Nemec, 1998). Sørpeskred har stor erosiv effekt (Gardner, 1983) og er derfor en viktig landskapsendrende agens.

4 Metoder

I følgende kapittel gis en introduksjon til de ulike metodene som ble tatt i bruk i forbindelse med skredkartlegging og studie av innsjøsedimenter. Eventuelle svakheter og potensielle feilkilder vil bli presentert og drøftet når resultatene diskuteres i kapittel 6.

4.1 Skredkartlegging

Metodene som ble brukt i forbindelse med kartlegging av skredavsetninger er tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging og *detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng*, samt metoder for å avgjøre løsmassenes avsettende agens basert på geomorfologiske og sedimentologiske egenskaper. *Skredkartlegging* må ikke forveksles med *skredfarekartlegging*, der målet er å kartlegge gjentaksintervallet for ulike typer skred i et område. Resultatet av skredkartlegging gir ingen direkte informasjon om skredfare men er et svært nyttig verktøy for arealplanlegging og utarbeiding skredfarekart (Blikra, 1990; Rubensdotter et al., 2016).

4.1.1 Kvartærgeologiske kart og kvartærgeologisk kartlegging

Kvartærgeologiske kart gir ved hjelp av punkter, linjer og polygoner informasjon om løsmassene og landformene i et område (Fredin et al., 2014). Kartene er nyttige i ulike sammenhenger, som ved ressursdisponering av ulike løsmasser eller ved vurdering av geofarer (Ross et al., 1974; Fredin et al., 2014). Ulike landformer og jordarters beliggenhet i forhold til hverandre gir også grunnlag for tolkning av områdets glacialhistorie. Utbredelsen av fluviale sedimenter og skredavsetninger gir innsikt i hvor ulike massebevegelser har funnet sted i holocen. Mengden informasjon på et kvartærgeologisk kart avhenger av ønsket detaljeringsgrad. Kartleggingen utføres tradisjonelt i målestokk 1:50 000 og 1:200 000 (Fredin et al., 2014). I min undersøkelse ble kartleggingen gjennomført i målestokk 1:10 000, da et relativt høyt detaljnivå var ønskelig.

Løsmasser klassifiseres som ulike *jordarter* på bakgrunn av deres genese, som med unntak av *forvittringsmateriale* og *torv og myr*, er ved avsetning fra en avsettende agens (Jørgensen et al., 1997). Avsettende agenser er isbreer (*morenemateriale*), breelver (*glasifluviale sedimenter*),

bresjøer (*bresjøsedimenter*), skred (*skredavsetninger*), elver/bekker (*fluviale sedimenter*), innsjøer (*lakustrine sedimenter*), hav/fjord (*marine sedimenter*) og vind (*eoliske sedimenter*). Prosessenes ulike kompetanse og transportmekanisme fører til avsetninger med svært ulike sedimentære egenskaper. Jordartene kan dermed skilles ved å undersøke sedimentenes rundingsgrad, sortering, pakning og porøsitet. I tillegg til kartlegging av ulike jordarters utbredelse, kartlegges *landformene* i området, som kan være både *avsetningsformer* og *erosjonsformer*. Landformer angis med punkt- og linjesymboler, mens ulike jordarters utbredelse markeres med fargepolygoner (Fredin et al., 2014).

NGUs standardsymboler ble benyttet. I tillegg til punkt- og linjesymboler for erosjons- og avsetningsformer finnes det en rekke andre symboler, som for eksempel symboler knyttet til skråningsprosesser (fig. 4.1). Under feltarbeidet ble det benyttet et blank kart til å skisse et utkast basert på observasjonene. Det ferdige kartproduktet ble utarbeidet i ArcMap ved hjelp av feltnotater, terrengmodeller og flyfoto.














<u>Polygoner</u>	<u>Punkter</u>
 Skredmateriale, sammenhengende dekke	R Skredmateriale (uspesifisert)
 Skredmateriale, usammenhengende dekke	 Skredmateriale etter steinsprang og fjellskred
<u>Linjer</u>	 Skredmateriale etter snøskred
 Pronival rygg	 Skredmateriale av løsmasseskred - flomskred
 Ravine	 Snøskredtunge
 Tydelig skredløp	 Liten utglidning / lite ras
 Vifteformet skredavsetning	 Snøskredvoll med snøskredgrop
 Front av fjellskred	

Fig. 4.1: Symboler og fargepolygoner knyttet til skråningsprosesser og hurtige massebevegelser i NGUs standardsymboler for kvartærgeologisk kartlegging.

4.1.2 Detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng

Etter at NVE lanserte retningslinjer for *skred- og flomfarekartlegging* i 2011 (NVE, 2011e), har NGU begynt utviklingen av et nytt kartprodukt; *Detaljerte kvartærgeologiske kart med fokus på skråninger*, som skal gi detaljert informasjon om tidligere skredhendelser. Kartleggingen

gjennomføres i tråd med NGUs standard som spesifisert ovenfor, men med fokus på geologi av betydning for farevurderinger. Kartproduktet er dermed et nyttig verktøy til de etater og konsulenter som gjennomfører farekartlegging, ved redusert tidsbruk og økt kvalitet på konklusjonene (Rubensdotter et al., 2016). Kartproduktet skiller seg fra tradisjonelle kvartærgeologiske kart ved at kartleggingen gjennomføres i målestokk 1:10 000 og at et bredere spekter av punkter, linjer og fargepolygoner er tatt med for å nyansere avsetningene (fig. 4.2).

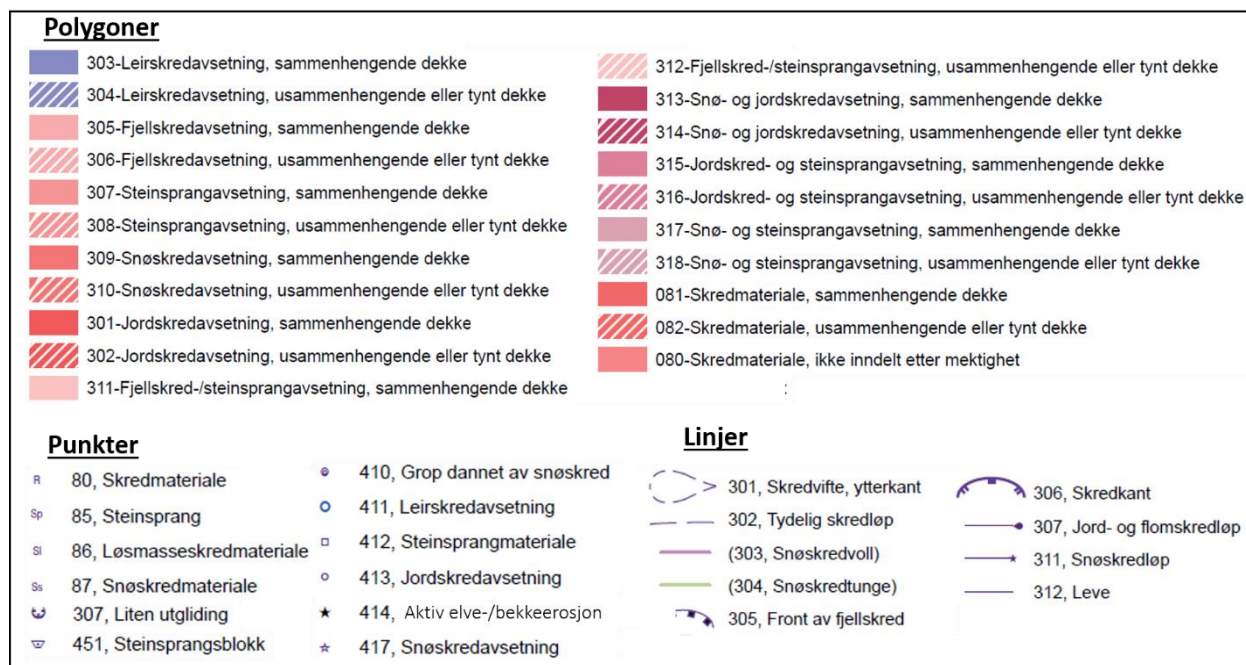


Fig. 4.2: Symboler og fargepolygoner knyttet til skråningsprosesser og hurtige massebevegelser som benyttes under detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng.

Det brede utvalget av symboler gjør det mulig for eksempel å skille mellom steinsprangblokker og flyttblokker, definere erosjonsformers genese og spesifisere én eller flere skredprosesser for en avsetning. Tidligere skredhendelser er en meget god indikasjon for hva man kan forvente i fremtiden, et slikt supplement er derfor svært nyttig ved farekartlegging. Fremgangsmåten for kartleggingen er på mange måter den samme som for tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging, men på grunn av detaljnivået er det påberegnet mer tid per areal. Kartproduktet utarbeides i GIS, basert på data innhentet ved flyfototolkning og feltarbeid, i tillegg til undersøkelser basert på høyoppløselige digitale høydemodeller (DEM) (Rubensdotter et al., 2016). De høyoppløselige digitale terrengmodellene har en oppløsning på < 1 m per piksel og er basert på LiDAR-data ('Light Detection and Ranging').

4.1.3 Logging av snitt, kornformanalyse og beskrivelse av sedimentære parametere

De ulike skredprosessene gir avsetninger med ulik sedimentologi. Gode observasjoner av de sedimentære parametere er derfor avgjørende for tolkningen av den avsettende agensen. De yngste hendelsene observeres i de kolluviale viftenes overflate, og i sedimentære snitt får man innblikk i endringer over tid. Det er imidlertid svært vanskelig å grave snitt i de umodne skredavsetningene. Observasjonene er derfor i stor grad begrenset til overflaten, og der skred- og fluviale prosesser har blottlagt sedimentære snitt ved erosjon. De sedimentære parametere er *kornstørrelse*, *orientering* og *kornform*, i tillegg til sedimentenes *sortering* og *pakningsgrad*.

For beskrivelse av *kornstørrelser* er Wentworths' kornstørrelsesinndeling benyttet, der leire er de minste partiklene og blokker de største (Wentworth, 1922). *Orientering* er en eventuell tendens til at partiklenes lengste akse vender i samme retning. Slik orientering kan oppstå under avsetning og er dermed nyttig i tolkning av avsetningsprosessen. Det er imidlertid viktig å merke at partiklene også kan orienteres av prosesser som virker på sedimentene etter avsetning. Sedimentenes *sortering* er hvorvidt partiklene har samme størrelse og form, og deres *pakningsgrad* viser i hvor stor grad sedimentene er tettpakkede og konsoliderte. *Kornformen* er et resultat av den fysiske og kjemiske forvitring sedimentpartiklene utsettes for under massetransport og gjenspeiler derfor transportmekanismen og -lengden. For å bestemme hver avsetnings kornformfordeling ble det gjennomført en kornformanalyse i utløpssonen for de ulike skredlokalitetene. I analysen ble 30 tilfeldige steiner (> 64 mm og < 254 mm) plukket ut fra et 1 m² område på overflaten av den kolluviale skråningen og rundingsgraden bestemt. Det ble benyttet fire rundingsgrader; kantet (K), kantrundet (KR), rundet (R) og godt rundet (GR), som vist i fig. 4.3.

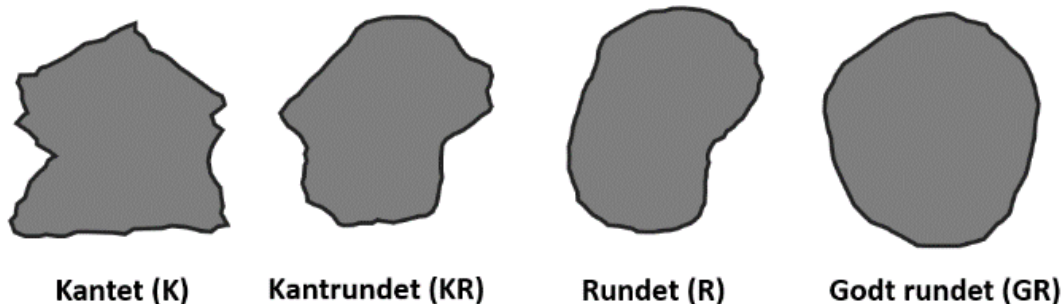


Fig. 4.3: Klassifisering av sedimentpartiklers kornform basert på fire rundingsgrader. Illustrasjon av Øystein Grasdahl, meddelt.

4.1.4 Utarbeiding av terrengmodeller i ArcGIS

Skredprosesser gir avsetninger og erosjonsformer med ulik geomorfologi. Kartlegging av geomorfologi er derfor en viktig del av skredkartlegging (Blikra, 1990). Det er ofte vanskelig å få oversikt over geomorfologien i området i felt, særlig i områder med skog. Utarbeiding av ulike terrengmodeller i ArcGIS 10.5 og studier av disse har derfor vært svært nyttig. Terrengmodeller benyttet i kartleggingsarbeidet er skyggerelieff ('*hillshade*') og helningskart ('*slope*').

Skyggerelieffmodellene kan utarbeides i ArcMap ved hjelp av '*Hillshade*'-verktøyet. Modellen fremhever terrengkontraster ved å definere en hypotetisk «sol», eller lyskilde, i en gitt høyde og retning (asimut). I modellene dannes «skygger» der topografien vender vekk fra lyskilden, mens terreng som vender mot lysskilden blir belyst. Verktøyet beregner en lys-verdi for hver raster-celle basert på en digital høydemodell (DEM) eller en digital terrengmodell (DTM). Lyskildens høyde spesifiseres i intervallet 0-90 grader, der de lave gradene representerer en «sol» lavt på himmelen som kaster lange skygger. Asimut spesifiseres i intervallet 0-360 grader der 0 grader er nord og 180 grader er sør (Esri Resources, 2017a). Ideelt baseres de digitale høyde- og terrengmodellene (DEM og DTM), som er input-dataen for skyggerelieffmodellene, på LiDAR-data ('*Light Detection and Ranging*'). Slik data baserer seg på laserskanning og har svært høy oppløsning (< 1 m). LiDAR-skanningen gjennomføres av Kartverket gjennom prosjektet *Nasjonal detaljert høydemodell*. LiDAR-dekningen er i sterk vekst, og til sammen 230 000 km² skal etter planen være skannet i løpet av 2022 (Kartverket, 2018c). Dataen er tilgjengelig på hoydedata.no.

I ArcMap kan også helningskart utarbeides fra en DEM eller DTM ved hjelp av '*Slope*'-verktøyet i '*Spatial Analyst*'-kategorien. Verktøyet beregner gradient i hver rastercelle, basert på høydeverdiene til nabocellene gitt av DEM'en eller DTM'en. Gradienten bestemmes ved hjelp av trigonometri, der den horisontale lengden spesifisert av cellens størrelse utgjør det ene katetet, og høydeforskjellen mellom cellene det andre katetet (Esri Resources, 2017b). Gradientene kan oppgis som grader eller prosenter, i min studie er alle gradienter oppgitt i grader. Gradient-verdien gitt for hver celle representerer cellens gjennomsnittlige gradient i den største fallretningen.

4.1.5 Studie av flyfoto og 3D-fotogrammetri

«Norge i 3D» er en gratis tjeneste med 3D-modell av hele landet utviklet av Norkart og er tilgjengelig på norgei3d.no (Norkart, u.å.). I modellen kan man orientere seg rundt og få et svært godt inntrykk av topografi og vegetasjonsdekket i tillegg til enkelte store landformer. Modellen er utarbeidet ved bruk av høydekoter fra kartverkets N50 kart, der ortofoto fra «Norge i bilder» er lagt over modellen. På norgeibilder.no er flyfoto tilgjengelige digitalt som ortofoto, hvilket muliggjør bruk av digitale flyfoto sammen med andre geografiske data (Norge i bilder, 2018). I arbeidet med de kvartærgeologiske kartene ble ortofoto av Uskedalen fra 2013 lastet ned som datalag til bruk i ArcGIS.

Ortofoto ble også benyttet for å få innsikt i hvilke deler av dalen det har vært skredaktivitet de siste årene. På «Norge i bilder» er det tilgjengelige ortofoto fra studieområdet fra 1993, 2003, 2006 og to sett fra 2013, og deler er dekket av flyfoto fra 1963. Flyfoto fra 1963 og 1993 er svart-hvit og har en nokså dårlig kvalitet. Sammenligning av vegetasjonsdekket, trær og løsmasser i skredenes utløpssoner på ulike flyfoto, gir en indikasjon på hvilke områder det har vært skredaktivitet i tidsrommet mellom bildene. På bildene fra både 1963 og 1993 er det betydelig mindre trær og vegetasjon. Dette skyldes at området i større grad ble brukt til beite tidligere, samt at klimaendringer kan ha påvirket vegetasjonen. Endringer i tetthet, høyde og annen vegetasjon er derfor en noe usikker indikasjon på skredaktivitet.

4.2 Studie av innsjøsedimenter

I håp om å finne spor etter skredprosesser arkivert i Fjellandsbøvatnet ble det tatt to ‘gravity’-kjerner – FJG-117 og FJG-217. Metodene tatt i bruk i forbindelse med studie av innsjøsedimenter er batymetrisk kartlegging, kjernetakning, CT-skanning og AMS-radiokarbondatering. Studie av innsjøsedimenter blir benyttet som *proksi*-data for en rekke undersøkelser, da det er mulig å få høyoppløselige data flere tusen år tilbake i tid. Informasjon om de geologiske prosessene i nedslagsfeltet «arkiveres» i innsjøene og er blant annet brukt til rekonstruksjon av isbreer, ved pollenanalyser og ved studier av flomhistorikk. Også skredprosessers størrelse og frekvens kan studeres ved hjelp av innsjøsedimenter (f. eks. Sletten et al., 2003; Nesje et al., 2007; Sletten & Blikra, 2007; Rubensdotter & Rosqvist, 2009; Vasskog et al., 2011). Kjennskap til hvilke prosesser som har vært aktive i nedslagsfeltet er avgjørende for å forstå de sedimentære signalene i kjernene (Rubensdotter & Rosqvist, 2003; Støren et al., 2010), dette ble opparbeidet gjennom skredkartleggingsarbeidet beskrevet i kapittel 4.1.

4.2.1 Batymetrisk kartlegging

For å finne egnede borelokaliteter ble det gjennomført en batymetrisk kartlegging av Fjellandsbøvatnet. Kartleggingen ble gjennomført ved å måle dybder langs 11 tverrprofiler (vest – øst) og 8 lengdeprofiler (sør – nord) fra en robåt. Et ekkolodd av typen ‘Garmin Fishfinder 250’ ble festet bak på båten og en GPS av typen ‘Garmin etrex 20x’ ble benyttet for å spore ruta. Dybdemålinger ble avlest for ca. hver tiende meter, samtidig som et geografisk punkt ble markert med GPS’en. Hver dybdemåling ble notert sammen med GPS-punktets nummer, slik at hver dybdemåling fikk en kjent geografisk plassering. Det var nødvendig med tre personer for å gjennomføre denne kartleggingen, én til å ro, én til å lese av dyp og markere punkter i GPS’en, og én til å notere dybdemålinger og GPS-punktets nummer.

Dataene fra dybdemålingene ble behandlet i ArcMap 10.5 for å utarbeide et batymetrisk kart. Første steg var å digitalisere dybdemålingene ved å legge disse inn i Microsoft Office Excel. Deretter ble det lagrede GPS-sporet lastet inn i ArcMap. Denne filen inneholder dybdemålingenes geografiske plassering. Excel-filen med dybde-verdier ble også lastet inn i ArcMap, der hvert

punkt fikk spesifisert en dybdeverdi i punktenes 'attribute'-tabell. I tillegg til dybdemålingene punktfestet av GPS-sporet, ble punkter langs kanten av Fjellandsbøvatnet gitt dybdeverdi 0 for å markere strandlinjen.

Ettersom de eneste kjente dybdeverdier var ekkoloddmålingene og punktene langs strandlinjen, var det nødvendig å interpolere dypet mellom punktene. Interpoleringen ble gjort i ArcMap ved hjelp av 'IDW'-verktøyet ('Inverse distance weighted interpolation'). IDW interpolerer celleverdiene ved en lineært vektet kombinasjon av kjente punkters z-verdi (Esri Resources, 2017c). De interpolerte verdiene er den beregnede dybden, mens punktene er den geografiske plasseringen til de kjente dybdeverdiene (z). De kjente verdiene er vektet invers med distansen, slik at de nærmeste dybdeverdiene påvirker den interpolerte dybden mest. Området som skulle prosesseres ('Processing extent') ble satt til omrisset av vannet.

4.2.2 Kjernetakning

Til kjernetakningen ble det benyttet en 'UWITEC gravity-corer'. Uskedalsvassdraget er kjent for sin sjørrettbestand, så medbrakte båter er ikke tillatt i frykt for overføring av fremmede organismer fra andre vann. Kjernetakningsutstyret ble derfor sprayet med desinfiserende middel før bruk (fig. 4.4). Ideelt tas sedimentkjerner fra en flåte for å få økt stabilitet. Da ingen flåte var tilgjengelig og dessuten ikke tillatt her, ble den samme robåten benyttet under den batymetriske kartleggingen tatt i bruk (fig. 4.5).

Prøvetakeren festes til boreapparatet ved hjelp av en klemmemekanisme øverst på boret (fig. 4.6). Over prøvetakeren er et lokk som fører til dannelse av et vakuum i sylindren. Dette forhindrer at sedimentprøven sklir ut ved heising. Nederst på boret er en tung hammer som opereres manuelt fra overflaten ved at den løftes opp av en snor og slippes, slik bankes prøvetakeren gradvis ned i sedimentene. Hammeren ble hevet og sluppet til det var tydelig at prøvetakeren ikke kom lenger ned i sedimentene. Boret ble deretter heist forsiktig om bord og åpningen i bunnen av prøvetakeren ble forseglet med 'oasis', lokk og tape. Prøvetakerne hadde en lengde på 2 m og diameter på 90 mm. Delen av prøvetakeren som ikke ble fylt med sediment, ble kappet av med en sag, før også denne enden ble forseglet.



Fig. 4.4 (venstre): Desinfisering av 'UWITEC gravity-coreren' for å unngå overføring av mulige fremmede skadeorganismer til Uskedalsvassdraget. Foto: Ole Martin Nuven.

Fig. 4.5 (midt): Kjernetakning fra robåt. Kjernetakeren ble senket fra båtens akterende for å kunne arbeide under mest mulig stabile forhold. Foto: Ole Martin Nuven.

Fig. 4.6 (høyre): 'UWITEC gravity-coreren' med de ulike komponentene markert. Foto: Fanny E. Johansson.

4.2.3 CT-skanning

Sedimentkjernene ble splittet på langs før de ble dekket med plastfilm og pakket i plastposer for å forhindre uttørking. Kjernenes ene halvdel ble eksemplar for eventuell prøvetakning og logging, mens den andre forble uforstyrret. Både FJG-117 og FJG-217 ble logget visuelt for å få et innblikk i kjernenes sedimentære sekvenser for å kunne planlegge de videre analysene. På bakgrunn av observasjoner under loggingen og kjernenes borelokaliteter ble det bestemt å gjennomføre CT-skanning av FJG-117, noe jeg kommer tilbake til i kapittel 5.

CT-skanning er en ikke-destruktiv metode for indirekte kvantifisering av massetetthetsfordelingen i et prøvemateriale. Metoden ble først benyttet i geologisk sammenheng ved karakterisering av reservoarbergarter (Vinegar & Wellington, 1987; Wellington & Vinegar, 1987) og er benyttet for analyse av sedimentkjerner, f.eks. av Orsi et al. (1994), Bendle et al. (2015), van der Bilt et al. (2018) og Eriksen (2018). CT-skanning av sedimentkjerner er svært nyttig, da en stor datamengde kan innhentes på kort tid uten å forstyrre de sedimentære sekvensene i kjernen. Sedimentkjerner kan skannes hele, men i dette tilfellet ble den splittede kjernen benyttet, da visuell inspeksjon skulle

avgjøre om det var verdt å foreta en CT-skanning. Når splittede kjerner skannes, dekkes den åpne delen med plastfilm for å bevare fuktigheten og av en metallplate for å forhindre at sedimentene faller ut. Kjernen festes deretter loddrett i CT-skanneren (fig. 4.7).

CT-skanning er komplisert og kun en forenklet beskrivelse av dens virkemåte gis her. Skanneren er utstyrt med en røntgenstrålekilde og -mottaker. Prøven plasseres mellom disse. Røntgenstråler sendes gjennom prøven, til mottakeren, som måler strålingens styrke. Prøven roteres, i tillegg til at strålingskilden og mottakeren beveger seg opp og ned, slik at prøven skannes fra alle vinkler. Strålingsintensiteten (I_0) spesifiseres før skanningen starter. Strålingsintensiteten som mottas (I) avhenger av prøvens absorpsjonsevne som er proporsjonal med prøvematerialets massetetthet. I blir dermed et indirekte mål på massetettheten og oppgis med en gråskalaverdi, der høye verdier representerer relativt høy massetetthet.

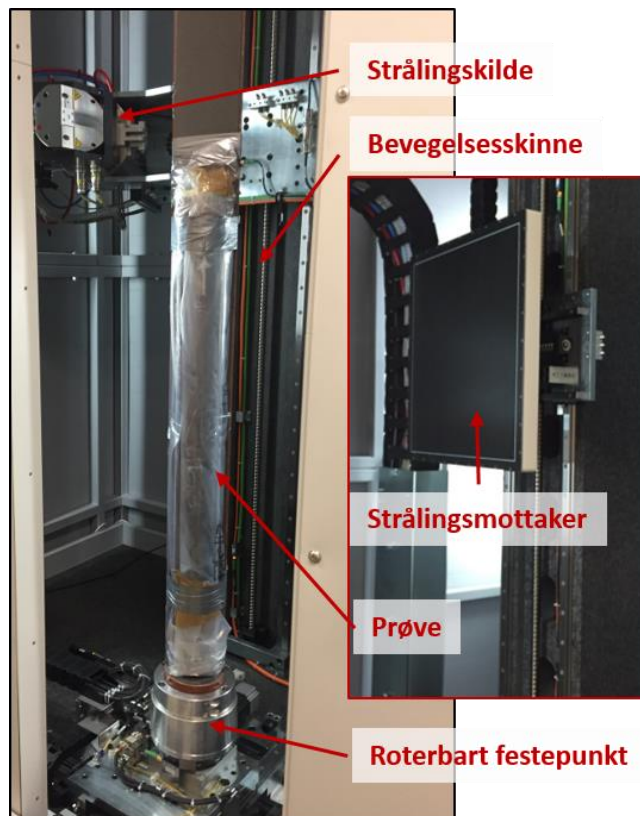


Fig. 4.7: CT-skanner av typen ProCon-X-Ray CT-ALPHA, de ulike komponentene er markert.

Fra gråskalaverdiene kan deretter volum-piksler genereres og plottes i et 3D-grid for visualisering av kjernens indre strukturer basert på materienes ulike massetetthet, som fordeling av sedimentpartikler, vann og eventuelle organiske fragmenter. Skanningen ble utført med en 'ProCon-X-Ray CT-ALPHA computed tomography' CT-skanner satt til 100 kV og 900 μ A. Skanneren tok bilder med oppløsning på 52,4 μ m med eksponeringstid på 267 msek. En 0,25 mm³-voxel 3D-modell ble deretter generert fra CT-dataene i FEI Avizo 3D for visualisering og dataprosessering.

4.2.4 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er svært mye brukt innen geologi, paleontologi og arkeologi, for å aldersbestemme objekter med organisk materiale. Metoden baserer seg på bestemmelse av mengden av den radioaktive isotopen ^{14}C i døde organismer (Libby, 1960). ^{14}C dannes kontinuerlig i atmosfæren fra den stabile isotopen ^{12}C i CO_2 -molekyler, som et resultat av kosmisk stråling, og tas opp i planter gjennom fotosyntesen. Når organismen dør slutter opptaket av ^{14}C og mengden av isotopen reduseres gradvis på grunn av radioaktiv nedbrytning. Hvor lenge nedbrytningen har foregått bestemmes utfra mengden ^{14}C i prøven og den radioaktive isotopens halveringstid. Mengden av ^{14}C i prøvematerialet måles vha. massespektrometri akselerasjon (AMS). Forholdet mellom ^{12}C og ^{14}C i atmosfæren har imidlertid ikke vært konstant, det er derfor nødvendig å bruke en kalibreringskurve for å omgjøre ^{14}C -år til kalenderår.

Ved logging av sedimentkjernene og ved analyse av CT-data ble sedimentene delt inn i enheter, og enheter det var ønskelig å datere ble identifisert. Prøver til radiokarbondatering ble tatt som 'bulk'-sammensetning av gyttje og sendt til Nasjonallaboratoriet for datering, NTNU. Det ble datert på både de organiske fragmentene i prøvene og på mobilisert karbon løst i vann (karbonsyre).

5 Resultater

5.1 Skredkartlegging

Resultatet av skredkartleggingen er vist i kapittel 5.1.1 som et tradisjonelt kvartærgeologisk kart og et *detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger*. Skredkartleggingen viser at de dominerende skredprosessene nedenfor Ulvanosamassivet er flakskred, sørpeskred, steinsprang og steinskred, og at grove massestrømmer og flomskred har vært avgjørende for dannelsen store vifteformasjoner nedenfor botnene. Den østre dalsiden er preget av flomskred langs bekkeløpene, men også steinsprang har ført til akkumulasjon av store mengder løsmasser nedenfor Gråfjellet.

Datagrunnlaget for disse tolkningene er feltobservasjoner, kornformanalyser, flyfotostudier, terrengprofiler og terrengmodeller, og er presentert under tilhørende skredtype i kapittel 5.1.2-5.1.5. Begrunnelsen for tolkningen kommer jeg tilbake til i kapittel 6, der mine funn sammenlignes med andre studier. Her vil også indikasjoner for diverse observasjoner i datagrunnlaget settes i en større kontekst, for å besvare problemstillingene presentert innledningsvis (kapittel 1).

Kartet på neste side (fig. 5.1) viser skredlokalitetene, der et representativt utvalg for hver skredtypene er angitt A-D og lokalitet 1-4. Bilder og kornformanalyser vil bli referert til med bokstav og tall fra hvilke lokaliteter de er fra. I tillegg er fotopunkt og posisjon for kornformanalyser gitt i vedlegg 1, der hver figur har en spesifisert UTM-koordinat. Utsnitt av flyfoto, skyggerelieff og helningskart er gitt for de navngitte lokalitetene, og er gitt for hele studieområdet i henholdsvis vedlegg 2, 3 og 4. Som beskrevet i metodekapittelet er terrengmodellene utarbeidet fra DTM basert på høyoppløselig LiDAR-data. Da det ikke er LiDAR-dekning for de øverste partiene av Ulvanosamassivet, er disse områdene basert på *den nasjonale høydemodellen* med en oppløsning på 10 x 10 m. For skyggerelieffmodellene er lyskildens asimut satt til 315 grader og høyden til 45 grader, men også andre innlysningsretninger er benyttet i tolkningen. For helningskartene er gradientene klassifisert i 20 grupper. De lave gradientene har et mindre intervall for bedre å nyansere helningen i utløpssonene. Alle terrengprofiler er utarbeidet med høydedata fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b). Sammenlikning av flyfoto fra 1963, 1993, 2003, 2006 og 2013 er gjort for alle lokaliteter for å se etter skredaktivitet i nyere tid, men er kun presentert for et utvalg av lokaliteter der skredrelaterte endringer er tydelige.

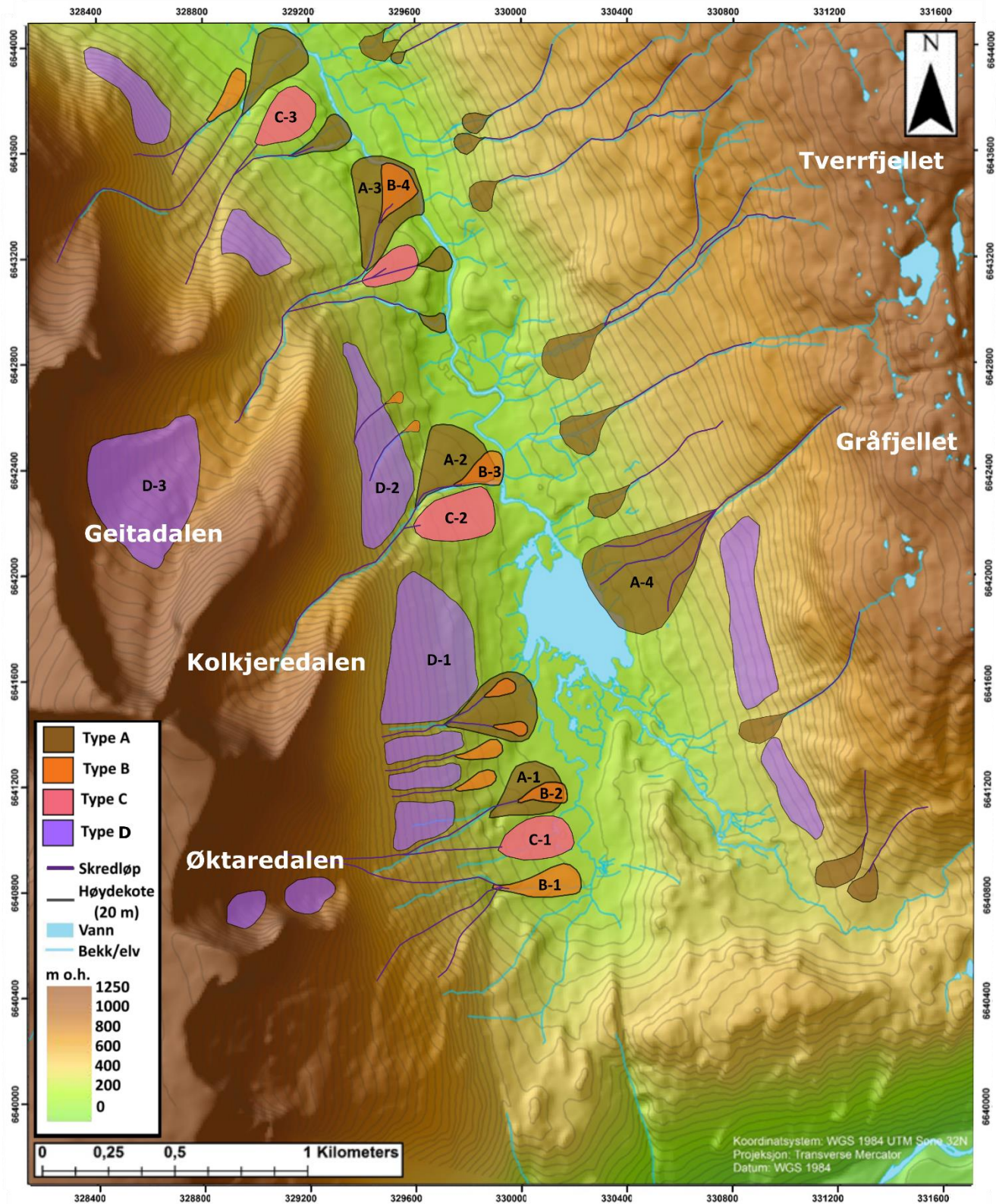
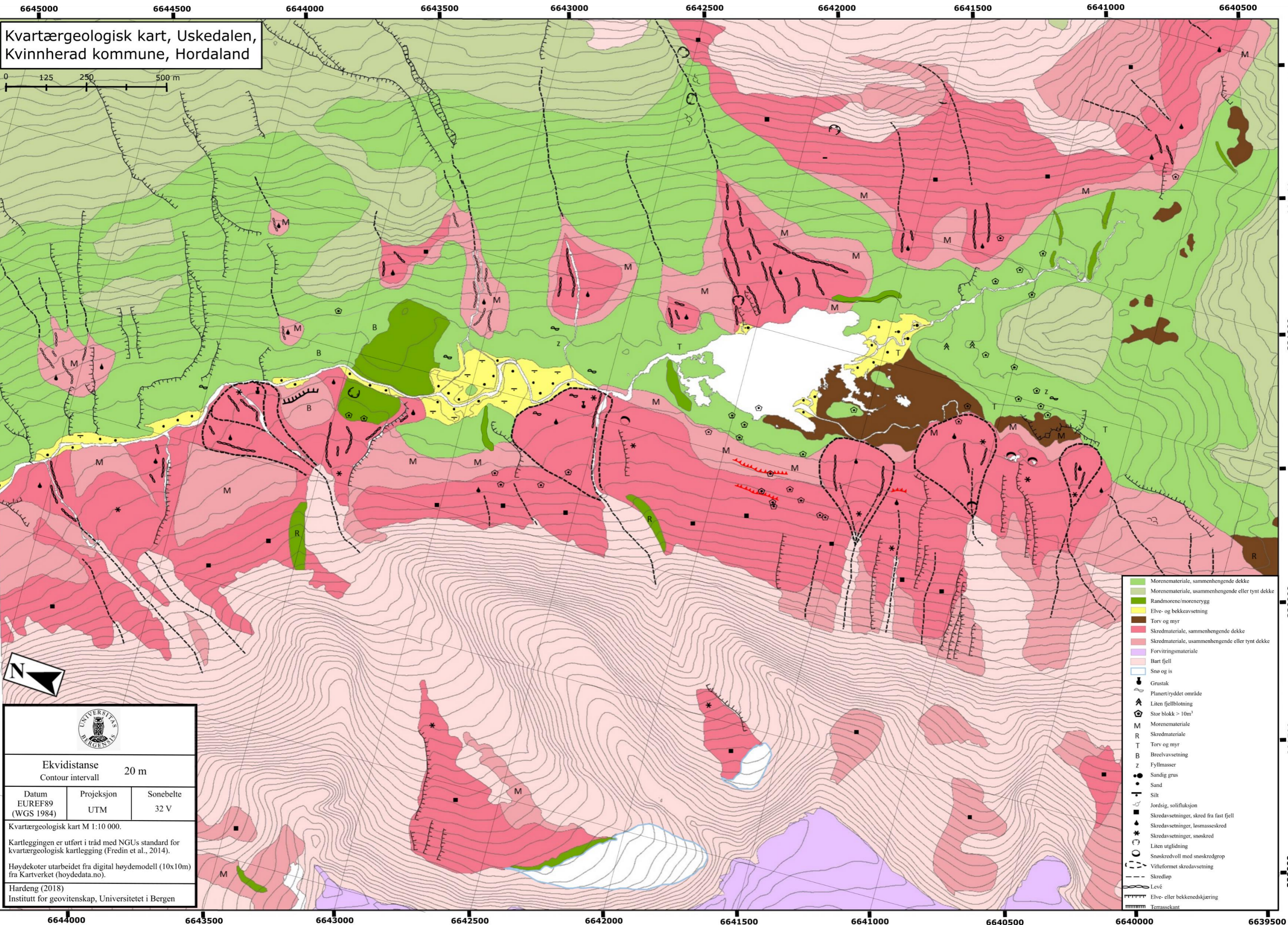
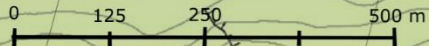


Fig. 5.1: Lokaltetskart over studieområdet viser inndelingen i fire ulike lokalitetstyper (A-D) på bakgrunn av liknende geomorfologi og sedimentologi. De nummererte lokalitetene er valgt ut som et representativt utvalg for de respektive skredavsetningstypene i studieområdet og brukes som referanse i datapresentasjonen. Modellen er utarbeidet i ArcGIS ved å kombinere en digital terrengmodell (DTM) og en skyggerelieffmodell. DTM med oppløsning på 10 x 10 m, hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Kvartærgeologisk kart, Uskedalen, Kvinnherad kommune, Hordaland



UNIVERSITÄT BERGENS

Ekvidistanse 20 m
Contour intervall

Datum EUREF89 (WGS 1984)	Projeksjon UTM	Sonebelte 32 V
--------------------------------	-------------------	-------------------

Kvartærgeologisk kart M 1:10 000.

Kartleggingen er utført i tråd med NGUs standard for kvartærgeologisk kartlegging (Fredin et al., 2014).

Høydekoter utarbeidet fra digital høydemodell (10x10m) fra Kartverket (hoydedata.no).

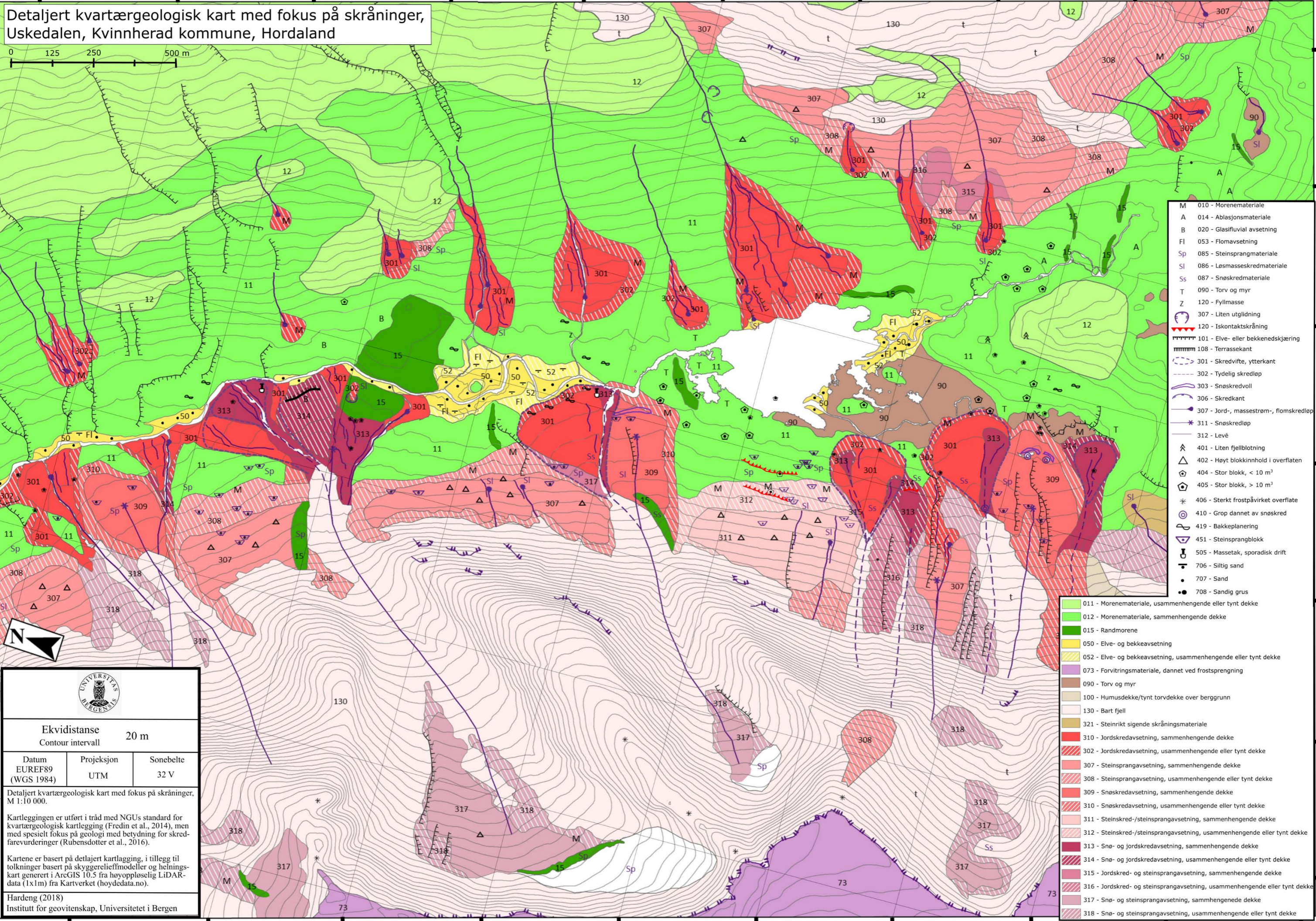
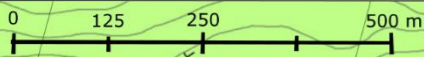
Hardeng (2018)
Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen

- Morenemateriale, sammenhengende dekke
- Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke
- Randmorene/morenerygg
- Elve- og bekkeavsetning
- Torv og myr
- Skredmateriale, sammenhengende dekke
- Skredmateriale, usammenhengende eller tynt dekke
- Forvittringsmateriale
- Bart fjell
- Sno og is
- Grustak
- Planert/ryddet område
- Liten fjellblotning
- Stor blokk > 10m³
- M Morenemateriale
- R Skredmateriale
- T Torv og myr
- B Breevlavsetning
- Z Fyllmasser
- Sandig grus
- Sand
- Silt
- Jordsig, solifluksjon
- Skredavsetninger, skred fra fast fjell
- Skredavsetninger, løsmasseskred
- Skredavsetninger, snøskred
- Liten utglidning
- Snøskredvull med snøskredgrop
- Vifteformet skredavsetning
- Skredløp
- Levé
- Elve- eller bekkenedskjæring
- Terrassekant

6644000 6643500 6643000 6642500 6642000 6641500 6641000 6640500 6640000 6639500

6645000 6644500 6644000 6643500 6643000 6642500 6642000 6641500 6641000 6640500

Detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger, Uskedalen, Kvinnherad kommune, Hordaland



- M 010 - Morenemateriale
- A 014 - Ablasjonsmateriale
- B 020 - Glasifluvial avsetning
- Fl 053 - Flomavsetning
- Sp 085 - Steinsprangmateriale
- Sl 086 - Løsmasseskredmateriale
- Ss 087 - Snøskredmateriale
- T 090 - Torv og myr
- Z 120 - Fyllmasse
- 307 - Liten utglidning
- 120 - Iskontaktsskråning
- 101 - Elve- eller bekkenedskjæring
- 108 - Terrassekant
- 301 - Skredvifte, ytterkant
- 302 - Tydelig skredløp
- 303 - Snøskredvøll
- 306 - Skredkant
- 307 - Jord-, massestrøm-, flomskredløp
- 311 - Snøskredløp
- 312 - Levé
- 401 - Liten fjellblotning
- 402 - Høyt blokkinnhold i overflaten
- 404 - Stor blokk, < 10 m³
- 405 - Stor blokk, > 10 m³
- 406 - Sterkt frostpåvirket overflate
- 410 - Grop dannet av snøskred
- 419 - Bakkeplanering
- 451 - Steinsprangblokk
- 505 - Massetak, sporadisk drift
- 706 - Siltig sand
- 707 - Sand
- 708 - Sandig grus

- 011 - Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke
- 012 - Morenemateriale, sammenhengende dekke
- 015 - Randmorene
- 050 - Elve- og bekeavsetning
- 052 - Elve- og bekeavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
- 073 - Forvittringsmateriale, dannet ved frostsprengning
- 090 - Torv og myr
- 100 - Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunn
- 130 - Bart fjell
- 321 - Steinrikt sigende skråningsmateriale
- 310 - Jordskredavsetning, sammenhengende dekke
- 302 - Jordskredavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
- 307 - Steinsprangavsetning, sammenhengende dekke
- 308 - Steinsprangavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
- 309 - Snøskredavsetning, sammenhengende dekke
- 310 - Snøskredavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
- 311 - Steinskred-/steinsprangavsetning, sammenhengende dekke
- 312 - Steinskred-/steinsprangavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
- 313 - Snø- og jordskredavsetning, sammenhengende dekke
- 314 - Snø- og jordskredavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
- 315 - Jordskred- og steinsprangavsetning, sammenhengende dekke
- 316 - Jordskred- og steinsprangavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
- 317 - Snø- og steinsprangavsetning, sammenhengende dekke
- 318 - Snø- og steinsprangavsetning, usammenhengende eller tynt dekke





Ekvidistanse 20 m
Contour intervall 20 m

Datum EUREF89 (WGS 1984)	Projeksjon UTM	Sonebelte 32 V
--------------------------------	-------------------	-------------------

Detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger, M 1:10 000.

Kartleggingen er utført i tråd med NGUs standard for kvartærgeologisk kartlegging (Fredin et al., 2014), men med spesielt fokus på geologi med betydning for skredfarevurderinger (Rubensdotter et al., 2016).

Kartene er basert på detaljert kartlegging, i tillegg til tolkninger basert på skyggerleiefmodeller og helningskart generert i ArcGIS 10.5 fra høyoppløselig LiDAR-data (1x1m) fra Kartverket (hoydedata.no).

Hardeng (2018)
Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen

6644000 6643500 6643000 6642500 6642000 6641500 6641000 6640500 6640000 6639500

5.1.2 Grove massestrømmer/flomskred

Lokalitetstype A er tolket som grov massestrøm- og flomskreddominerte lokaliteter. Disse lokalitetene har løsnemåte henholdsvis i Øktaredalen, Kolkjeredalen, Geitadalen og i dalsiden nedenfor Gråfjellet. Grove massestrømmer og flomskred er den dominerende skredtypen langs den østre dalsiden, men har også ført til dannelse av store skredvifter nedenfor botnene langs den vestre dalsiden (lokalitet A-1-3, fig. 5.2-4). Til tross for stor utbredelse langs den østre dalsiden, er kun lokalitet A-4 trukket frem som representativ lokalitet herfra (fig. 5.5). Årsaken til dette er at tett skog, kunstig planering og noe bebyggelse gjorde feltbaserte observasjoner vanskelig, og at et tykt vegetasjonsdekke kombinert med blokker i overflaten gjorde graving umulig. Lokalitet A-1-3 har dype erosjonsspor som kutter viftene, hvilket ga et særdeles godt innsyn i viftenes sedimentologi, feltinnsatsen ble derfor fokusert her.

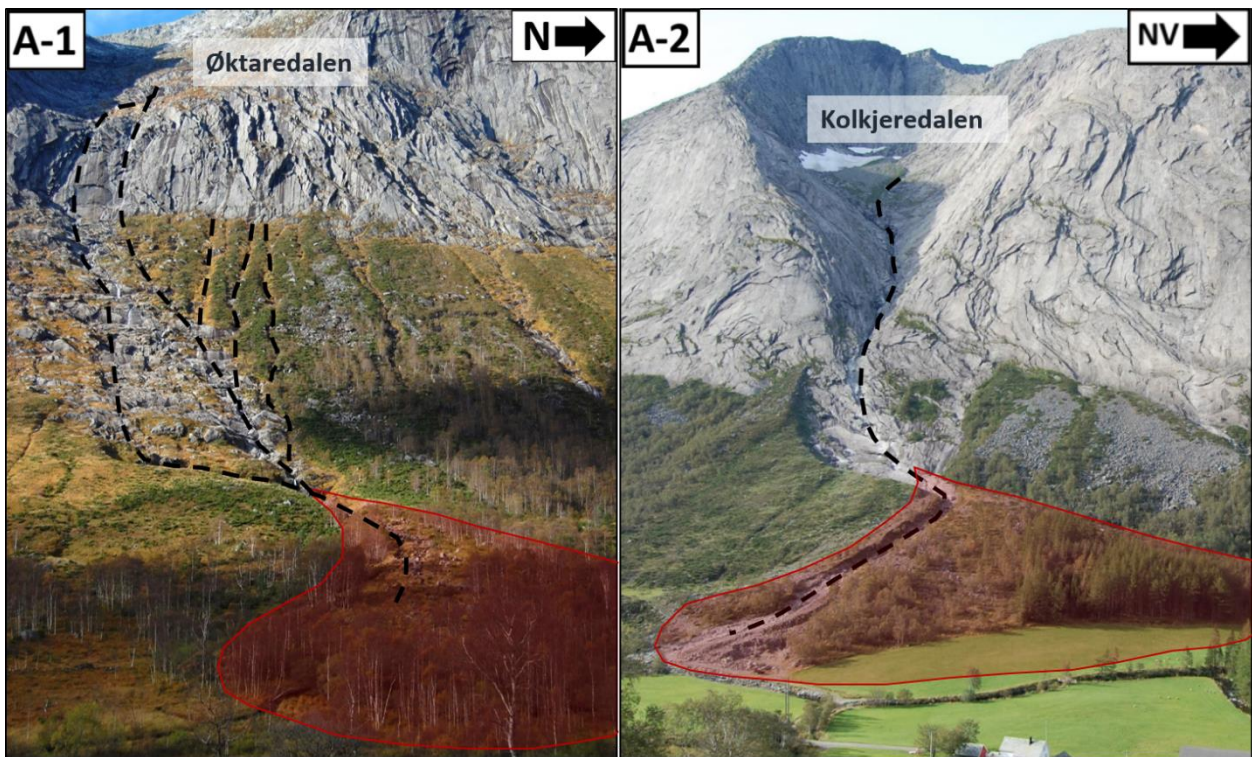


Fig. 5.2 (venstre): Skredvifta på lokalitet A-1 ligger nedenfor Øktaredalen. Flere små bekker renner fra botnen ned på viftas rot punkt. Langs løpene er det tydelige tegn til erosjon.

Fig. 5.3 (høyre): Skredvifta på lokalitet A-2 er avsatt nedenfor Kolkjeredalen, også her er det tydelige tegn til erosjon langs skredløpet.

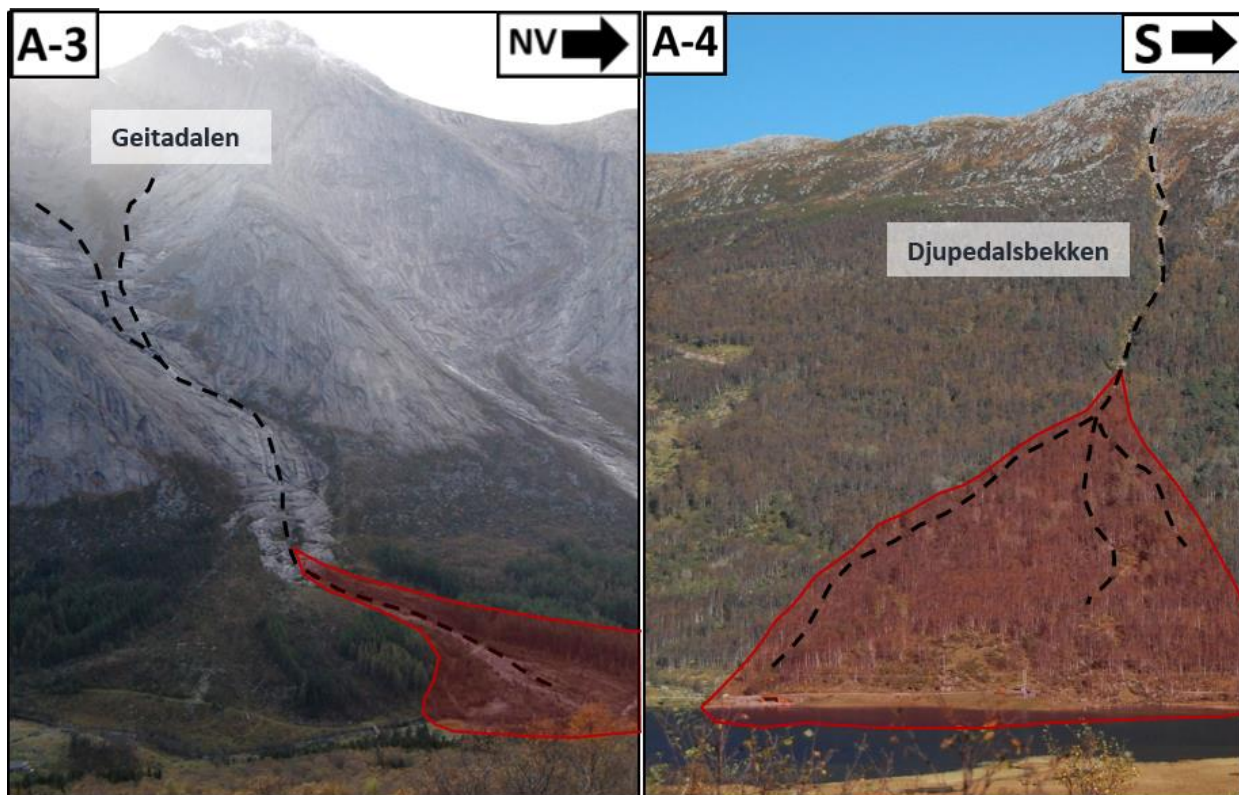


Fig. 5.4 (venstre): Lokalitet A-3 er en stor skredvifte som kuttes av Uskedalselva i bunn av dalen. Vifta er avsatt nedenfor Geitadalen, den største av botnene i Ulvanosamassivet.

Fig. 5.5 (høyre): På lokalitet A-4 er skredavsetninger avsatt langs Djupedalsbekken som renner fra Gråfjellet på dalens østside, utløpssonen går ut i Fjellandsbøvatnet.

Av oversiktsbildene ovenfor kommer skredløpene tydelig frem som forsenkninger med tydelige tegn til erosjon, der rennende vann akkumuleres og danner bekker. Her kanaliseres grove massestrømmer og flomskred som ledes ned til et rotpunkt, der skredene går fra å være erosive til å avsette løsmasser som et resultat av redusert erosjonskraft når helningen avtar. Skredløpene er tydelige som løsmassefrie og vegetasjonsløse felter på lokalitet A-1-3 og som et dypt spor i løsmassene i dalsiden på A-4.

Lengdeprofiler for lokalitetene er vist i fig. 5.6 (neste side), der rotpunktet, som markerer overgangen fra skredløp til utløpssone er markert med «X». Lokalitetenes relieff er mellom 450 og 650 m. Av profilene fremkommer det tydelig at skredløpenes helning på lokalitetene i vest (A-1-3) er ujevne. Dette er et resultat av at erosjon har fjernet løsmassene, slik at helningen styres av berggrunnens topografi. I øst er ikke berggrunnen eksponert langs skredløpene, hvilket fører til mer jevne skredløp med en gjennomsnittlig helning på mellom 25 og 30 grader.

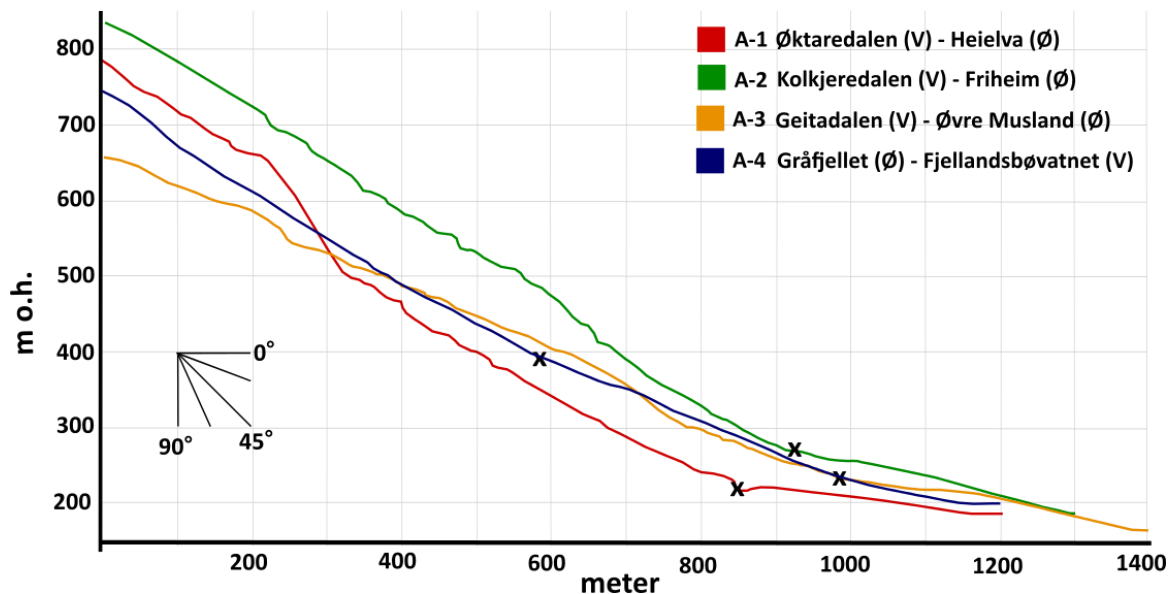


Fig. 5.6: Lengdeprofil av skredløp og utløpssone for lokalitet A-1-4, der overgangen fra skredløp til utløpssone er markert med X. Nærmeste stedsnavn for løснеområde og utløpssone er oppgitt. Profilene er utarbeidet med høydedata fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Løснеområdet for skredene er i alle tilfeller i områder med mye løsmasser. Den østre dalsiden har et tykt morenedekke. Langs skredløpet er det mange ferske spor etter utglidninger (fig. 5.7), som kombinert med tidvis høy vannføring i bekken kan ha ført til utløsning av grove massestrømmer og flomskred. På vestsiden fungerer botnformasjonene som vannsamlende trakter ved kraftig nedbør. I kombinasjon med skredavsetninger fra botnenes dalsider og morenemateriale avsatt av botnbreen, kan dette føre til grove massestrømmer og flomskred (fig. 5.8).

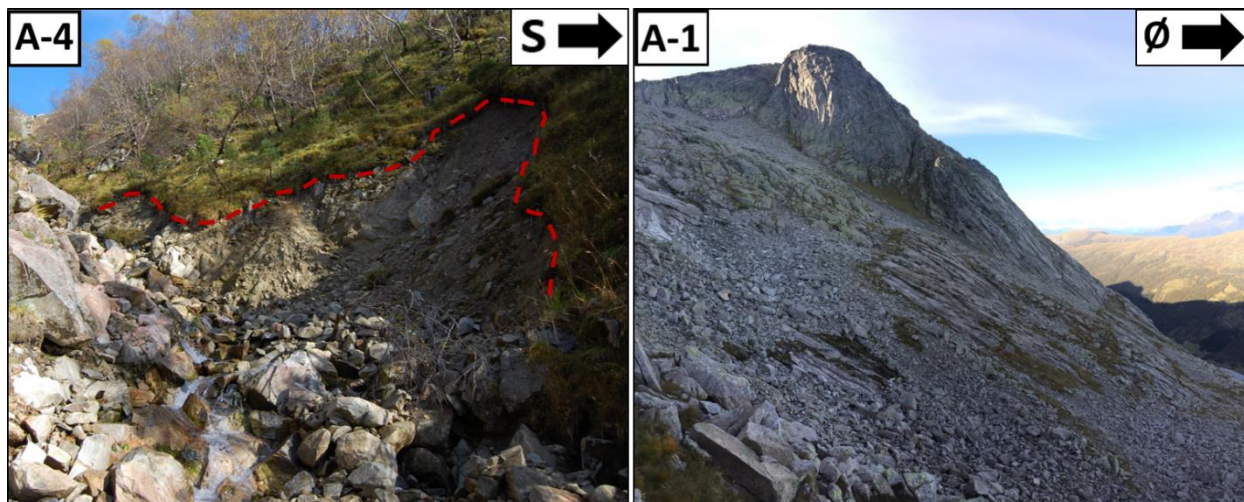
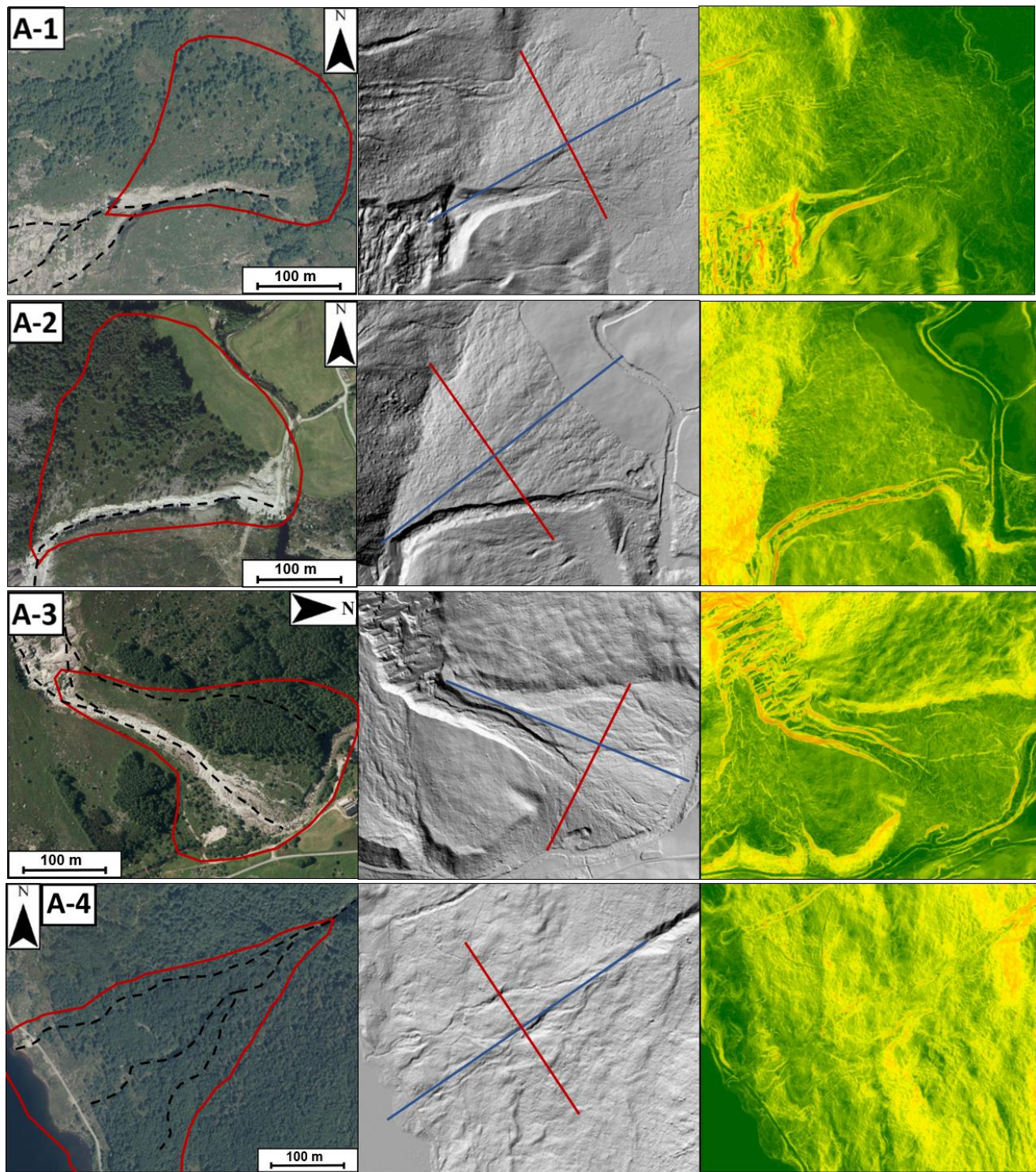


Fig. 5.7 (venstre): Djupedalsbekken på lokalitet A-4 renner i bunnen av et dypt erosjonsspor i morenematerialet, der det er flere spor etter ferske utglidninger. Rød stiplet linje markerer en fersk utglidnings bruddkant.

Fig. 5.8 (høyre): Løsnemråde for lokalitet A-1 er botnen Øktaredalen, der store mengder løsmasser er akkumulert som resultat av skred fra dalsidene og morenemateriale avsatt av botnbreen, som en gang lå her.



Gradient (grader)		
0-3	21-24	45-50
3-6	24-27	50-55
6-9	27-30	55-60
9-12	30-33	60-65
12-15	33-36	65-70
15-18	36-40	> 70
18-21	40-45	

Fig. 5.9: Flyfoto, skyggerelieffmodeller og helningskart for lokalitet A-1-4. På flyfotoene er skredavsetningenes utbredelse markert med rødt og skredløpene er markert med stiplet linje. Blå og rød strek på skyggerelieffmodellene markerer utgangspunkt for lengde- og tverrprofiler vist i fig. 5.10 og 5.11. Alle flyfoto er tatt i 2013 og er hentet fra norgebilder.no. Skyggerelieff og helningskart er utarbeidet fra DTM med oppløsning på 1 x 1 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Fig. 5.9 på forrige side viser flyfoto, skyggerelieffmodell og helningskart for lokalitetstype A. På flyfotoene er skredavsetningenes utbredelse markert med rød linje og svart stiplet linje markerer skredløp. Blå og rød linje på skyggerelieffmodellen markerer utgangspunktet for lengde- og tverrprofiler av utløpssonene, som er vist i fig. 5.10 og 5.11.

Flyfoto for A-1-3 viser at de distale delene av viftene er dekket av åpen skog, mens mengden trær avtar mot viftenes rotpunkt. A-4 er dekket av til dels tett skog, med unntak av områder nær selve skredløpet. I skredløpene og erosjonssporene i viftene er det lite vegetasjon, og løsmassene er synlige i overflaten. Skyggerelieffmodellene fremhever avsetningenes vifteform og dype erosjonsspor fra viftenes rotpunkt til bunnen av dalen på A-1-3. A-4 har ikke en like veldefinert vifteform, men det dype erosjonssporet i morenematerialet, som leder ned til rotpunktet der løpet deler seg er tydelig i modellen.

I skredavsetningenes rotpunkt er helningen mellom 20 og 25 grader, mens viftenes gjennomsnittlige helning er mellom 12 og 18 grader. Lengdeprofilene av skredviftene (fig. 5.10) viser at overflaten til utløpssonene for A-2 og A-3 nærmest er parallelle, med en gjennomsnittlig helning på ~15 grader. A-1 har en noe slakere utløpssone med ~12 grader, og A-4 en noe brattere utløpssone med ~18 grader.

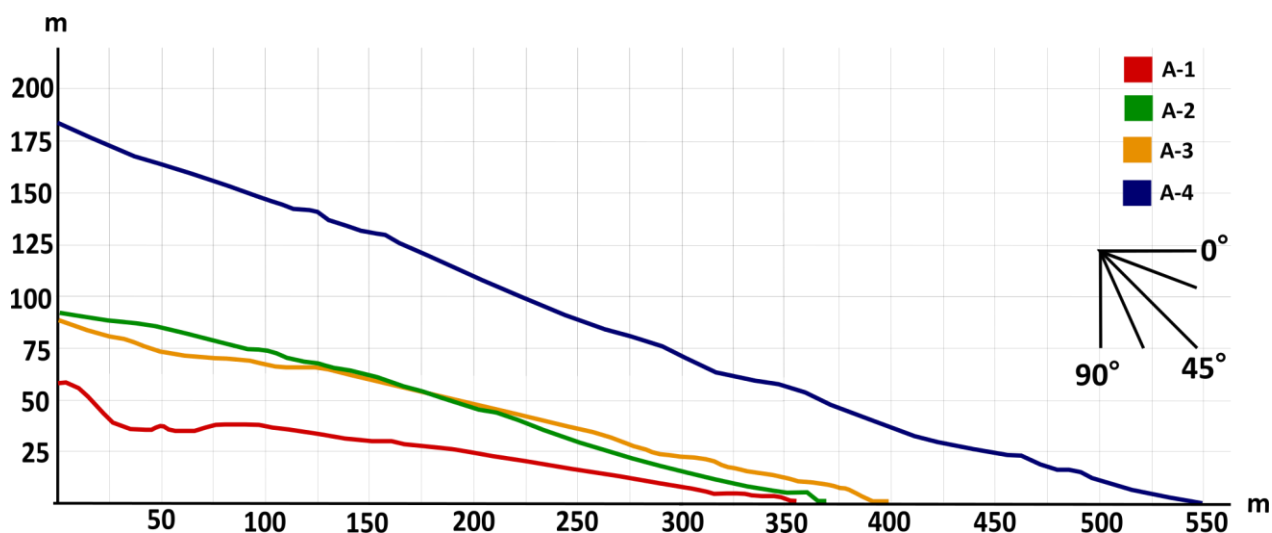


Fig. 5.10: Lengdeprofiler av skredvifter (utløpssoner) for lokalitet A-1-4. Utgangspunktet for profilene er markert med blå linje på skyggerelieffmodellene i fig. 5.9.

Tverrprofilene for utløpssonene (fig. 5.11) viser at viftene på lokalitet A-1-3 er konvekse med en ujevn overflate. Profilet for A-4 er ikke like tydelig konvekst, og har en enda mer ujevn overflate. Ujevnhetene i profilene skyldes avsetnings- og erosjonsformer, som kan observeres på viftenes

overflate som 0,5 – 1 m høye stein- og blokkrike ryggformasjoner og erosjonsspor med dybder opptil 6 m. Disse formene er levéer avsatt langs tidligere bekkeløp, der grove massestrømmer og flomskred før var aktive. Enkelte store blokker på viftenes overflate gjør også noe utslag på tverrprofilene.

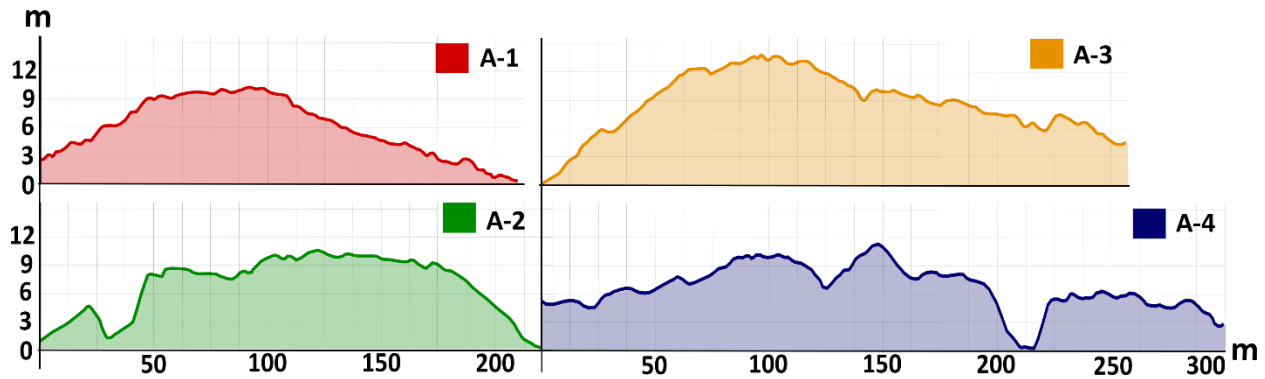


Fig. 5.11: Tverrprofiler av skredvifter (utløpssoner) for lokalitet A-1-4. Utgangspunktet for profilene er markert med rød linje på skyggerelieffmodellene i fig. 5.9.

Som nevnt kuttet viftene på A-1-3 av dype erosjonsspor (fig. 5.12 og 5.13), som starter ved viftenes rotpunkt og leder ned til dalbunnen. Bekkene som renner fra botnene langs skredløpene konvergerer i rotpunktet i starten av erosjonssporene. Til tross for mye nedbør enkelte av dagene i felt, var fortsettelsen av bekkene ikke synlige i overflaten av sporene – hvilket antyder at løsmassene har høy permeabilitet. På bakgrunn av erosjonssporenes geomorfologi og sedimentologi er disse tolket som skredløp for sørpeskred utløst i botnene, og er nærmere beskrevet i kapittel 5.1.3.



Fig. 5.12 og 5.13: Dype erosjonsspor kutter skredviftene nedenfor Ulvanosamassivet og har blottlagt sedimentære snitt, disse eksemplene er fra viftene nedenfor Kolkjeredalen (A-2) og Geitadalen (A-3). Erosjonssporenes geomorfologi og sedimentologi vil bli beskrevet i neste kapittel.

Erosjonssporene har blottlagt sedimentære snitt, som gir innsyn i sedimentologien i viftene. Sedimentære snitt fra skredviftene nedenfor Øktaredalen (A-1) og Kolkjeredalen (A-2) er vist i fig. 5.14 og 5.15. Sedimentene er matriksbåret med kantet til kantrundete steiner og blokker. Enkelte steder er blokkinnholdet så stort at blokkene hviler mot hverandre. Matriksen består for det meste av sand og grus, men også noe silt. I flere av snittene er blokkene orientert, med den flateste siden vendt ned og den lengste akse mot dalbunnen. Noen steder kan blokkrike lag følges nedover langs snittene. Disse lagene er noe undulerende, men har hovedsakelig samme helning som viftenes overflate (~15 grader). Sedimentene er svært løst pakket og store blokker kan lett «vippes» ut av snittet, der de største blokkene har en diameter på ~1,5 m.

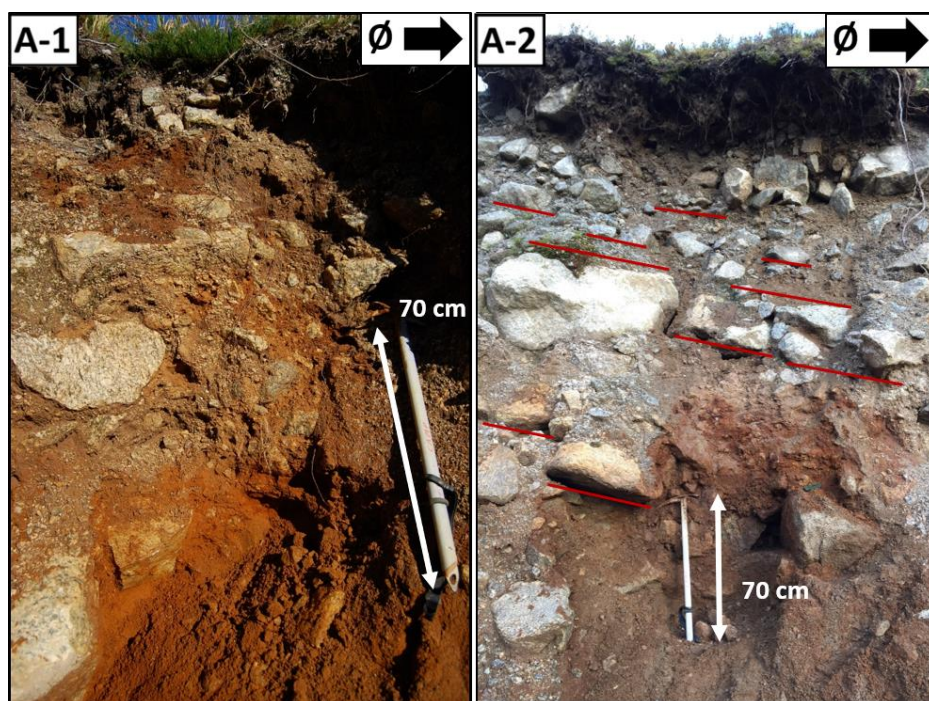


Fig. 5.14 (venstre): Sedimentært snitt i skredvifta nedenfor Øktaredalen (A-1) viser kantet til kantrunda blokker i en matriks av silt, sand og grus. Isøks som målestokk (70 cm).

Fig. 5.15 (høyre): I sedimentært snitt i skredvifta nedenfor Kolkjeredalen (A-2) er blokkene tydelig orientert (markert) med en helning som tilsvarer viftas overflate. Isøks (70 cm).

Fig. 5.16 og 5.17 på neste side viser et snitt langs begge sider av erosjonssporet på lokalitet A-3, nedenfor Kolkjeredalen. Her kan snittet skilles i to lagpakker, som gradvis går fra matriksbåret i bunnen – til klastebåret i toppen. Matriksen viser tendens til inversgradering og består av silt, sand og grus. Det er også en markant fargeforskjell på de to lagpakkene, der det øvre er grålig mens det nedre er brun-rødlig. Innfelt bilde i fig. 5.17 viser sedimenter omsluttet av en mørkebrun og glatt masse. Denne massen kan følges mellom øvre og nedre lagpakke, og markerer overgangen fra de

grålige til den mer rød-brunlige lagpakken (rød linje). Dette er tolket som et paleosol – et gammelt jordprofil. Hva dette kan indikere kommer jeg tilbake til i kapittel 6.



Fig. 5.16; 5.17: På begge sidene av erosjonssporet på lokalitet A-2 kan snittene skilles i to inversgraderte lagpakker med ulik farge. Rød strek antyder farge-skiellet, og grønn strek markerer det moderne jordprofil. Isøks som målestokk (70 cm).

Innfelt bilde (høyre) viser en mørkebrun og glatt masse som omslutter sedimentene langs horisonten markert med rød linje.

Med unntak av de dype erosjonssporene som beskrives i neste kapittel, er overflaten til skredviftene på lokalitet A-1-3 dekket av et tykt vegetasjonsdekke. Vegetasjonen i kombinasjon med kantrunda blokker i overflaten gjorde graving vanskelig, slik at kravene for gjennomføring av kornformanalyse ikke ble oppfylt på disse lokalitetene. For lokalitet A-4 er det imidlertid flere områder der sedimentologien kan observeres i overflaten. Et dypt erosjonsspor i morenedekket, med flere ferske utglidninger langs kantene, leder ned til et rotpunkt der løpet deler seg i tre bekkeløp. Bekkeløpene består av kantrunda steiner og blokker med langsgående levéer bestående av enda grovere sedimenter. Med unntak av løpene er området dekket av vegetasjon og til dels tett skog, men konturer av ryggformasjoner langs igjengrodd forsinkinger er tydelige. I – og langs løpene ligger store mengder greiner og trær (fig. 5.18), som flere steder blir liggende på tvers av løpet og demmer opp for løsmasser (fig. 5.19).



Fig. 5.18 (venstre): Greiner og trær i – og langs bekkeløpene på lokalitet A-4.

Fig. 5.19 (høyre): Trær og greiner lager «demninger» som samler løsmasser transportert i løpet.

Kornformanalyse ble gjennomført to steder langs løpet på lokalitet A-4, én distalt i utløpssonen (fig. 5.20) og en like nedenfor rotpunktet (fig. 5.21). Begge kornformanalysene viser en klar overvekt av kantrunda materiale, med en mindre andel kantet. Distalt er det også innslag av rundete steiner, mens proksimalt er andelen kantede steiner større.

Med unntak av erosjonssporene, som beskrives i neste kapittel, er det ingen tegn til aktivitet i massestrømviftene nedenfor botnene (A-1-3). Det er imidlertid flere tegn til nylig aktivitet langs Djupedalsbekken (A-4) i form av ferske utglidninger og veltede trær langs skredløpet. Flere observasjoner som tyder på aktivitet blir presentert i studiet av innsjøsedimenter (kapittel 5.2).

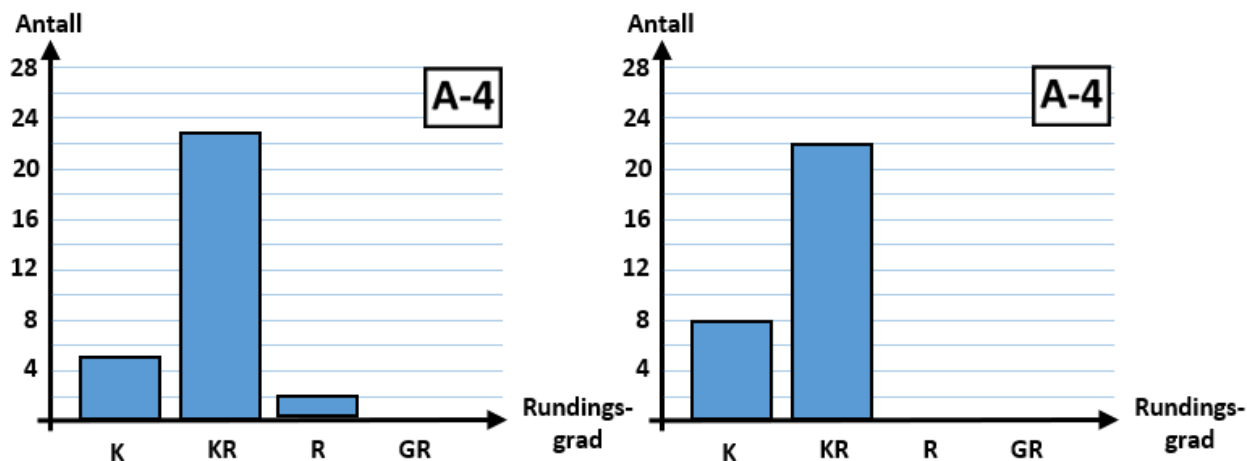


Fig. 5.20 (venstre): Resultat av kornformanalysen distalt i utløpssonen viser at 16,5% av materialet er kantet, 77% er kantrundet og 6,5% er rundet.

Fig. 5.21 (høyre): Resultat av kornformanalysen like nedenfor rotpunktet viser at 27% av materialet er kantet og 73% er kantrundet.

5.1.3 Sørpeskred

Lokalitetstype B er tolket som sørpeskreddominerte lokaliteter. Alle skredlokaliteter av denne typen er lokalisert langs dalens bratte vestsider og opptrer ofte i kombinasjon med andre skredavsetningstyper. Fig. 5.22-25 viser oversiktsbilder over lokalitet B-1-4. Løsneområdene for samtlige lokaliteter er på Ulvanosamassivet, i le for fremherskende vindretning fra vest – sør-vest. Fra botnene og fjellsidene leder skredløpene ned mot dalbunnen og er tydelige som spor der erosjon har blottlagt berggrunnen. På lokalitet B-2, B-3 og B-4 opptrer denne skredtypen i kombinasjon med de grove massestrømsviftene på lokalitet A-1-3. Her er fortsettelsen av skredløpene tydelige som dype og brede erosjonsspor, som kutter de grove massestrøm- og flomskreddominerte viftene, med dannelse av nye, mindre vifter nedenfor erosjonssporene.

B-2, 3 og 4 har løsneområde i henholdsvis Øktaredalen, Kolkjeredalen og Geitadalen, som har svært bratte sider opp mot toppen av Ulvanosamassivet. Botnene flater ut i bunnen til helninger mellom 30 og 35 grader. Øktaredalens orientering er mot øst, og Kolkjeredalen og Geitadalen er orientert mot nord-øst. Overgangen fra Øktaredalen til Uskedalen er et eksponert fjellparti med helning > 60 grader. Fra Kolkjeredalen er helningen mellom 40 og 45 grader, mens den for Geitadalen er mellom 35 og 40 grader. B-1 har løsneområde like nedenfor Øktaredalsnuten, sør for Øktaredalen.

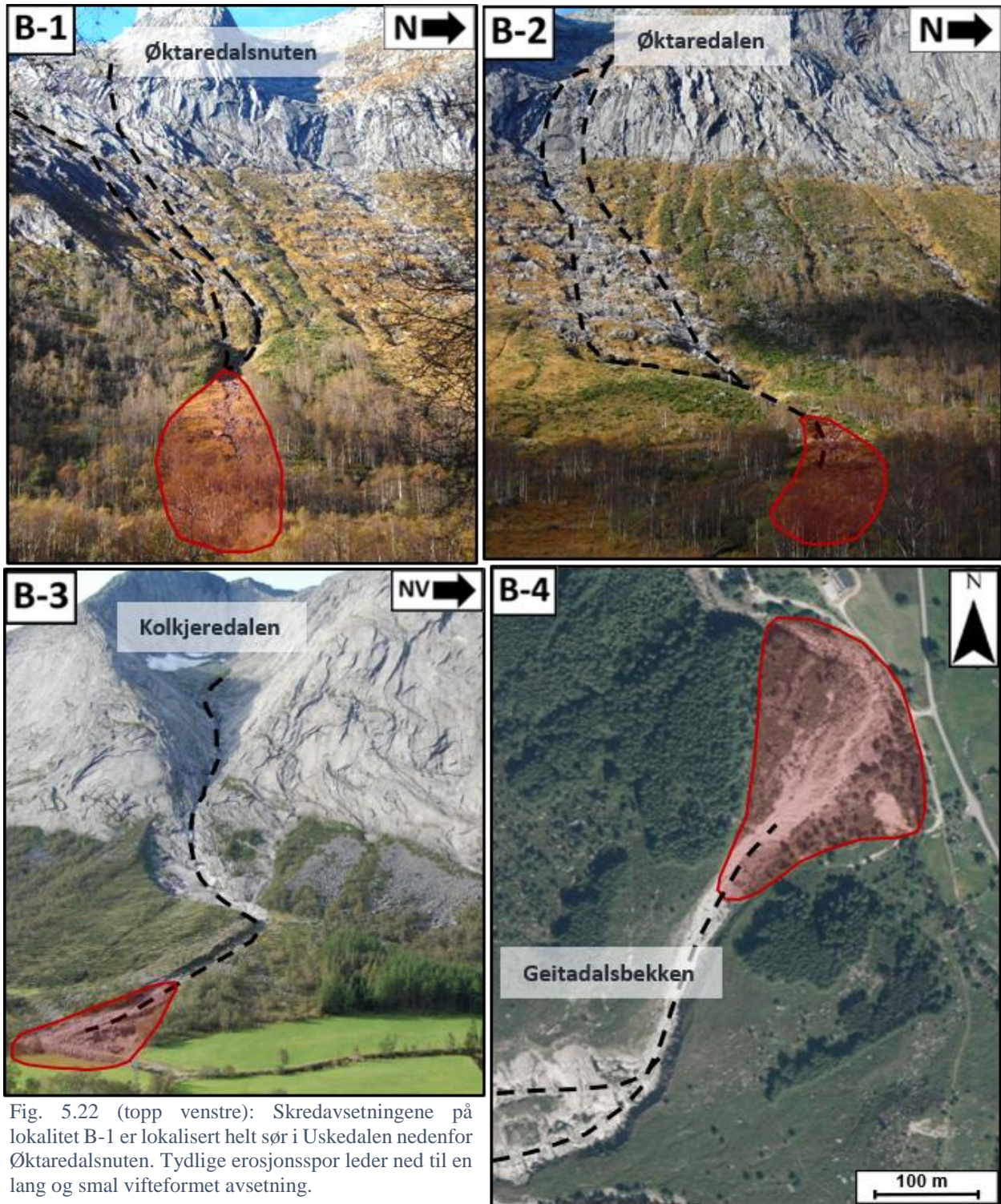


Fig. 5.22 (topp venstre): Skredavsetningene på lokalitet B-1 er lokalisert helt sør i Uskedalen nedenfor Øktaredalsnuten. Tydlige erosjonsspor leder ned til en lang og smal vifteformet avsetning.

Fig. 5.23 (topp høyre): Lokalitet B-2 opptrer i kombinasjon med A-1, der skredløpet, som leder fra løснеområdet i Øktaredalen kutter skredvifta i A-1 fra rotpunktet.

Fig. 5.24 (nede, venstre): Lokalitet B-3 opptrer i kombinasjon med den store skredvifta på A-2. Også her er skredløpet et tydelig erosjonsspor som kutter viften og avsetter en ny, mindre vifte utenfor denne.

Fig. 5.25 (nede, høyre): Lokalitet B-4 er nedenfor Geitadalen, den største av botnene i Ulvanosamassivet. Også her er en yngre og mindre vifte bygget ut i kombinasjon med vifta som utgjør lokalitet A-3.

Fig. 5.27 på neste side viser flyfoto, skyggerelieffmodell og helningskart for lokalitetstype B. På flyfotoene er skredavsetningenes utbredelse markert med rød linje, svart stiplet linje markerer skredløp. Svart heltrukken linjen markerer grove massestrøm- og flomskredvifter, som er beskrevet i forrige kapittel. Blå og rød linje på skyggerelieffmodellen markerer utgangspunktet for lengde- og tverrprofiler av utløpssonene vist i fig. 5.26 og 5.28. Av flyfotoene er erosjonssporene tydelige som vegetasjonsløse spor, som kutter viftene for lokalitetstype A. I forlengelsen av erosjonssporene er det også lite vegetasjon, og store mengder løsmasser er synlige i overflaten. Vegetasjonen øker med avstand fra rotpunktet og er ytterst dekket av åpen skog. For lokalitet B-3 og B-4 er det få, eller ingen trær på de sørpeskredpåvirkede delene, mens resten av skredviftene er dekket av tett skog.

Av skyggerelieffet ser man at erosjonssporene er dypest ved rotpunktene i vest og blir gradvis grunnere og slakere distalt mot øst. Der sporene slutter er mindre og yngre vifteformasjoner bygget ut. Disse er tolket som viftenes sørpeskredpåvirkede deler. Av helningskartene ser man at erosjonssporenes gjennomsnittlige helning tilsvarer helningen på viftenes overflate på mellom 12 og 18 grader. Erosjonssporene er imidlertid ujevne som et resultat av en ujevn akkumulasjon av løsmasser. Den sørpeskred-påvirkede delen av viftene er en anelse slakere, med helning på mellom 9 og 15 grader.

Lengdeprofilene av utløpssonene for lokalitetstype B (fig. 5.26) viser at alle profilene har ujevnheter i form av mindre forsenkinger eller forhøyninger. Dette er som nevnt et resultat av at løsmassene ikke jevnt fordelt, men noen steder danner hauger, mens det andre steder er groper og forsenkinger. Den markante knekken på slutten av profilet for B-4 (blå linje) viser overgangen fra skredvifta – til Uskedalselva, som renner i bunn av dalen og kutter skredvifta.

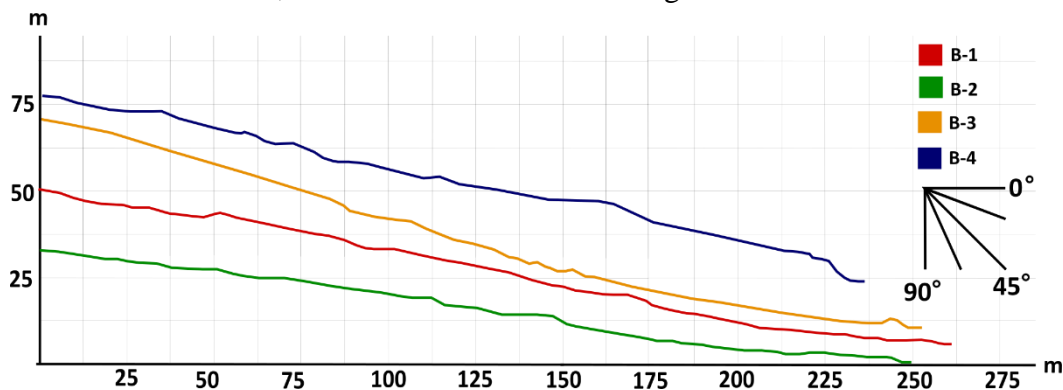


Fig. 5.26: Lengdeprofiler av sørpeskredpåvirkede vifter på lokalitet B-1-4. Utgangspunktet for profilene er markert med blå linje på skyggerelieffmodellene i fig. 5.27.

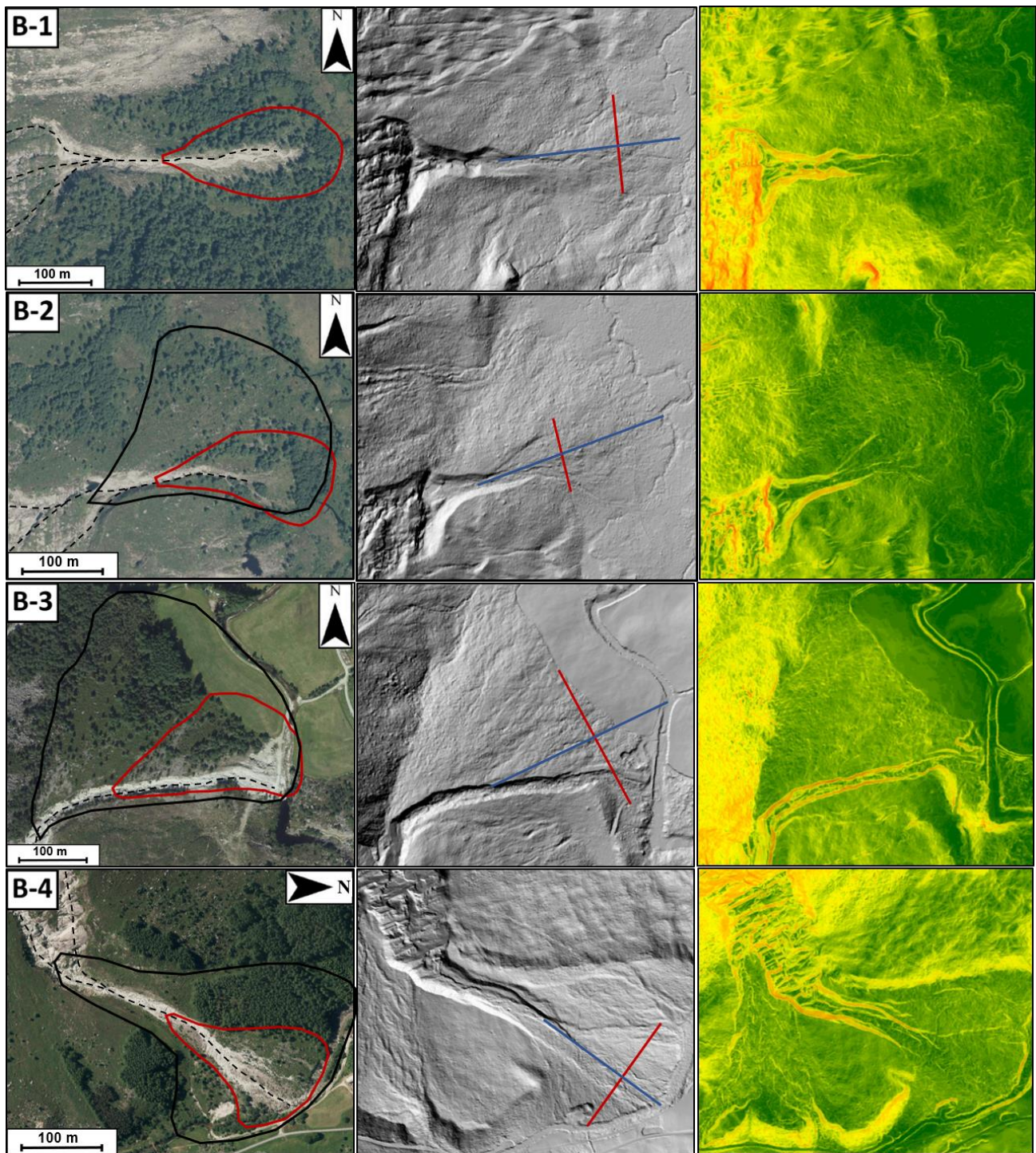


Fig. 5.27: Flyfoto, skyggerelieffmodeller og helningskart for lokalitet B-1-4. På flyfotoene er skredavsetningenes utbredelse markert med rødt og skredløpene er markert med stiptet linje. Heltrukken svart linje markerer grove massestrøm- og flomskredvifter beskrevet i forrige kapittel. Blå og rød strek på skyggerelieffmodellene markerer utgangspunkt for lengde- og tverrprofiler vist i fig. 5.26 og 5.28. Alle flyfoto er tatt i 2013 og er hentet fra norgebilder.no. Skyggerelieff og helningskart er utarbeidet fra DTM med oppløsning på 1 x 1 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Gradient (grader)		
0-3	21-24	45-50
3-6	24-27	50-55
6-9	27-30	55-60
9-12	30-33	60-65
12-15	33-36	65-70
15-18	36-40	> 70
18-21	40-45	

Tverrprofilene av utløpssonen (fig. 5.28) viser at viftene er konvekse og at de i likhet med viftene på lokalitet A er svært ujevne. Dette er et resultat av at grove sedimenter er avsatt i levéer langs løpene. Enkelte store blokker i viftenes overflate gjør også utslag på profilene. Den markante kulen på tverrprofilet for B-3 mellom 30 og 40 m er en skredvoll satt opp for å styre sørpeskredene vekk fra dyrka mark (K. Miljeteig, 2017, pers. med.).

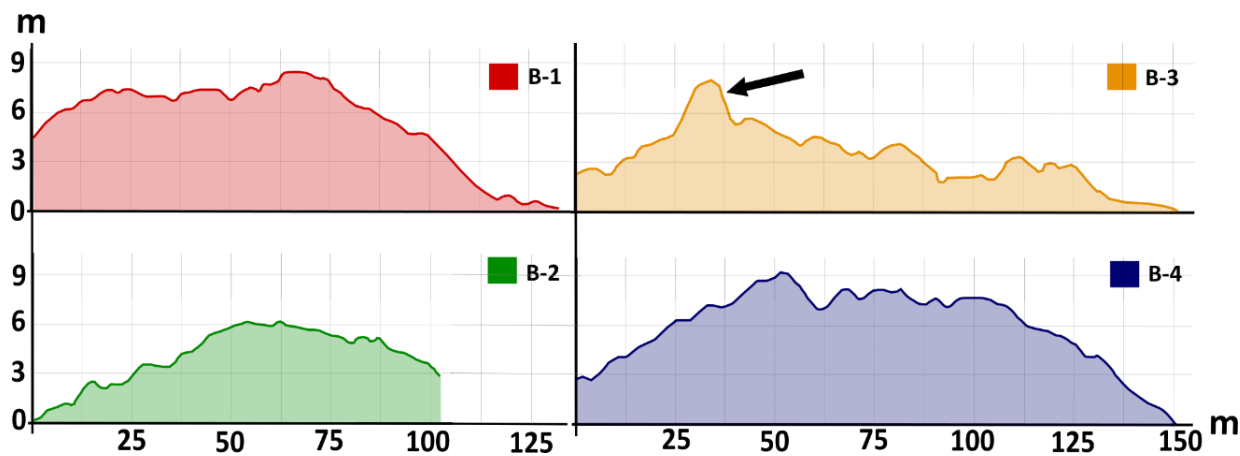


Fig. 5.28: Tverrprofiler av sørpeskredpåvirkede vifter på lokalitet B-1-4. På B-3 markerer pilen en skredvoll som er satt opp for å lede sørpeskred vekk fra dyrket mark. Utgangspunktet for profilene er markert med rød linje på skyggerelieffmodellene i fig. 5.27.

Fig 5.29 viser de ytterste delene av sørpeskredvifta på B-3. Som nevnt i beskrivelsene for lokalitet A går det bekker fra botnene langs skredløpene ned i erosjonssporene i viftene, men fortsettelsen av disse er ikke synlige i overflaten. Bekken kommer ut av de permeable skredavsetningene ved Uskedalselva i dalbunnen.

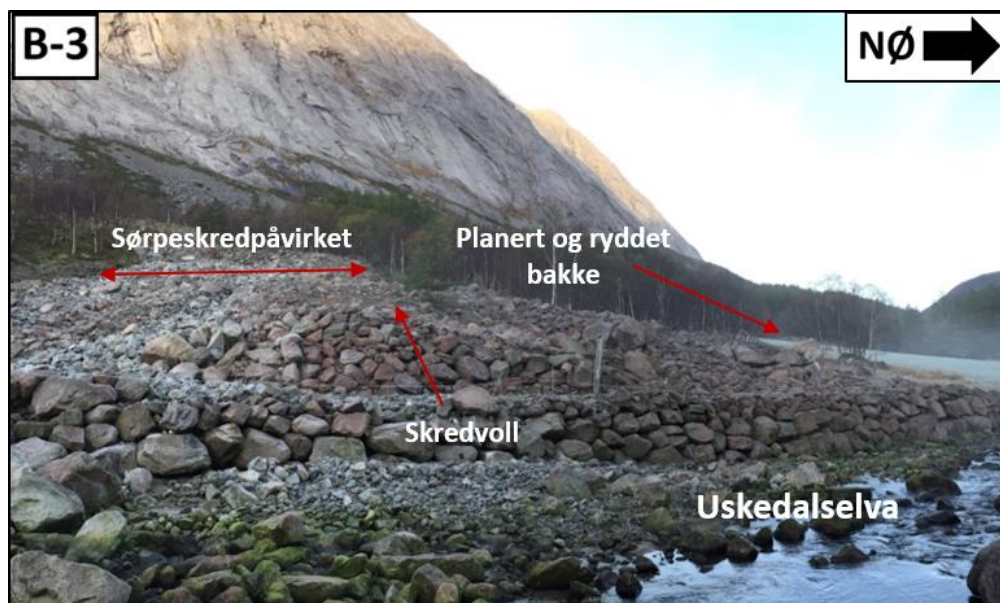


Fig. 5.29: Kolkjerebakkens utløp i Uskedalselva, distalt på B-3 nedenfor Kolkjeredalen.

Sedimentene i de sørpeskredpåvirkede viftene består av kantet til kantrunda grus, steiner og blokker. Blokkene i erosjonssporet har ferske, lyse erosjonsflater. Steiner er ofte avsatt oppå blokker (fig. 5.30A), og enkelte av blokkene er drapert med et tynt lag av sand og grus (fig.5.30B). Kantrunda blokker er avsatt i levéer (fig. 5.30C) og i – og langs løpene ligger det flere steder velte trær og greiner (fig. 5.30D).

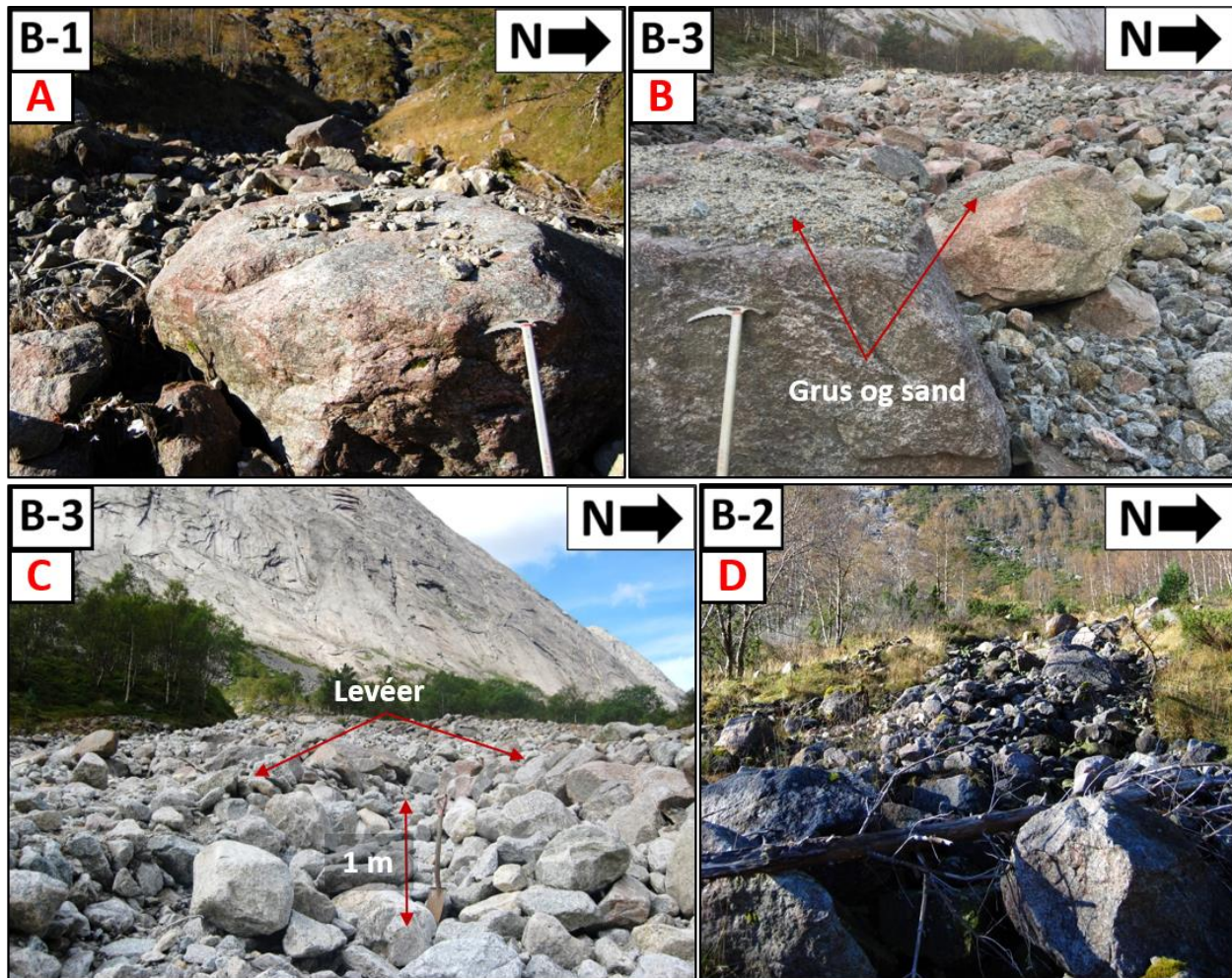


Fig. 5.30: **A)** Kantet til kantrundet grus og stein er ofte avsatt oppå blokkene i erosjonssporene. Målestokk: isøks 70 cm. **B)** Flere av blokkene er drapert av et tynt lag av grov sand og grus. **C)** Leveer av blokker er avsatt langs forsenkinger i erosjonssporene. Målestokk: spade (1 m). **D)** I, og langs erosjonssporene ligger det velte trær på flere av lokalitetene.

På rotpunktet for vifta på A-1, i starten av erosjonssporet på B-2, har erosjonssprosser dannet en grop med en diameter på 10 m (fig. 5.31). Gropen er vannfylt og ligger like nedenfor en 6 m høy skrent. Gropen er omtrent 2 m dyp og på bunnen er det avsatt sand over et grovere materiale av blokker og steiner (fig. 5.32).

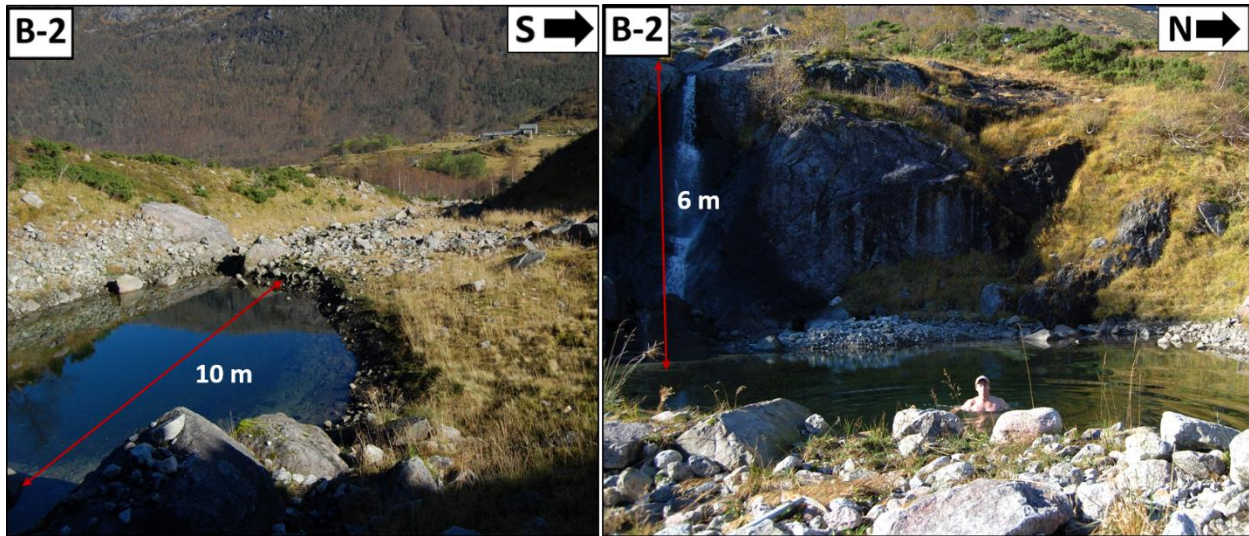


Fig. 5.31 (venstre): På rotpunktet for lokalitet A-1, i starten av erosjonssporet på B-2 er det dannet en sirkulær grop med diameter på 10 m.

Fig. 5.32 (høyre): Gropen er like nedenfor en 6 m høy skrent, og er over 2 m dyp med sandbunn.

Kornformanlysene ble gjort på de sørpeskredpåvirkede viftene på lokalitet B-1-4 (fig. 5.33). Analysene viser at hovedvekten av materialet er kantrundet, og at andel kantede steiner er forholdsvis høy på B-1 og B-3. I erosjonssporet i de største grove massestrøm- og flomskreddominerte viftene nedenfor Øktaredalen, Kolkjeredalen og Geitadalen ble det også registrert en liten andel rundete steiner (B-2-4).

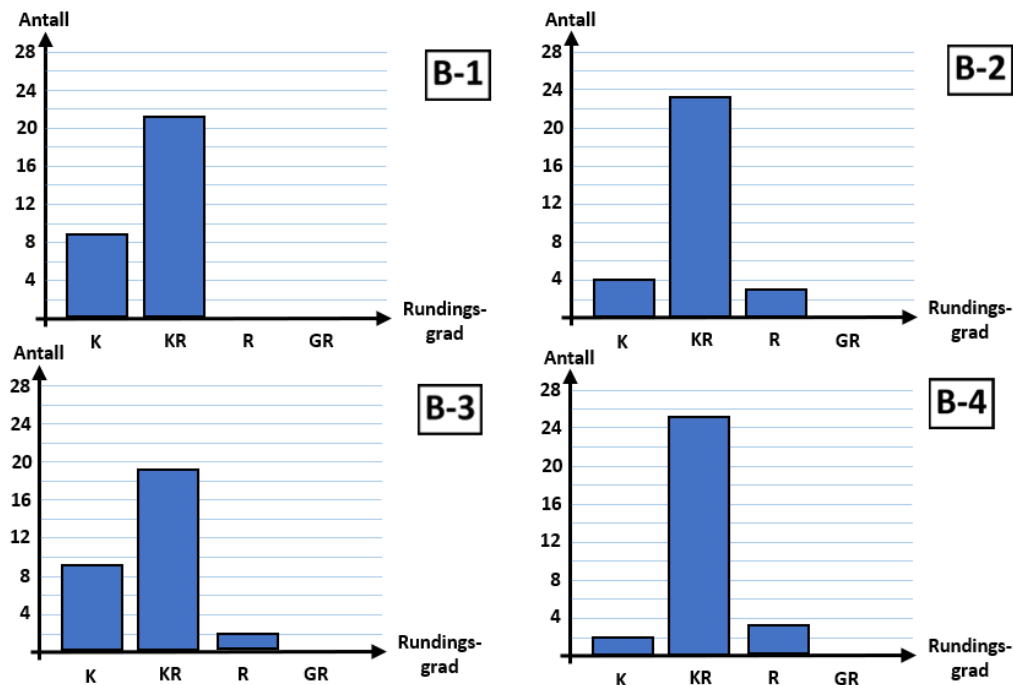


Fig. 5.33 (B-1-4): Resultatet av kornformanalyser gjennomført i de sørpeskredpåvirkede viftene. **B-1:** 30% K, 70% KR. **B-2:** 13% K, 77% KR, 10% R. **B-3:** 30% K, 63%, 7% R. **B-4:** 7% K, 83% KR, 10% R.

I tillegg til at velte trær ligger langs skredløpene og at blokkene har ferske erosjonsflater, viser sammenligning av flyfoto fra ulike år (fig. 5.34, 5.35) tegn på at sørpeskred er aktive. Tegnene inkluderer endring i skredavsetningenes utbredelse, velte trær og forflytting av enkeltblokker.

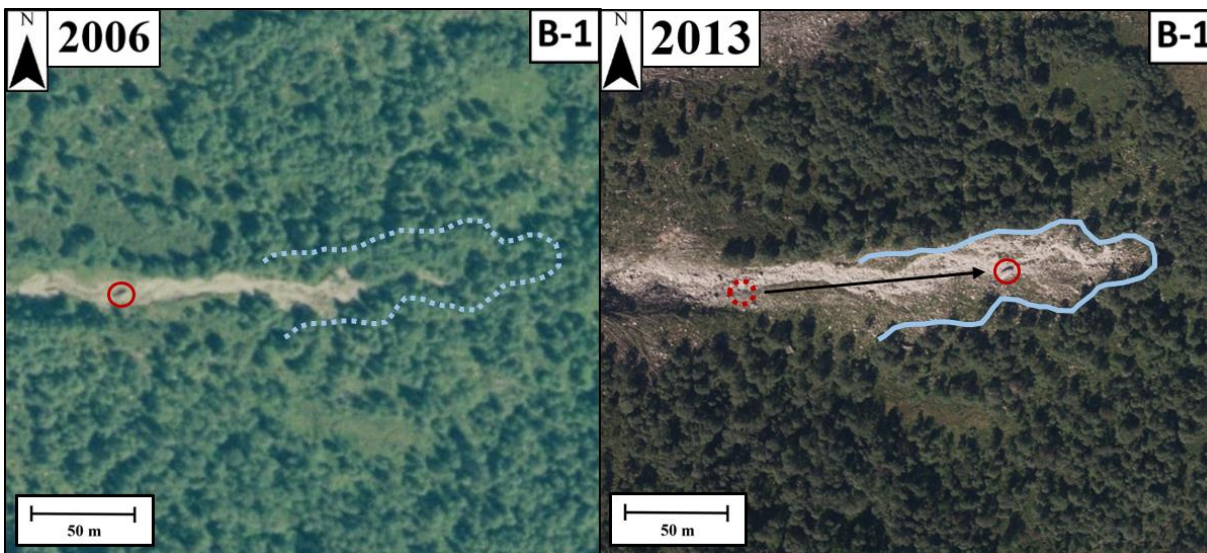


Fig. 5.34: Sammenlikning av flyfoto fra 2006 og 2013 viser tydelig tegn på skredaktivitet. Rød sirkel markerer blokk som er forflyttet langs skredløpet og blå linje markerer skredavsetningenes utbredelse i 2013. Hentet fra norgebilder.no

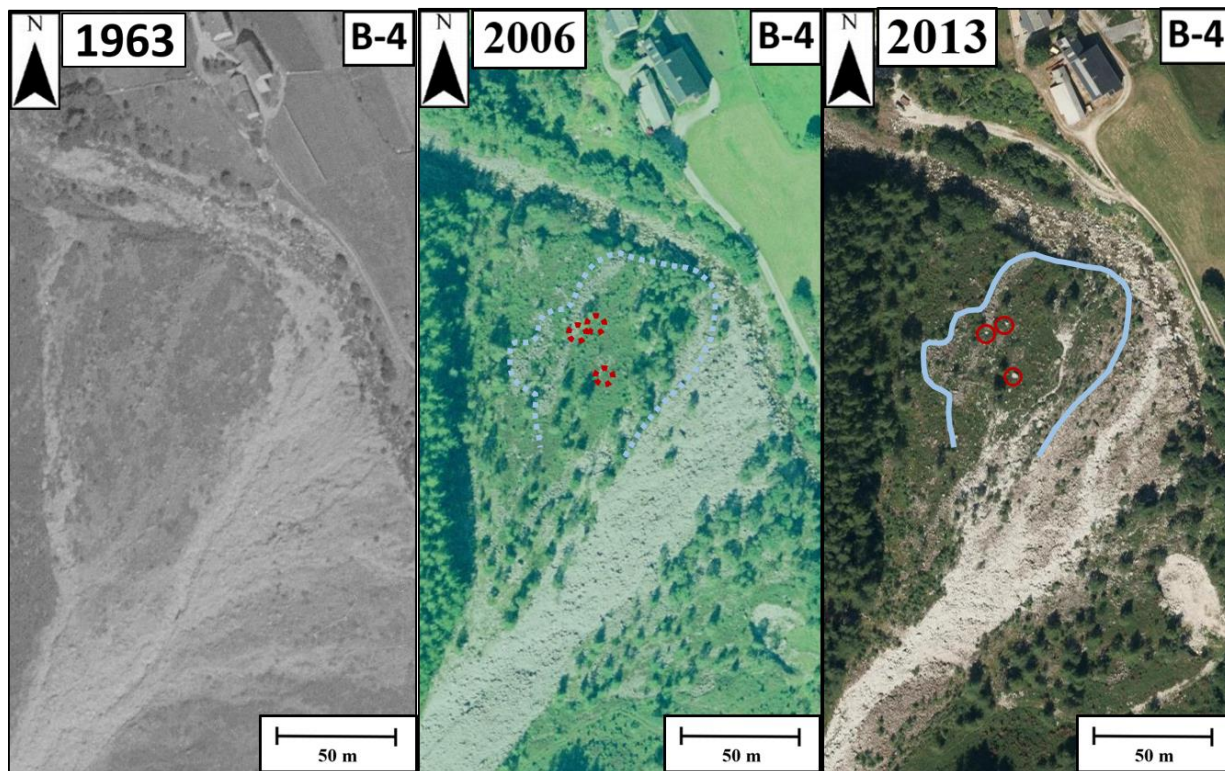


Fig. 5.35: Sammenlikning av flyfoto fra 1963, 2006 og 2013. Foto fra 1963 viser kulturlandskap som senere har grodd igjen i de områdene av vifta der skredaktiviteten ikke er for stor. Røde sirkler på foto fra 2013 markerer enkeltblokker som ikke er synlige på foto fra 2006, og blå linje markerer område med velte trær. Hentet fra norgebilder.no.

5.1.4 Flakskred

Lokalitetstype C er tolket som flakskreddominerte lokaliteter og er i likhet med sørpeskredene begrenset til den vestre dalsiden nedenfor Ulvanosamassivet. Lokalitet C-1-3 har løsneområder henholdsvis i Øktaredalen, Kolkjeredalen og i en liten botnformasjon ved Vesletind, ovenfor Musland. Fig. 5.36-38 viser oversiktsbilder for lokalitet C-1-3.

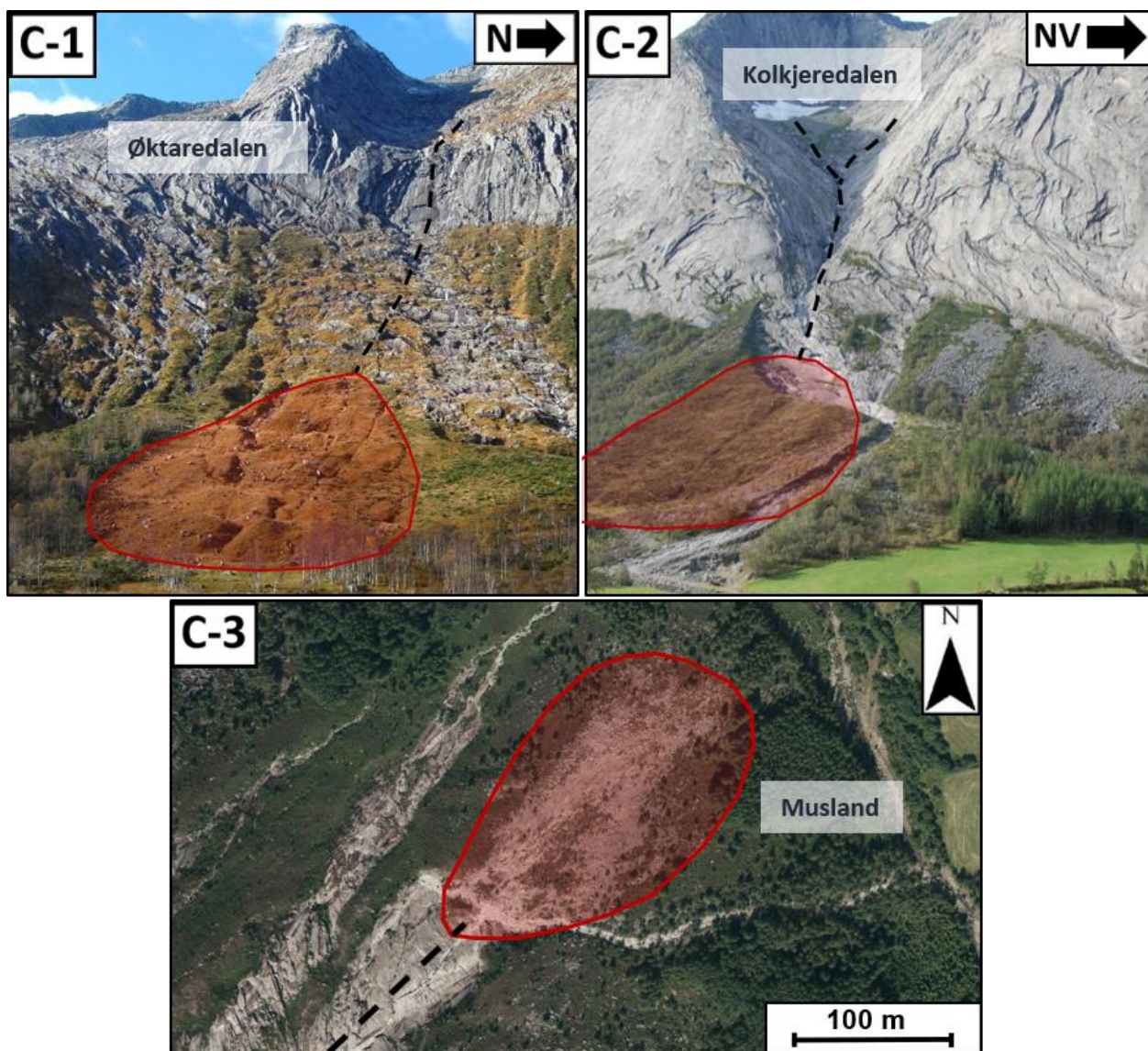


Fig. 5.36 (topp venstre): Lokalitet C-1 er et bredt område uten skog nedenfor Øktaredalen. Kantede blokker ligger spredt oppå vegetasjonsdekket og rygger og groper er tydelige i overflaten.

Fig. 5.37 (topp høyre): Lokalitet C-2 er et bredt, skogløst felt nedenfor Kolkjeredalen og delvis oppå skredvifta som utgjør lokalitet A-2/B-4.

Fig. 5.38 (nede): Lokalitet C-3 er den nordligste skredlokaliteten i studieområdet. I utløpssonen er skogen revet vekk og løsmasser ligger synlige i overflaten.

Løsneområdene for lokalitetstype C har helninger på mellom 35 og 50 grader, orientert Ø – NØ og kan i kombinasjon med vestavind føre til akkumulasjon av mye snø. Overgangen fra platået på toppen av Ulvanosamassivet til botnene er en bratt kant, der det sannsynligvis dannes snøskavler. Av oversiktsbildene ser man tydelige tegn til erosjon langs skredløpene, og utløpssonene mangler trær. Lengdeprofiler for lokalitetene er vist i fig. 5.39. Lokalitetenes relieff ligger mellom 650 og 750 m. Skredløpenes helning varierer, da skredløpene styres av berggrunnens topografi. Overgangen fra skredløp til utløpssone (X) er synlig som et knekkpunkt der helningen gradvis begynner å avta.

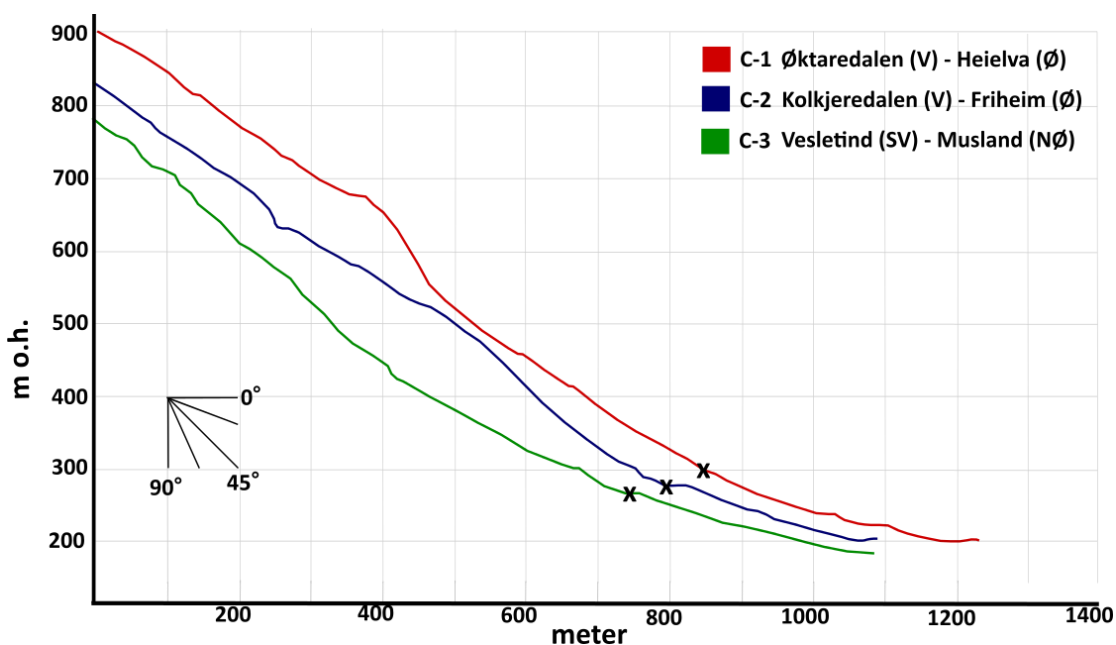


Fig. 5.39: Lengdeprofil av skredløp og utløpssone for C-1-3. Overgangen fra skredløp til utløpssone er markert med X. Nærmeste stedsnavn for løsneområde og utløpssone er oppgitt. Profilene er utarbeidet med høydedata fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Fig. 5.40 på neste side viser flyfoto, skyggerelieffmodeller og helningskart for lokalitetstype C. På flyfotoene er utløpssonen, der skredavsetningene akkumuleres, markert med rød linje. Blå og rød linje på skyggerelieffmodellene markerer utgangspunkt for lengde- og tverrprofiler av utløpssonene vist i fig. 5.41 og 5.42.

Av flyfotoene er utløpssonene tydelige som brede felter uten trær, der løsmasser er lett synlige i overflaten. Skyggerelieffene for C-1 og C-2 viser at det i de øvre og midtre delene av utløpssonene er smale langstrakte erosjonsspor og at det helt nederst er avsatt hauger og rygger på tvers av utløpssonen. Av helningskartene ser man at helningen går fra mellom 21-24 grader øverst i utløpssonen – til 3-6 grader nederst. Gradienten avtar gradvis, men har enkelte ujevnheter som et

resultat av en ujevn akkumulasjon av løsmasser. Lengdeprofilene av utløpssonene for lokalitet C-1 og C-2 (fig. 5.41) er svakt konkave, mens C-3 er jevn. De tversgående ryggformasjonene i bunnen av utløpssonen på C-1 og C-2 er tydelige som «humper» i enden av profilene (rød og blå linje).

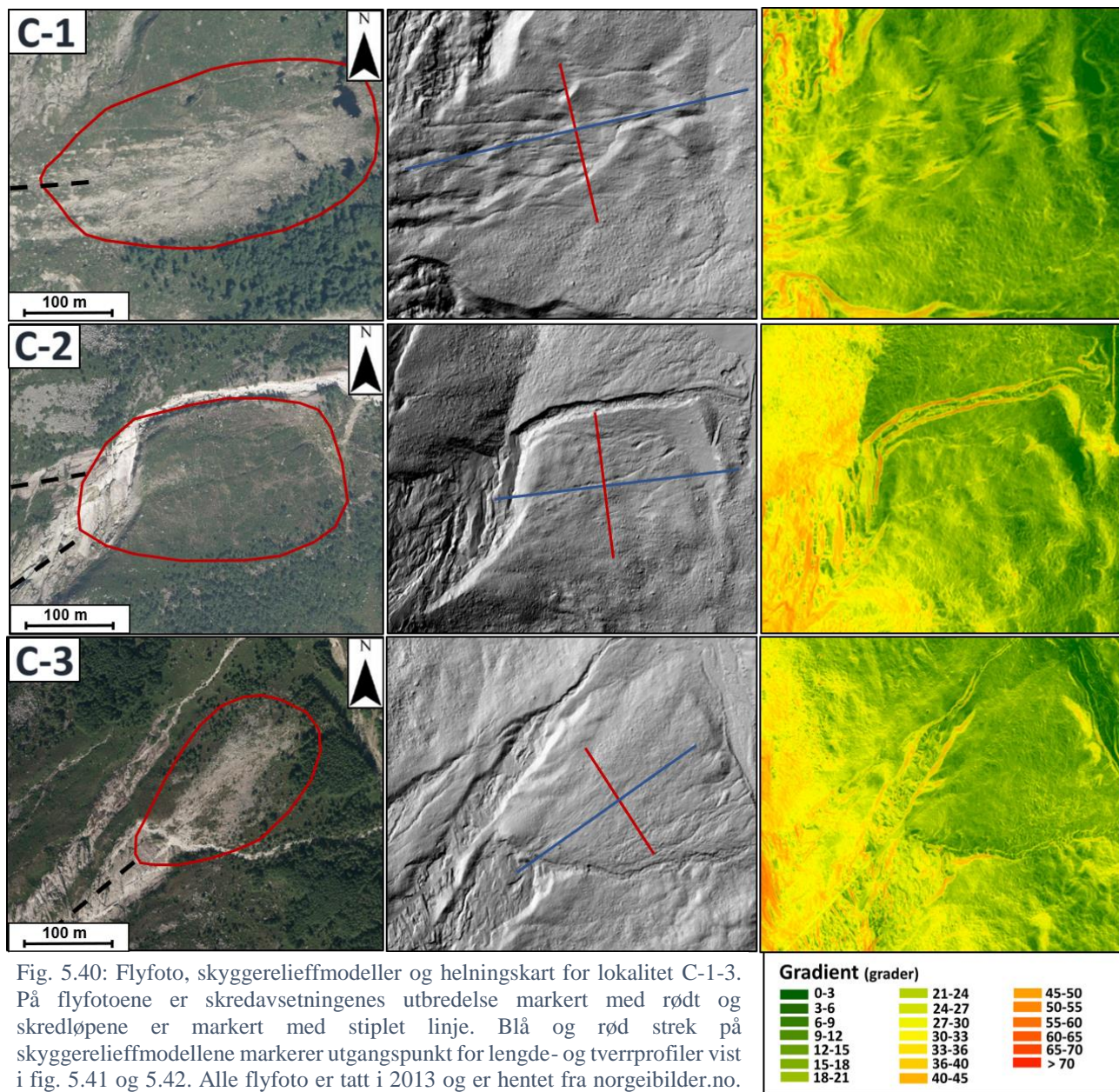


Fig. 5.40: Flyfoto, skyggerelieffmodeller og helningskart for lokalitet C-1-3. På flyfotoene er skredavsetningenes utbredelse markert med rødt og skredløpene er markert med stiptet linje. Blå og rød strek på skyggerelieffmodellene markerer utgangspunkt for lengde- og tverrprofiler vist i fig. 5.41 og 5.42. Alle flyfoto er tatt i 2013 og er hentet fra norgebilder.no. Skyggerelieff og helningskart er utarbeidet fra DTM med oppløsning på 1 x 1 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Tverrprofilene (fig. 5.42) for utløpssonene har ikke den samme konvekse formen som for lokalitetstype A og B. Erosjonssporene, som er tydelige på skyggerelieffmodellene for C-1 og 2, er tydelige som ujevnheter i profilene, mens tverrprofilen for C-3 viser en nokså jevn overflate.

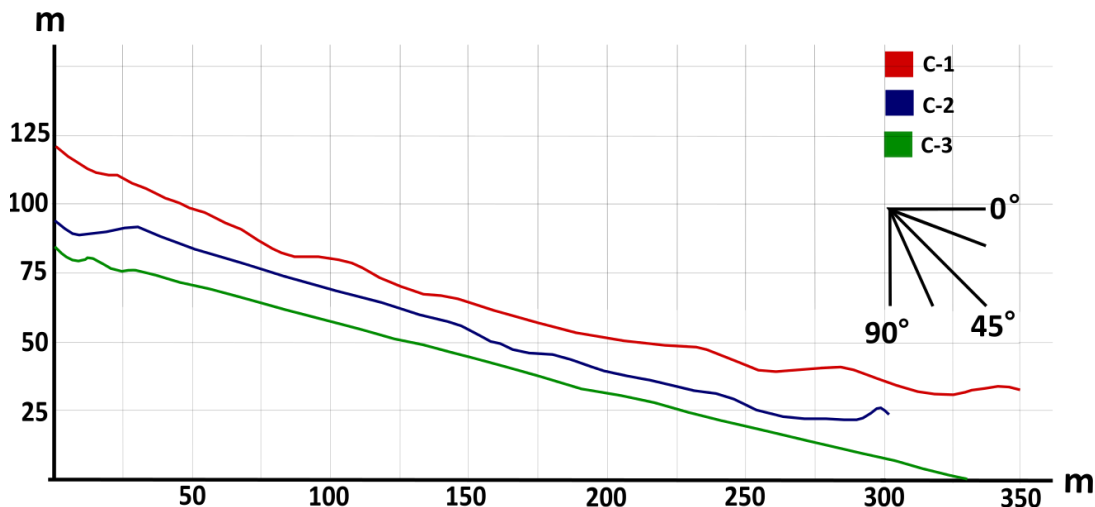


Fig. 5.41: Lengdeprofiler for de flaskreddominerte lokalitetene (C-1-3). Utgangspunktet for profilene er markert med blå linje på skyggerelieffmodellene i fig. 5.40.

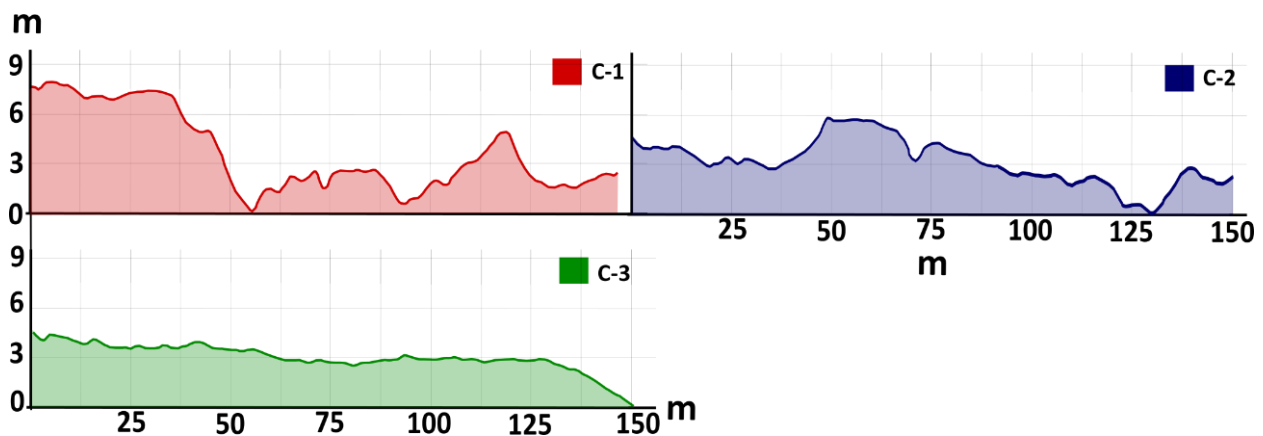


Fig. 5.42: Tverrprofiler av de flaskreddominerte lokalitetene (C-1-3). Utgangspunktet for profilene er markert med rød linje på skyggerelieffmodellene i fig. 5.40.

Fig. 5.43A viser utkanten av utløpssonen på lokalitet C-1 der det ligger flere veltede bjørketrær. Trærne er veltet slik at de peker i skredenes fallretning. I utløpssonen for lokalitetstype C-2 er det ingen trær, med unntak av to bjørketrær, som er svært bøyd i skredenes fallretning (fig. 5.43B).

Utløpssonene er dekket med gress og korte einerbusker. Kantede blokker ligger spredt i overflaten; de fleste er mindre enn 1 m^3 , men enkelte har et volum opp mot $\sim 5 \text{ m}^3$. Som vist i fig. 5.43C og 5.43D ligger flekker av grus og stein oppå vegetasjonsdekket.

Skyggerelieffmodellene og lengdeprofilene viser forsenkinger og tverrgående buede rygger nederst i utløpssonene i lokalitet C-1 og C-2, disse er også tydelige i fig. 5.43E og 5.43F. Ryggene er distalt for forskningene som i enkelte tilfeller danner grunne pytter. Ryggene er mellom 2 og 4 m høye, med kantede blokker spredt i overflaten.

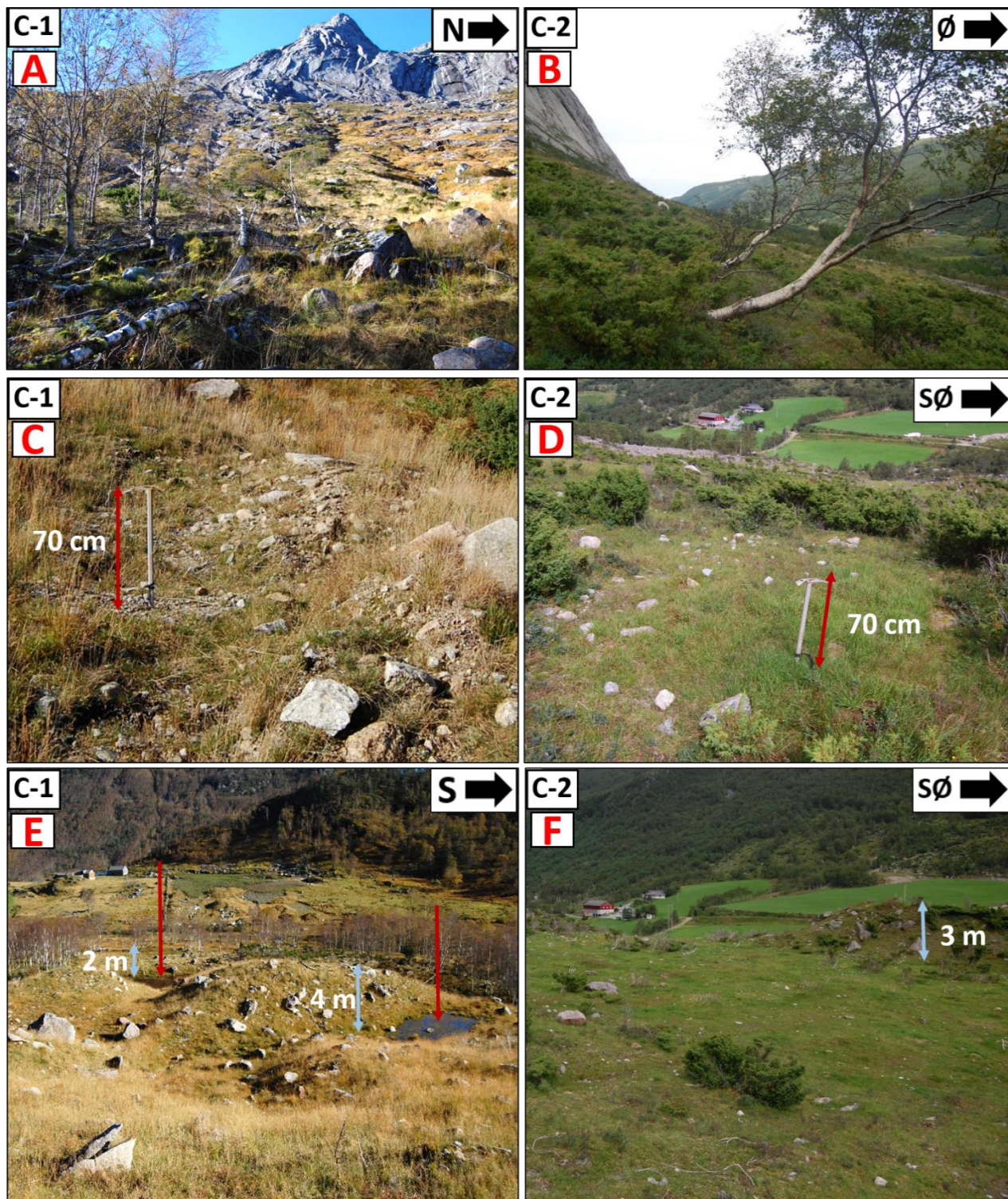


Fig. 5.43: **A)** Utløpssonen på lokalitet C-1 er dekket av gress, i utkanten ligger flere veltede bjørketrær. **B)** Utløpssonen på lokalitet C-2 er dekket av gress og einer. Midt i utløpssonen står to sterkt bøyde bjørketrær. Trærne er bøyde i skredenes fallretning. **C)** Flekker av grus og stein er tydelige i overflaten på lokalitet C-1. **D)** Også på C-2 er flekker av grus og stein synlige i overflaten, men denne lokaliteten er dekket av et tykkere vegetasjonsdekke enn C-1 og C-3. **E)** Nederst i utløpssonen på lokalitet C-1 er to forsenkinger fylt med vann (røde piler) og rygger er avsatt distalt for disse (blå piler). **F)** Nederst i utløpssonen på lokalitet C-2 er et flatt område med en tversgående rygg distalt.

Flere steder er det sår i vegetasjonsdekket etter større blokker, og i enkelte tilfeller danner blokkene pløyespor, som vist i fig. 5.44A. Andre steder gir store blokker løsmasser og vegetasjon på le-siden, ettersom blokkene beskytter mot skred (fig. 5.44B). Et snitt i utløpssonen på C-2 (fig. 5.44C) viser sand og kantet grus og steiner. Sedimentene er relativt hardt pakket, men mangel på fine sedimenter gjør at sedimentene er relativt enkle å grave i. Det er ingen tydelige tegn til stratifisering eller klast-orientering. På flere av blokkene i utløpssonene er det avsatt kantet grus og stein (fig. 5.44D), og på enkelte av de velte trærne i utkanten av utløpssonen på C-1 hviler blokker mot, eller ligger oppå velte trær (fig. 5.44E).

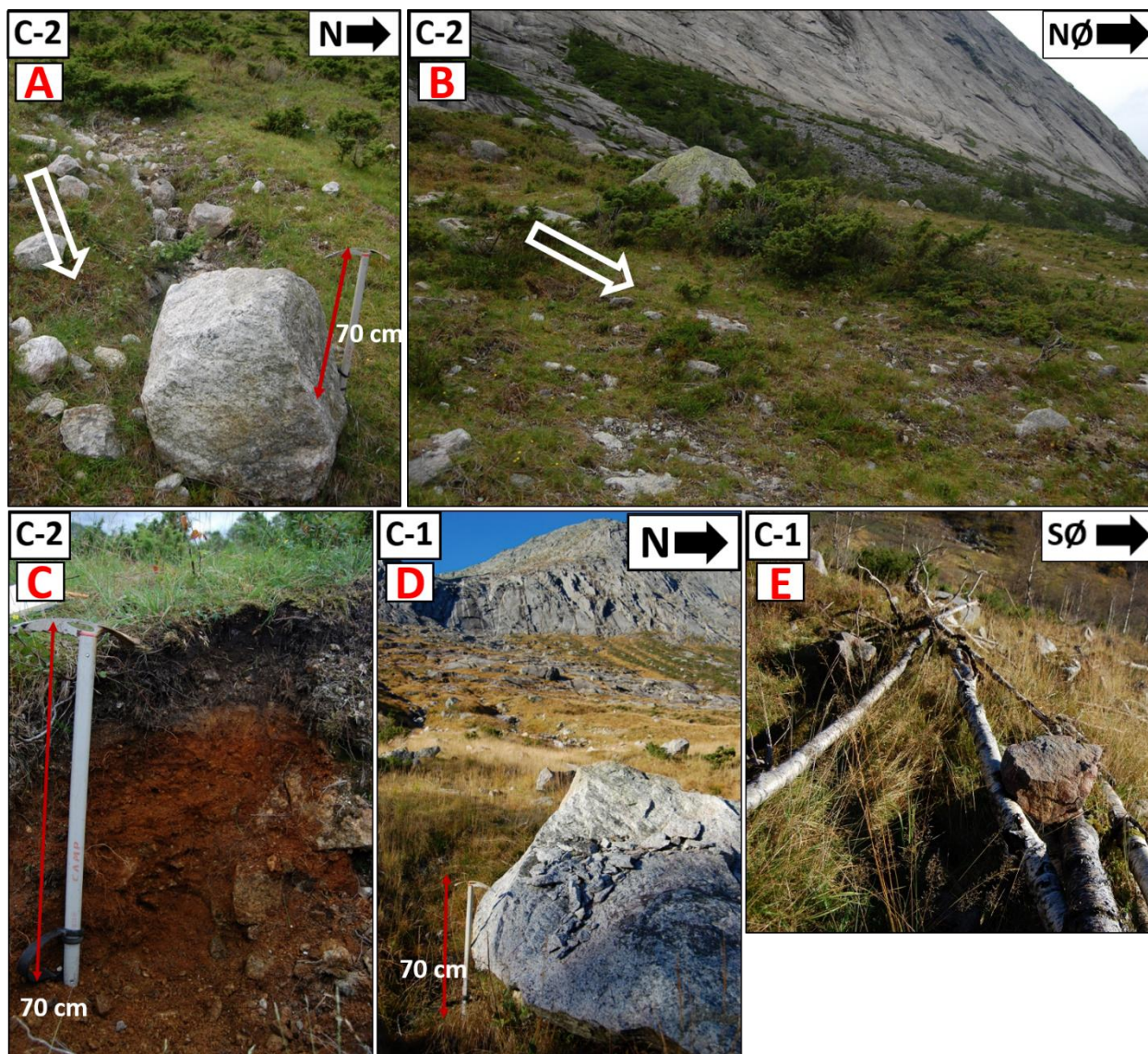


Fig. 5.44: **A)** Sår i vegetasjonsdekket og en pløyebløkk i utløpssonen. Hvit pil markerer skredenes fallretning. **B)** Løsmasser akkumulert i en ryggform som er dekket av einerbusker, distalt for en stor blokk. **C)** Snitt i sedimentene viser relativt hardpakke de sedimentene av sand og kantet grus og steiner. **D)** Kantet grus og stein er avsatt på blokker i utløpssonene. **E)** Blokker hviler mot, eller ligger oppå velte trær i utkanten av utløpssoner.

Kornformanalyse ble gjennomført i utløpssonene på lokalitet C-1-3 (fig. 5.45). Alle analysene ble tatt der flekker av grus og stein var tydelige i overflaten eller like under tynt vegetasjonsdekke. Alle analysene viser hovedvekt av kantede steiner, med en nokså stor andel kantrundet materiale. For C-3 er andelen av kantede steiner større enn for C-1 og C-2.

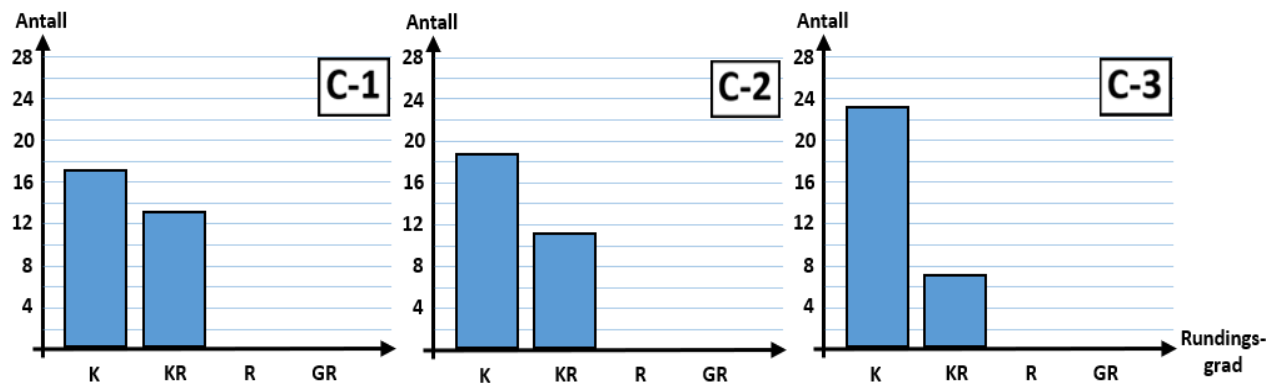


Fig. 5.45 (C-1-3): Resultatet av kornformanalyser gjennomført i de flakskreddominerte utløpssonene. C-1: 57% K, 43% KR. C-2: 63% K, 37% KR. C-3: 77% K, 23% KR.

Foruten ferske erosjonsflater, blokker avsatt oppå vegetasjonsdekket og på velte trær, samt spor fra pløyeblokker, viser en sammenlikning av flyfoto (fig. 5.46) tydelige tegn på aktive flakskred i perioden 2006-2013.

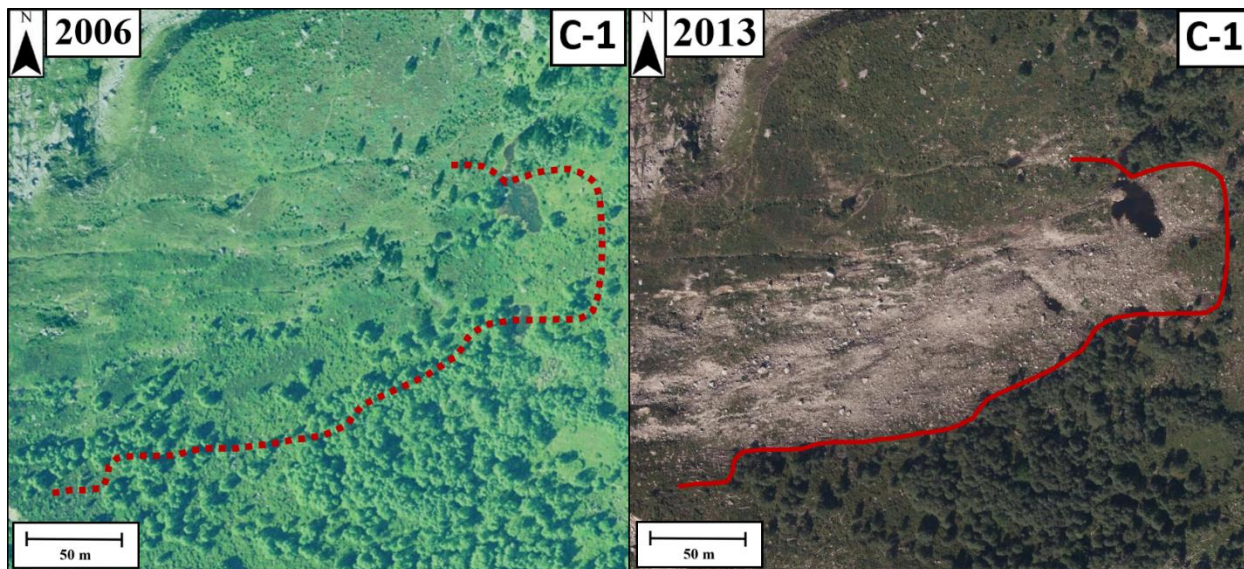


Fig. 5.46 Sammenlikning av flyfoto fra 2006 og 2013 viser tydelige tegn på skredaktivitet i perioden. Store mengder løsmasser er avsatt over vegetasjonsdekket, som under feltarbeidet sommeren 2017 (fig. 5.43) igjen er blitt dekket av vegetasjon. Rød linje markerer de ferske avsetningenes utbredelse. Hentet fra norgebilder.no.

Bildene nedenfor (fig. 5.47 og 5.48) ble tatt i mars 2018 og viser store mengder snø i utløpssonen for lokalitet C-2 som et resultat av et stort vått flakskred. Observasjonen støtter både konklusjonen om at lokaliteten er flakskreddominert og bekrefter skredaktivitet.

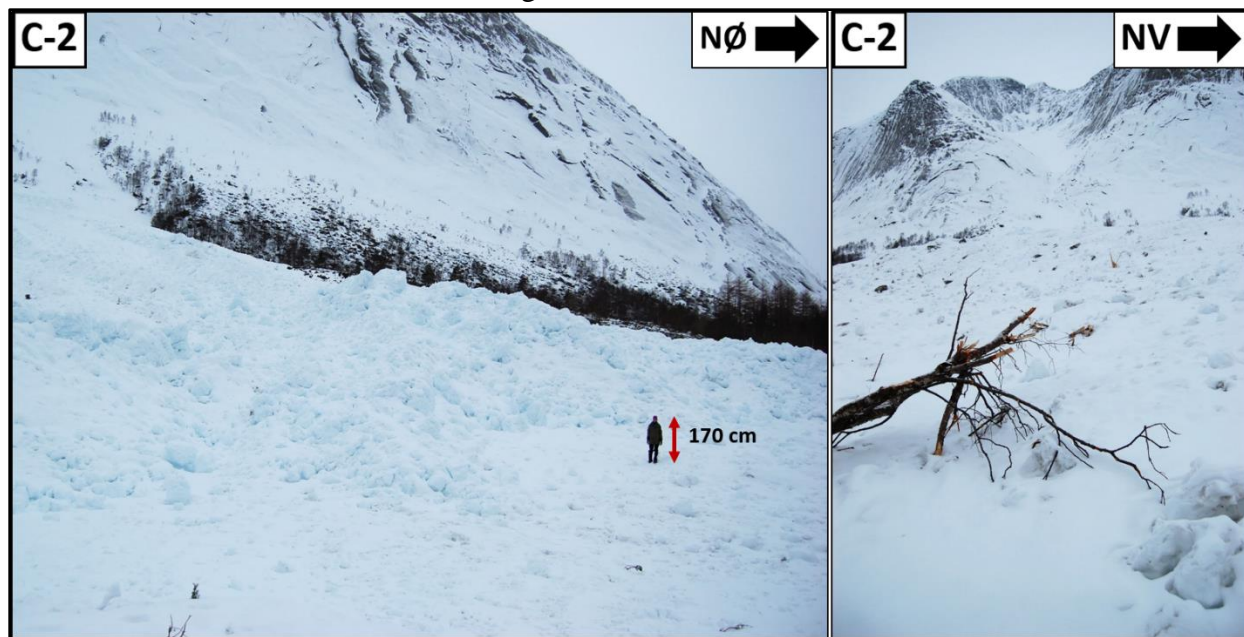


Fig. 5.47 (venstre): Snømasser fra et relativt vått flakskred nedenfor Kolkjeredalen (C-2).

Fig. 5.48 (høyre): Nederst i utløpssonen ligger velte trær i snømassene (C-2).

5.1.5 Steinsprang og steinskred

Lokalitetstype D er tolket som steinsprang- og steinskreddominerte lokaliteter. Lokalitetene har løsneområder langs bratte og eksponerte fjellpartier og er derfor mest utbredt på Ulvanosamassivet, men det er også kartlagt avsetninger nedenfor Gråfjellet langs dalens østside. Fig. 5.49 og 5.50 på neste side viser lokalitet D-1-3, som utgjør to langstrakte urer nedenfor Kolkjeredalsaksla og Geitadalsaksla, samt en ur i Geitadalen. Lokalitet D-1 og D-2 ligger nedenfor de store ryggformasjonene Kolkjeredalsaksla og Geitadalsaksla, som strekker seg ut fra toppen av Ulvanosamassivet og skiller botnene Øktaredalen, Kolkjeredalen og Geitadalen. På toppen av Ulvanosamassivet er det som vist i den kvartærgeologiske kartlegging, et tykt dekke av blokkhav dannet ved frostforvitring. De bratte fjellveggene av granitt er løsneområde for skredene, med helninger på mellom 50 og 80 grader. Som bildene viser har fjellveggene tydelige sprekker og viser tegn til eksfoliasjon.

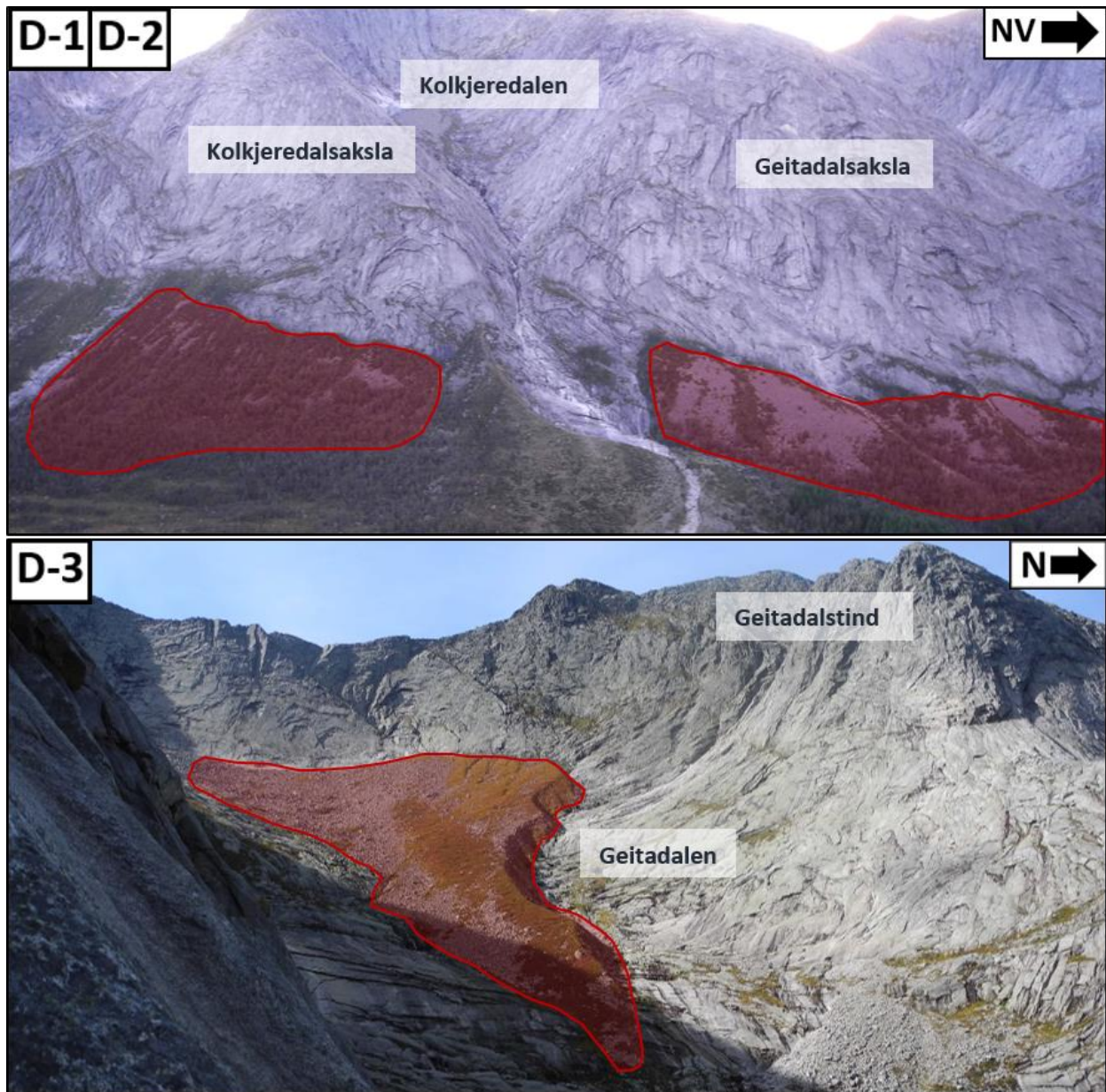


Fig. 5.49 (topp): Lokalitet D-1 og D-2 viser langstrakte og bratte urer nedenfor Kolkjeredalsaksla og Geitadalsaksla, som er eksponerte ryggformasjoner mellom botnene i Ulvanosamssivet.

Fig. 5.50 (nede): Lokalitet D-3 er en ur i Geitadalen, nedenfor de høyeste punktene på Ulvanosamssivet – Geitadalstind (1191 m o.h.) og Høgeteen (1248 m o.h.)

Fig. 5.51 på neste side viser lengdeprofil av hele skredlokalitetene, der X markerer overgangen fra skredløp/løsneområde til utløpssonen hvor løsmassene akkumuleres og sees som knekkpunkter der helningen avtar. Lokalitetenes relieff er mellom 400 og 750 m.

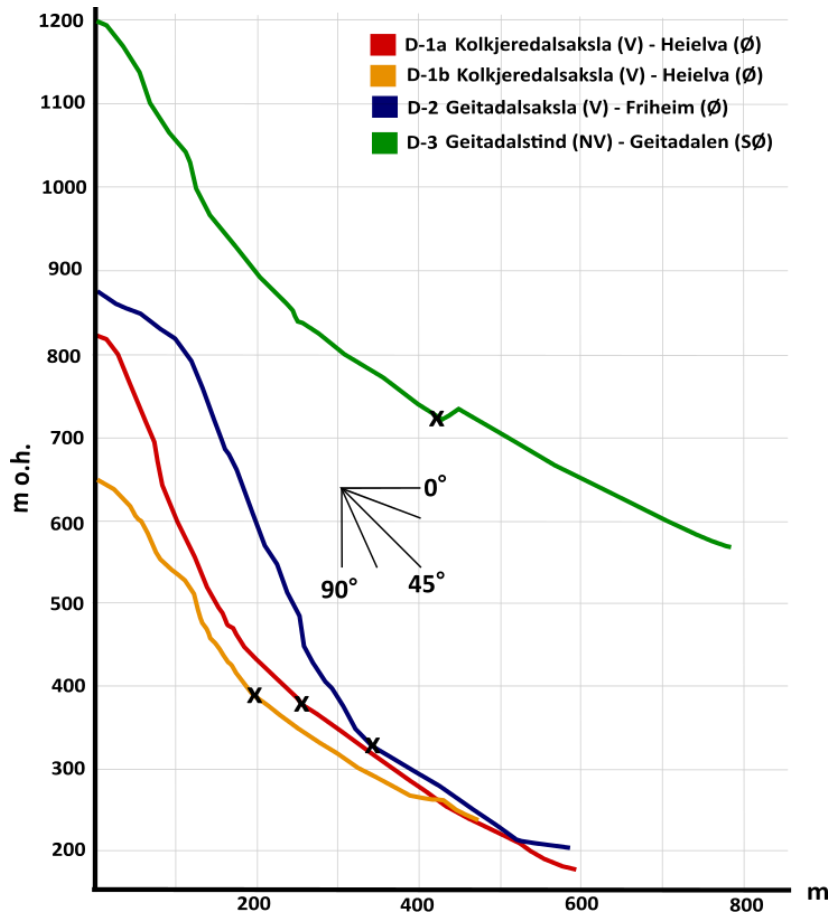


Fig. 5.51: Lengdeprofil av skredløp og utløpssone for lokalitet D-1-3. Overgangen fra skredløp til utløpssone er markert med X. Nærmeste stedsnavn for løснеområde og utløpssone er oppgitt. Profilene er utarbeidet med høydedata fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Fig. 5.52 på neste side viser flyfoto, skyggerelieffmodeller og helningskart for lokalitetstype D. På flyfotoene er utbredelsen av skredavsetningene markert med rød linje. Blå og rød linje på skyggerelieffet markerer utgangspunkt for lengde- og tverrprofiler av utløpssonene, som er vist i fig. 5.53 og 5.54.

På flyfotoene er løснеområdene tydelige som arealer med eksponert berggrunn. Utløpssonene er i varierende grad dekket av vegetasjon. D-1 har til dels tett skog med enkelte åpne områder, D-2 har noen trær i utkantene og D-3 er treløst, men med noe lav- og mosevegetasjon. Skyggerelieffmodellene viser tydelige overganger fra eksponert berggrunn – til utløpssonene der løsmassedekket er tykt. På D-1 og D-2 kuttet avsetningene av flere erosjonsspor, mens det på D-3 er en svært markert erosjonsskant mellom Geitadalens nordlige side og selve skredavsetningen. Skyggerelieffmodellen for D-1b viser to utflatninger i bunnen av utløpssonene.

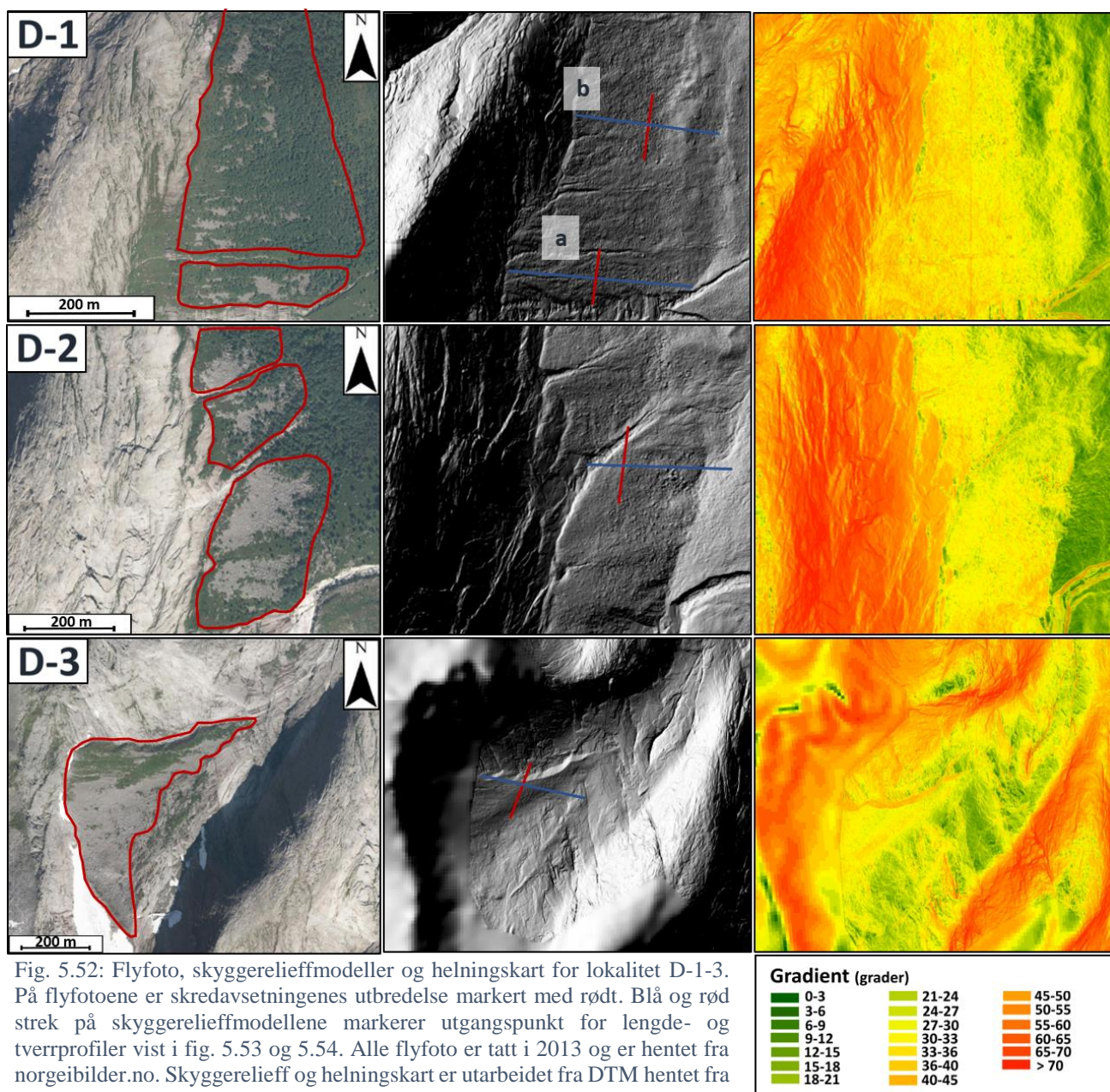


Fig. 5.52: Flyfoto, skyggerelieffmodeller og helningskart for lokalitet D-1-3. På flyfotoene er skredavsetningenes utbredelse markert med rødt. Blå og rød strek på skyggerelieffmodellene markerer utgangspunkt for lengde- og tverrprofiler vist i fig. 5.53 og 5.54. Alle flyfoto er tatt i 2013 og er hentet fra norgebilder.no. Skyggerelieff og helningskart er utarbeidet fra DTM hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b) med oppløsning på 1 x 1 m, og 10 x 10 m for de de øverste partiene på D-3.

Helningkartene viser at de eksponerte fjellpartiene er svært bratte med helninger > 50 grader i bunnen og > 70 grader i de bratteste partiene. Mot toppen av Kolkjeredals- og Geitadalsaksla på lokalitet D-1 og D-2 er terrenget slakere, og på toppen av Ulvanosa på D-3, der det er avsatt blokkhav, er helningen < 20 grader. Helningen i utløpssonen der skred-avsetningene akkumuleres, er på mellom 27 og 33 grader. Utflatningene nederst på lokalitet D-1 er tydlige, med en gradient helt ned til 0-3 grader. Disse er tolket som iskontaktskråninger, der skredavsetninger har blitt liggende mot den smeltende breen under deglasiasjonen, dette kommer jeg tilbake til i kapittel 6.

Fig. 5.53 viser lengdeprofiler av utløpssonene. Profilene for lokalitet D-1a og b og D-2 er parallelle, mens helningen på D-3 er noe slakere. Utflatningene på D-1b er markert med piler, og overgangen fra ur til massestrømsvifter er for D-1a og D-2 tydelige som knekkpunkt der gradienten avtar.

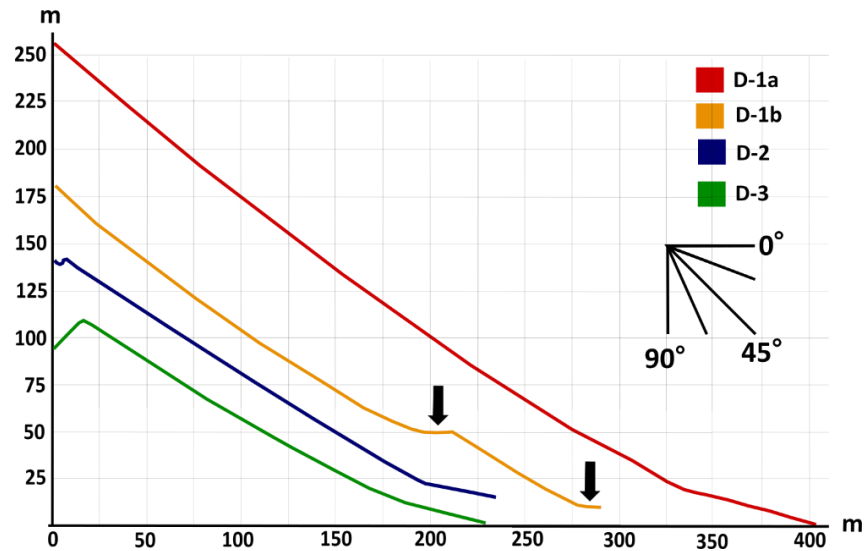


Fig. 5.53: Lengdeprofiler av urene på lokalitet D-1-3. Pilene markerer to utflatninger på D-1b. Utgangspunktet for profilene er markert med blå linje på skyggerelieffmodellene i fig. 5.52.

Tverrprofilene av utløpssonene (fig. 5.54) er svært ujevne. Erosjonsspor, som kutter skredavsetningene, er tydlige som forseknings mellom 25 og 30 m på D-1a og fra 70 m for D-2. For D-1b gir to svært store blokker i utløpssonen et tydelig utslag på tverrprofilen mellom 15 og 25 m. Fra 80-110 m for D-3 er erosjonskanten mellom fjellveggen og skredavsetningen tydelig som en 10,5 m høy skråning i slutten av profilet.

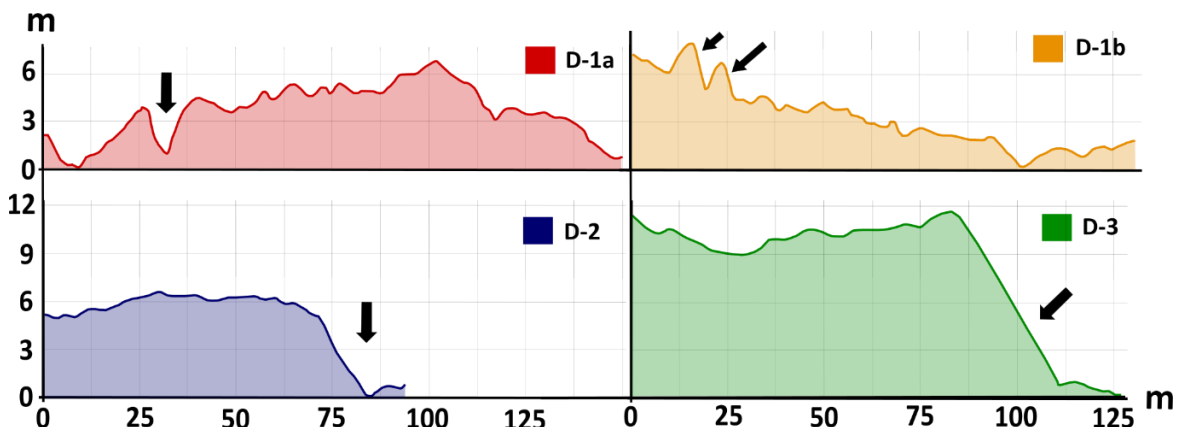


Fig. 5.54: Tverrprofiler av urene på lokalitet D-1-3. Pilene markerer erosjonsspor, og to store blokker på D-1b. Utgangspunktet for profilene er markert med rød linje på skyggerelieffmodellene i fig. 5.52.

Fig. 5.55 viser løснеområdene for lokalitetstype D. Fig. 5.55A er tatt like nedenfor Høgeteen, som er det høyeste punktet på Ulvanosamassivet, og viser tegn til sprekke dannelse og eksfoliasjon i

fjellveggen Fig. 5.55B er tatt fra toppen av Geitadalsaksla, med Geitadalen til venstre og Kolkjeredalen til høyre. Toppen av ryggen er relativt flat og viser tydlige tegn til frostforvitring i form av sprekkedannelse. Enkelte blokker har løsnet fra berggrunnen og ligger og balanserer på toppen av ryggen. Disse kan løse ut som steinsprang ved ytre påvirkning. Fig. 5.55C viser toppen av Ulvanosamassivet, der det over lang tid har akkumulert et tykt dekke av blokkhav. Fig. 5.55D viser blokkhav på toppen av Ulvanosa ut mot kanten ned mot Geitadalen. Her overskrides den *kritiske vinkelen*, slik at blokker som løsner fra berggrunnen ved frostforvitring ikke blir liggende som en del av blokkhavet, men faller ut som steinsprang. Helt øverst i botnen er en tydelig rygform (rød pil). Nærmere undersøkelser av ryggen ble ikke gjort, men basert på beliggenheten er det nærliggende å tro at denne er en kombinasjon av en *pronival ryg* og *morenerygg*.

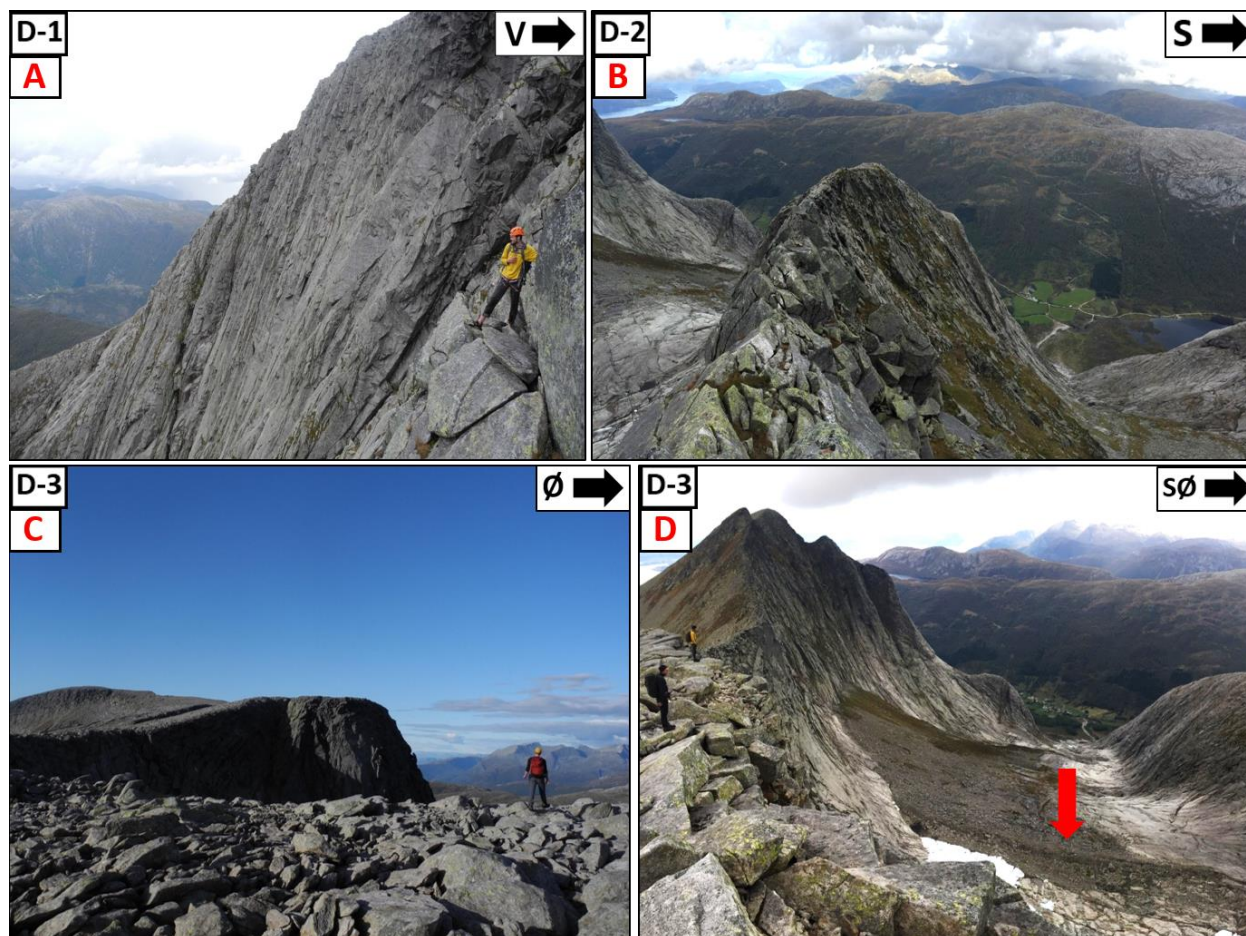


Fig. 5.55: Løsneområder for lokalitetstype D. **A)** Tydelig sprekkdannelse og tegn til eksfoliasjon nedenfor Høgeteen. **B)** På Geitadalsaksla mellom Geitadalen og Kolkjeredalen er det tydelige tegn til frostforvitring og løse blokker balanserer på ryggen. **C)** Toppen av Ulvanosamassivet er under den kritiske vinkelen, blokker som løsner ved frostforvitring blir derfor liggende som en del av blokkhavet. Melderskin og Bjørndaltindane ovenfor Rosendal i bakgrunnen. Foto: Håkon Tufteland. **D)** Geitadalen sett fra ryggen mellom Høgeteen og Geitadalstind Ulvanosa). Rød pil markerer en rygg, som basert på beliggenheten trolig er en kombinasjon av en *pronival ryg* og en *morenerygg*.

Sedimentene i utløpssonen består av løst pakket grus og kantede steiner og blokker. Sammensetningen er svært varierende, avhengig av proksimalitet til fjellveggene. Fig. 5.56A viser et sedimentært snitt blottlagt av et erosjonsspor helt øverst i utløpssonen på D-2. Her består sedimentene av kantede steiner og blokker i en matriks av grus og noe grov sand. Det er ingen tydelige tegn til stratifisering, og blokkene har ingen definert orientering. Fig. 5.56B viser urens overflate lenger ned. Her øker andelen blokker og mengden med finere sedimenter avtar. Graving her var vanskelig, men den store andelen blokker tyder på at sedimentene er klastbårne. Helt i bunnen av skråningen øker mengden med vegetasjon og andelen store blokker, uten finere sedimenter synlige i overflaten (fig. 5.56C). Under og mellom de store blokkene er noe finere sedimenter avsatt, som gir grobunn for trær og annen vegetasjon.

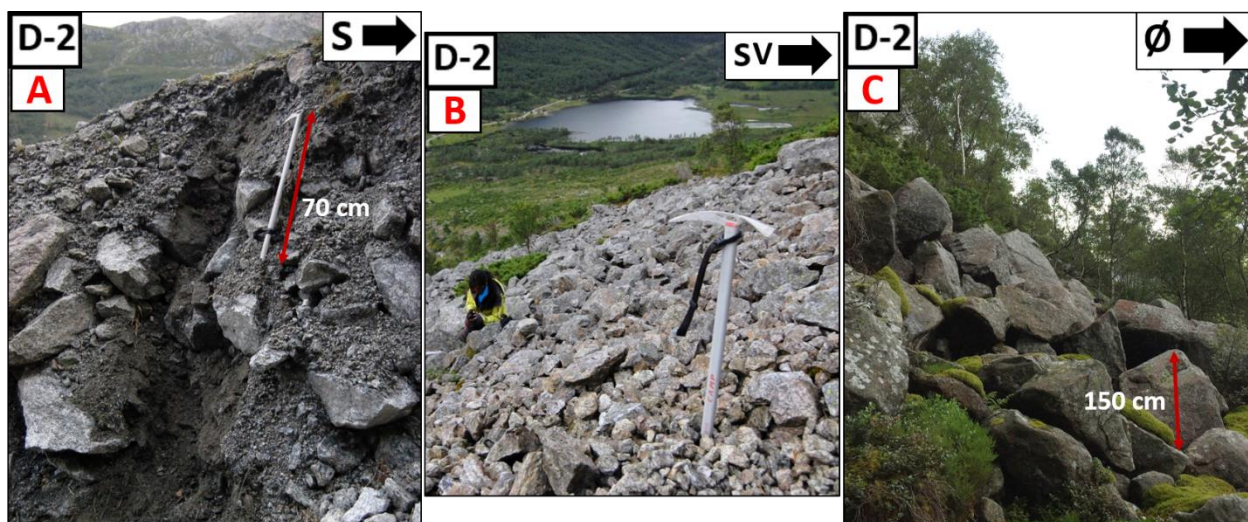


Fig. 5.56: **A)** Sedimentært snitt øverst i utløpssonen for D-2 viser kantede steiner og blokker i en løspakket matriks av grus og noe grov sand. Blokkene har ingen tydelige tegn til gradering eller orientering. **B)** Lenger ned i utløpssonen for D-2 er steiner og grus fremdeles synlige i overflaten, men andelen blokker er større. De største blokkene er $\sim 1 \text{ m}^3$. **C)** Nederst i utløpssonen på D-2 er det avsatt svært store blokker, med volum på mellom 1 og 8 m^3 . Her er blokkene i større grad dekket av lav og mose, og trær vokser mellom de store blokkene.

Den økende andelen av store blokker mot bunnen av utløpssonen for D-2 fremkommer av fig. 5.57 på neste side. Denne fordelingen er et resultat av *fallsortering*, som oppstår fordi store blokker har større kinetisk energi og dermed utløpslengde. Alle lokalitetene er blitt modifisert av andre skredprosesser, sannsynligvis både sørpeskred og grove massestrømmer. Dette fremkommer som erosjonskanter mellom skredavsetningene og de bratte fjellveggene (fig. 5.58), og som erosjonsspor som kutter urene, vist på skyggerelieffmodellene (fig. 5.52, s. 69).

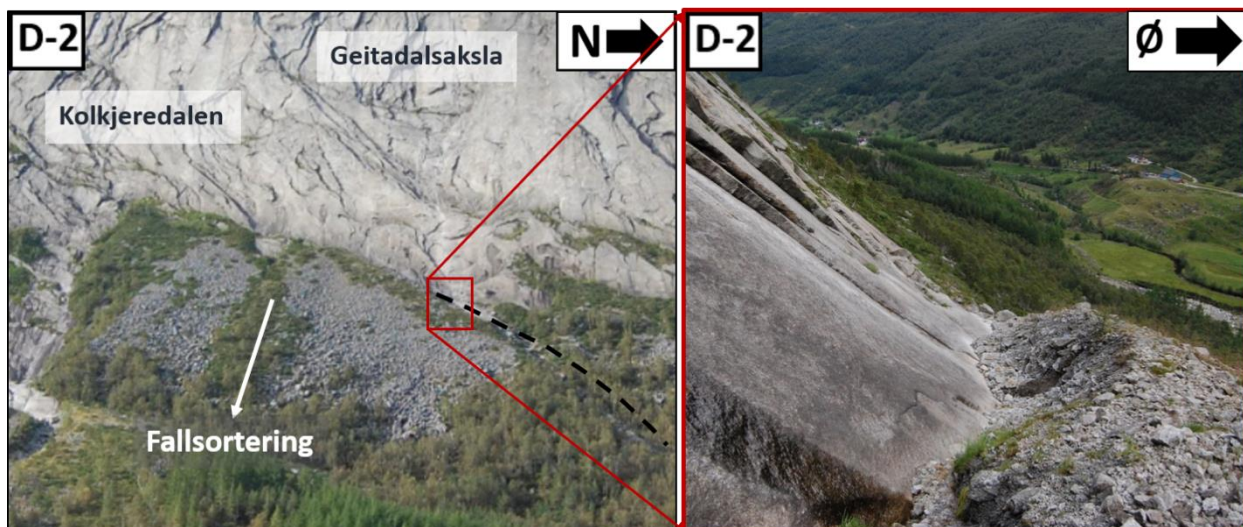


Fig. 5.57 (venstre): Andelen store blokker øker lenger ned i utløpssonen som et resultat av *fallsortering*. Stiplet svart linje markerer erosjonssporet vist i fig. 5.58.

Fig. 5.58 (høyre): Erosjonskant mellom fjellveggen og utløpssonen leder ned til et erosjonsspør som kutter ura og danner det sedimentære snittet vist i fig. 5.56A på forrige side.

Den langstrakte ura, som utgjør utløpssonen for D-1, er i mye større grad enn D-2 og D-3 dekket av vegetasjon (se flyfoto, fig. 5.52, s. 69). Her er blokkene dekket av lav eller mose med einerbusker og bjørketrær mellom de store blokkene i skråningen (fig. 5.59A og 5.59B). Det er ikke like tydelige fallsortering som for D-2 og D-3. Som terrengmodellene (fig. 5.52) og lengdeprofilen (fig. 5.53) viser, er det to utflatinger mot bunnen av skråningen. Blokkene er kantet, men viser tegn til langvarig forvitring ved at flater som vender opp, er ruglete og enkelte kanter er tagget og avrundet (fig. 5.59C).

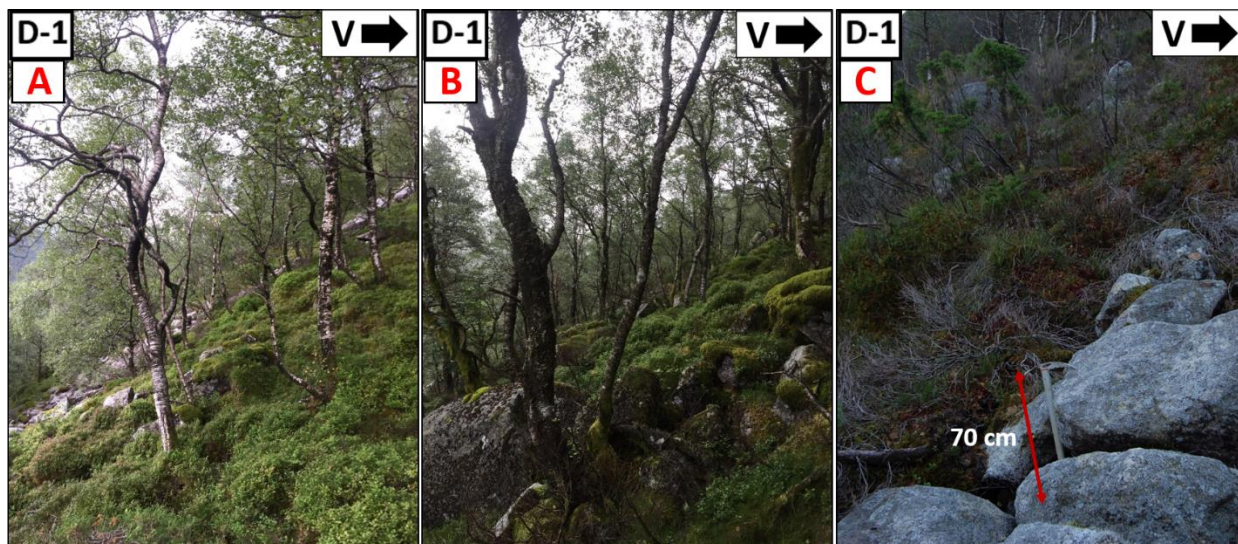


Fig. 5.59: **A** og **B**) Den langstrakte ura på lokalitet D-1 er dekket av mye vegetasjon med lav, mose, einer og bjørketrær, som vokser opp mellom blokkene. **C**) Flatene på blokker som vender opp, viser tegn til langvarig forvitring i form av ruglete overflater og avrunda kanter.

Kornformanalyse ble gjennomført øverst i ura på D-1 og D-2 (fig. 5.60). Analysen viser at omtrent alle sedimentene er kantet. Kornformanalyser ble ikke gjennomført på øvrige deler av urene, da kun blokker var synlige i overflaten og kravene for analysen ikke ble oppfylt. D-3 er lokalisert i Geitadalen og ble kun observert på avstand på grunn av vanskelig tilgjengelighet.

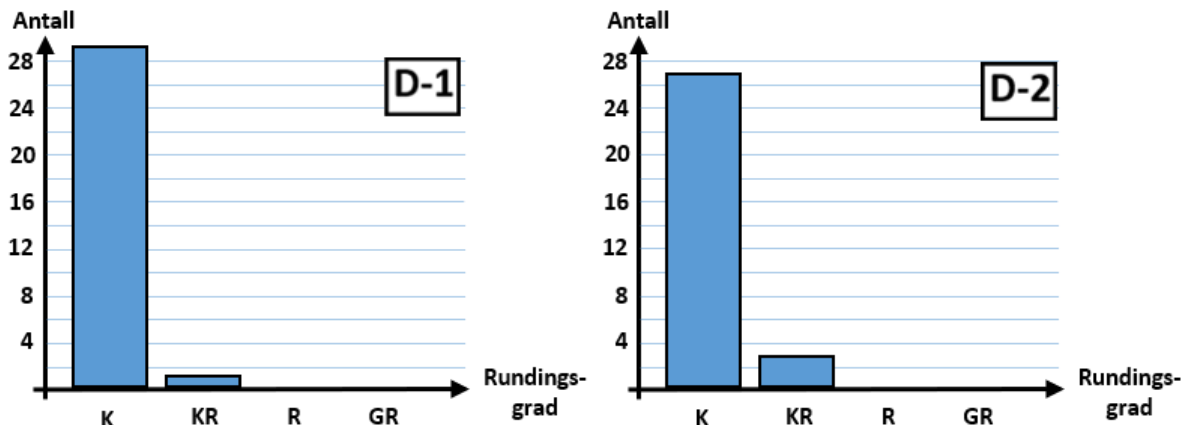


Fig. 5.60 (D-1 og 2): Resultatet av kornformanalyser gjennomført øverst i urene på D-1 og D-2. **D-1:** 97% K, 3% KR. **D-2:** 90% K, 10% KR.

Det er flere indikatorer på steinsprangaktivitet i området. Steinsprang er sannsynligvis aktivt langs hele den vestlige dalsiden. Enkeltblokker fra steinsprang med ferske bruddflater (fig. 5.61A og B) og blokker avsatt i vegetasjon (fig. 5.61C og D) er funnet på flere lokaliteter.

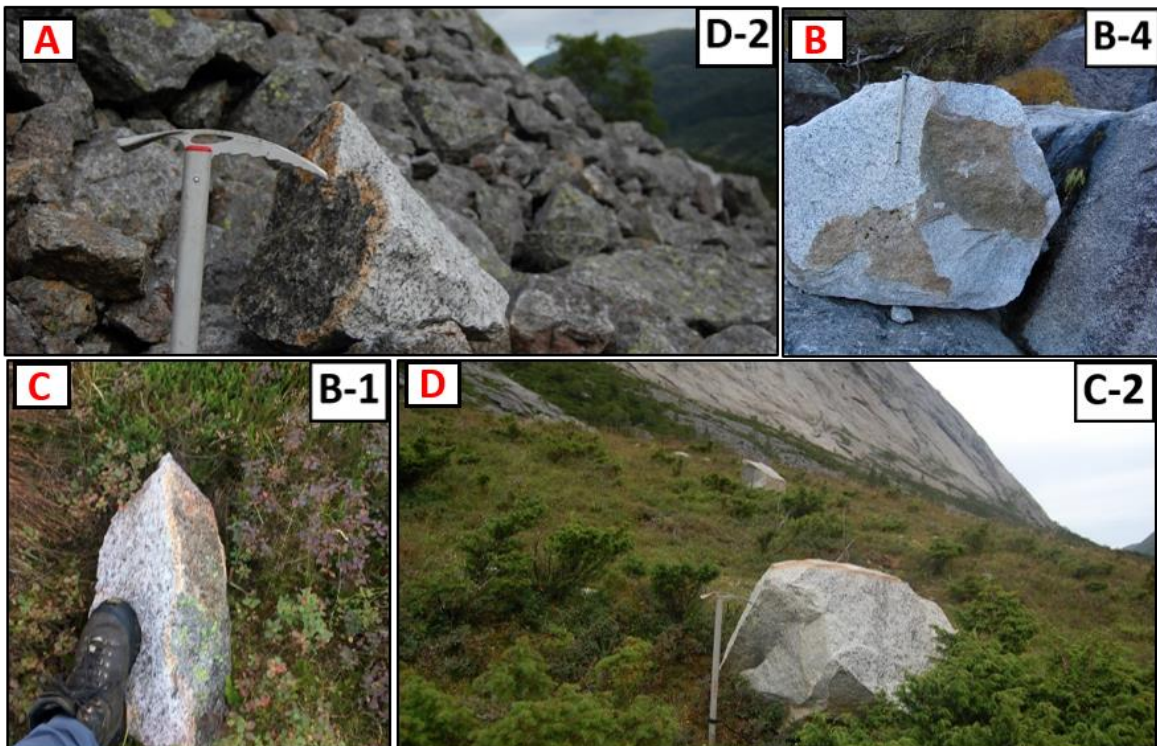


Fig. 5.61: **A** og **B**) Steinsprangblokker med ferske bruddflater er observert på alle lokalitetstyper langs Ulvanosamassivet. **C** og **D**) Steinsprangblokker som ligger oppå vegetasjonsdekket tyder på aktivitet i nyere tid.

Andre spor etter aktivitet er sår i vegetasjonsdekket (fig. 5.62A) og på blokker i urene (fig. 5.62B og C). Det er umulig å si hvor ferske bruddflatene er uten dateringer. «Ferske bruddflater» er derfor en noe usikker indikasjon på aktivitet, men ingen tilvekst av lav støtter imidlertid påstanden om at bruddflatene indikerer skredaktivitet i *nyere* tid.

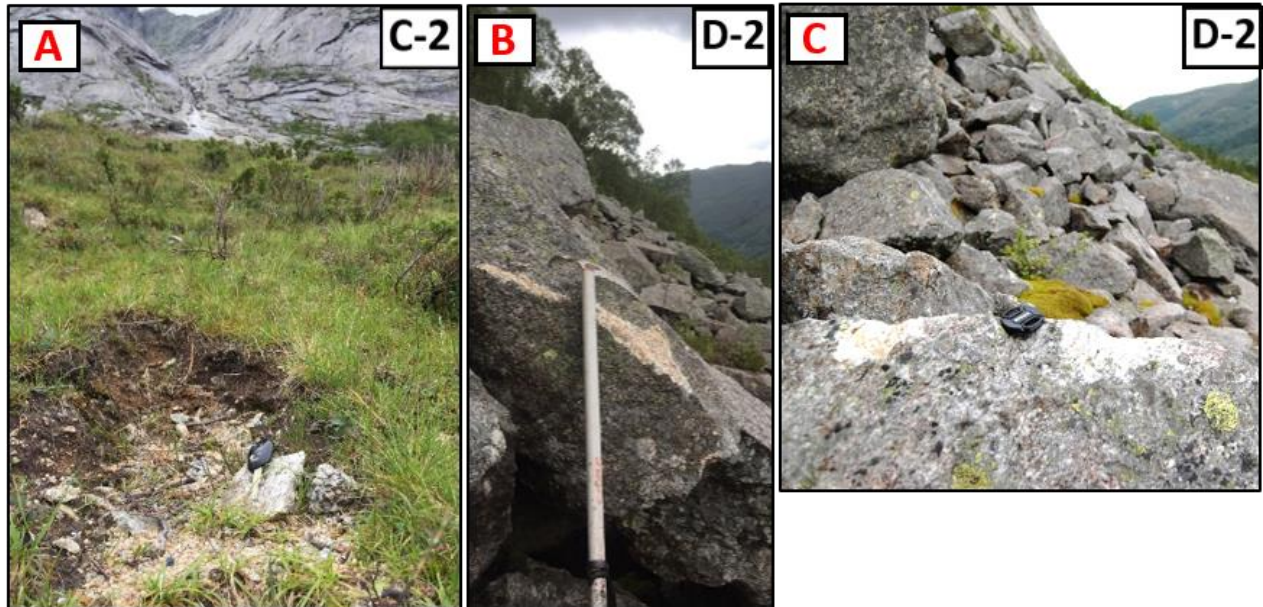


Fig. 5.62: **A)** Fallende steinsprangblokker har skadet vegetasjonsdekket på lokalitet C-2. **B** og **C)** Skader på blokker i ura er trolig et resultat av fallende steinsprangblokker.

5.2 Studie av innsjøsedimenter

Da resultatet av skredkartleggingen viste at flomskred på lokalitet A-4 har hatt tilstrekkelig mobilitet til å nå Fjellandsbøvatnet, ble det besluttet å gjennomføre en pionerstudie for å undersøke potensialet for en rekonstruksjon av flomskredhendelser. I denne forbindelse ble det tatt to 'gravity'-kjerner (FJG-117 og FJG-217) fra Fjellandsbøvatnet for å forsøke å identifisere skredsignaler i sedimentarkivet. Metodene som ble tatt i bruk er batymetrisk kartlegging, kjernetakning, CT-skanning, beskrivelse av sedimentære enheter og radiokarbondatering. Hva resultatene kan indikere og eventuelle feilkilder blir drøftet i kapittel 6.

5.2.1 Batymetrisk kartlegging og kjernetakning

Under skredkartleggingen ble det konkludert med at kun flomskred har høy nok mobilitet til å nå Fjellandsbøvatnet (se *detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger* s. 41). På bakgrunn av dette er de mest aktuelle borelokalitetene trolig i nærheten av bekkeutløpene, da flomskred oftest utløses langs med, og følger bekker, som beskrevet i kapittel 3.3.2.

Vannet har en ujevn batymetri med tre små bassenger (fig. 5.63, neste side). Tre bekker renner ut i Fjellandsbøvatnet – Djupedalsbekken i øst, Heielva i sør-vest og Båtahaug-bekken i sør. I sør og sør-vest er det store grunne områder, da et delta er bygget ut ved Heielva og Båtahaugsbekken. Som vist på de kvartærgeologiske kartene, er store deler av deltaets overflate dekket av myr, mens det er sand i overflaten i nærheten av bekkeutløpene (se kvartærgeologisk kart, s. 40). Deltaet ved Djupedalsbekken er mye mindre og ligger nedenfor dalsiden i øst. Her er materialet grovere enn i deltaet i sør og består av sandig grus. Deltaet ved Djupedalsbekken er tolket som de distale delene av utløpssonen for lokalitet A-4, som er en flomskreddominert lokalitet. I nord er det et stort grunt område med små øyer av morenemateriale, som er tolket som israndavsetninger. Det største dypet ble målt midt mellom de tre bekkeutløpene og er på 10,5 m. De andre bassengene har dyp på 8 og 10 m og er adskilt av subakvatiske ryggformasjoner, der dypet er 2-3 m. Den ujevne batymetrien antyder at løsmassemektingen i innsjøen er relativt liten. En større sedimenttilførsel ville sannsynligvis ha ført til en jevnere bunn der de dype og relativt små bassengene ble fylt inn. Lav sedimenttilførsel er som forventet, da vannet er lokalisert helt innerst i Uskedalen og har et forholdsvis lite nedslagsfelt.

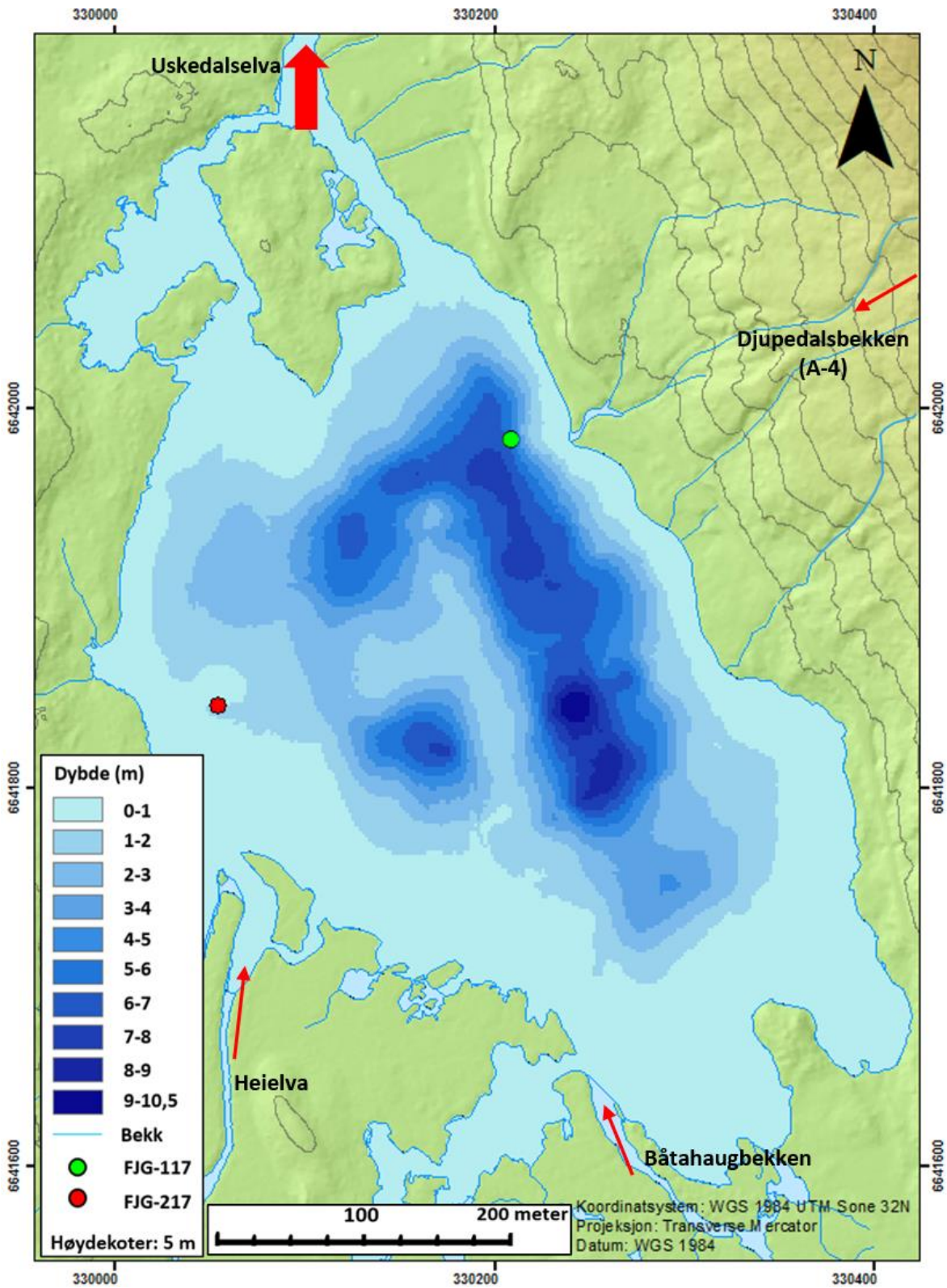


Fig. 5.63: Batymetrisk kart over Fjellandsbøvatnet. Borelokalitetene for FJG-117 og FJG-217 er markert.. Innløp og utløp er markert med henholdsvis tynne og tykk pile(r). Djupedalsbekken deles i tre mindre bekker ved rotpunktet lenger opp i skråningen, borelokalitet for FJG-117 er nedenfor «hovedløpet». Koordinater for borelokalitetene er gitt i vedlegg 1, og batymetrisk kart med GPS-spor og dybdemålingspunkter er gitt i vedlegg 5.

Det ble først forsøkt å bore i den dypeste delen av innsjøen, distalt for Djupedalsbekkens utløp. Her besto sedimentene av en tyktflytende «suppe» av organisk materiale som vist i fig. 5.64. Prøven hadde så lav kohesjon at det meste skled ut av prøvetakeren ved heising, og prøven inneholdt svært lite minerogene sedimenter. Det ble derfor isteden tatt kjerner mer proksimalt til bekkeutløpene, for å sikre at minerogene sedimenter avsatt fra bekkene ble fanget opp.



Fig. 5.64: Sedimentprøven fra det dypeste bassenget i Fjellandsbøvatnet var en «suppe» av organisk materiale uten synlige tegn til minerogene sedimenter.

FJG-117 ble tatt på 7 meters dyp på deltaskråningen nedenfor Djupedalsbekkens utløp, mens FJG-217 ble tatt på 2 meters dyp ved utløpet til Heielva. Borelokalitetene er markert på det batymetriske kartet (fig. 5.63). En ulempe med å velge mer proksimale borelokaliteter er at sedimentasjonsraten er høyere. Man får derfor ikke fanget opp materiale fra et like langt tidsrom i prøven. Fig. 5.65 viser et utsnitt fra det kvartærgeologiske kartet med fokus på skråninger, der borelokalitet for FJG-117 er markert.

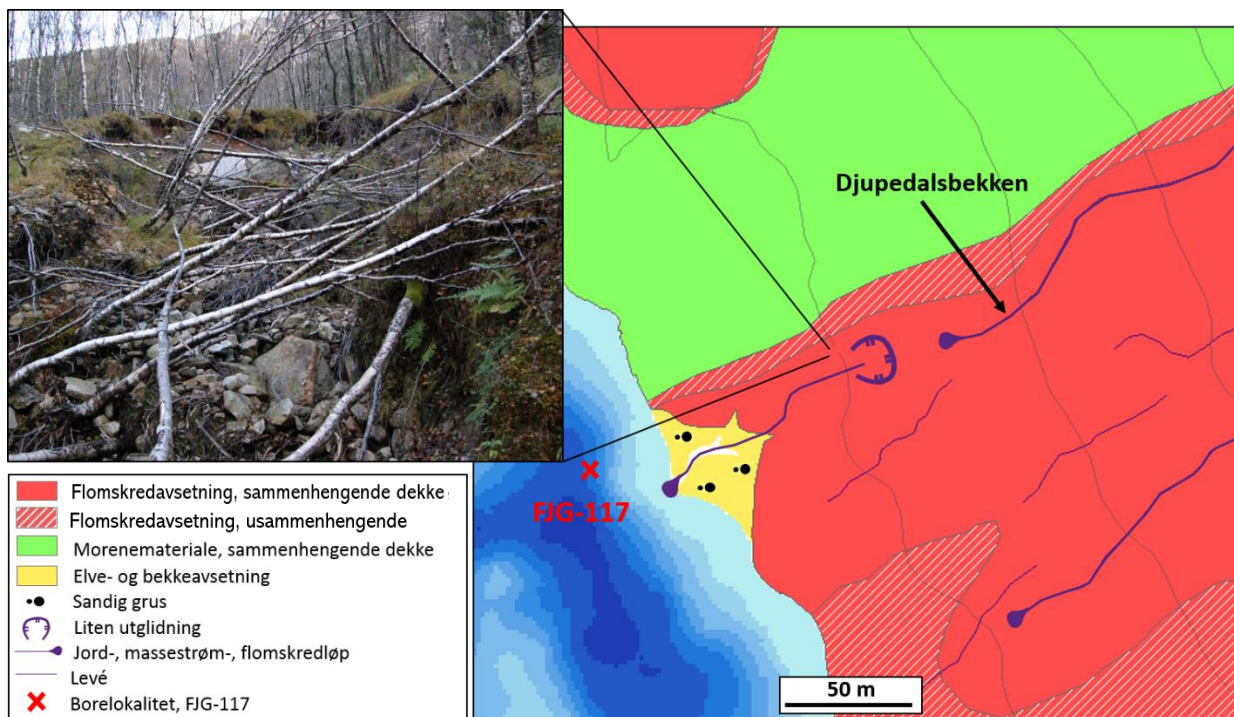


Fig. 5.65: Utsnitt av det kvartærgeologiske kartet med fokus på skråninger, samt deler av det batymetriske kartet med borelokalitet for FJG-117 markert. Foto viser en løsmasseutglidning 100 m ovenfor Djupedalsbekkens utløp.

5.2.2 Logg, CT-skann og beskrivelse av sedimentære enheter

FJG-217 er 67 cm lang og består av medium til grovkornet sand. Mot bunnen er et 2 cm tykt lag med grus. Gjennom kjernen er det flere steder avsatt organiske fragmenter i sanden. Dette er planterester erodert fra myra som dekker deltaet ved Heielva. På bakgrunn av borelokalitetens plassering og innholdet av relativt massiv sand, ble det konkludert med at kjernen ble tatt for proksimalt til bekkens utløp og derfor sannsynligvis har en for stor sedimentasjonsrate. Studien av innsjøsedimenter ble derfor fokusert på FJG-117 som ble tatt distalt på deltaet ved Djupedalsbekken.

Under den visuelle loggingen av FJG-117 ble potensielle flomskredlag observert. Det ble derfor bestemt å CT-skanne kjernen for å visualisere disse lagene. CT-skanning ga data med gråskalaverdier i intervallet 0 – ~30 000. Ved å gradvis visualisere de ulike delene av gråskalaspekteret ble gråskalaintervallet for vann, organisk materiale, fine minerogene sedimenter (leire og silt) og grove minerogene sedimenter (sand og grus) definert. Disse massene har gråskalaverdier i intervallet ~1000 – ~5000, og utgjør omtrent hele kjernens innhold. De svært lave gråskalaverdiene (0 – ~1000) representerer luftrom rundt kjernen og ‘oasis’, som ble benyttet til forsegling av kjernen, dette er materie med lav massetetthet. De svært høye gråskalaverdiene (> 10 000) skyldes sannsynligvis enkelte mineraler i sedimentene med høy massetetthet, eller små forekomster av grunnstoffer med høy absorpsjonsevne.

En ‘probe-spline’ ble generert gjennom kjernen for å registrere endringer i gjennomsnittlig gråskalaverdi for hver millimeter, som gir et mål på *relativ* massetetthetsfordeling. Kjernen ble deretter logget, basert på både visuell inspeksjon og figurer generert fra CT-dataene og ble deretter delt inn i sedimentære enheter: *FS* (flomskred), *Sa* (sand), *SO* (silt og organisk) og *O* (organisk). En sammenstilling av høyoppløselig XRF-foto, logg, facies-inndeling, gråskalaverdier, samt visualisering fra CT-data er vist i fig. 5.67, s. 83.

Beskrivelse av sedimentære enheter

FS: Disse enhetene er lag av grove sedimenter fra medium til grov sand/fin grus og gir derfor tydelige utslag på gråskalagrafen, med verdier opp mot 4000. Lagene er mellom 0,6 og 1,5 cm tykke og har en helning på omtrent 10 grader. Lagene er normalgradert fra grov til fin sand. Det

første innslaget av denne enheten (*FS-1*) er ved 40 cm dyp, etter en lang sekvens uten endringer i sedimentene. Etter *FS-1* følger tre nye enheter (*FS-2-4*) over de neste 4 cm av kjernen, adskilt av tynne lag av 'Sa'. Deretter opptrer de resterende enhetene av *FS* parvis mellom 31 og 28 cm (*FS-5-6*), og mellom 9 og 7,5 cm (*FS-7-8*). Av CT-figuren, som viser sand og grus (fig. 5.67), fremkommer lagene som mørkebrune felter, med lavt innhold av organiske fragmenter og fine minerogene partikler. På bakgrunn av sedimentologien og borelokalitetens plassering er disse lagene tolket som flomskredsignal, noe jeg kommer tilbake til i kapittel 6.

En 3D-modell av *FS-1-5* er vist i fig. 5.66. Her kommer lagenes helning, som er et resultat av at kjernen er tatt på deltaskråningen, tydelig frem. Figuren viser også et lite brudd i kjernen ved *FS-1* og *FS-2*, som trolig oppstod under kjernetakning eller under transport. Porevann i sedimentene er vist som lyseblå felter, og store gruspartikler er vist som svarte flekker.

SO: Det meste av kjernen består av denne facien, med en gjennomsnittlig gråskalaverdi pr. mm på mellom 2300 og 2600. CT-figurene viser stor overvekt av minerogene sedimenter i leire og siltfraksjonene, med et relativt høyt innhold av vann og organiske fragmenter. Som fig. 5.66 ovenfor viser er det enkeltpartikler av grus i de ellers finkornede massene.

Sa: Denne facien består av relativt tynne lag av fin sand. Gjennomsnittlig gråskalaverdi pr. mm er på mellom 2300 og 2800, nokså likt *SO*. Årsaken til dette er at flere av lagene har et relativt høyt innhold av vann, som trekker ned den gjennomsnittlige gråskalaverdien. Relativt til *SO* har lagene

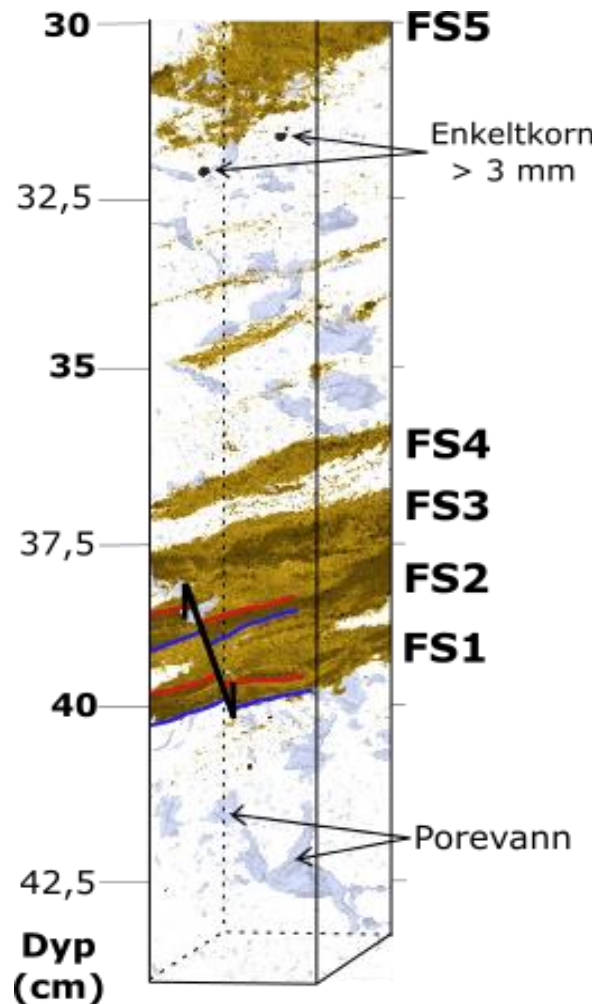


Fig. 5.66: 3D-modell av flomskredlagene (*FS-1-5*). Porevann i sedimentene og enkelte grove partikler kommer også tydelig frem.

et lavere innhold av organiske fragmenter og finkornete minerogene sedimenter. Etter *FS-1* opptrer *Sa*-enhetene nokså sporadisk gjennom kjernen og er ofte avsatt rett etter *FS*-enhetene.

O: Disse enhetene har et svært høyt innhold av organiske fragmenter og vann, som gir utslag på gråskalagrafen med lave verdier. Lagene fremkommer som brune felter i figuren som viser vann og organisk innhold (fig. 5.67), men er tydeligere som åpne felter i figurene for minerogene sedimenter.

5.2.3 Radiokarbondateringer

Det ble tatt ut prøver til datering i bunnen av kjernen (61 cm), under *FS-1* (41,5 cm), over *FS-3* (37 cm), under *FS-4* (31,5 cm), over *FS-5* (28 cm) og ved 13 cm. Målet var å datere *FS-1-3* og *FS-4-5*, og bruke dateringene fra bunnen og ved 14 cm til å utarbeide en aldersmodell.

Tabell 5.1 nedenfor viser resultatet fra radiokarbondateringene utført på organiske fragmenter i prøvene. Radiokarbonalderne er kalibrert ved hjelp av ‘Calib 7.10’ (Stuiver et al., 2018) med kalibreringskurve ‘IntCal13’ (Reimer et al., 2013) og oppgitt i kal. år AD. Tabellen viser alle mulige resultater for både ett og to standardavvik (Sigma 1 og 2) og deres sannsynlighet. Vektet median i kal. år AD er oppgitt i nederste rad og er i aldersspennet 291 – 604 kal. år AD. Prøven ved 61 cm gir som forventet den eldste alderen, men flere av de andre alderne er reverserte.

Tabell 5.1: Resultater fra AMS-¹⁴C-radiokarbondatering av organiske fragmenter, kalibrert med Calib 7.10 (Stuiver et al., 2018) med kalibreringskurve IntCal13 (Reimer et al., 2013).

ID	TRa-12570	TRa-12571	TRa-12572	TRa-12573	TRa-12574	TRa-12575
Dyp (cm)	13	28	31.5	37	41.5	61
¹⁴ C-år	1568 +/-16	1730 +/-11	1679 +/-13	1461 +/-17	1626 +/-11	1752 +/-16
1 Sigma (kal. år AD)	430-492 (0,839)	258-284 (0,571)	348-369 (0,493)	585-625 (1,000)	404-422 (1,000)	251-260 (0,165)
68,2 % sannsynlighet	513-516 (0,051)	289-295 (0,094)	378-395 (0,507)			279-326 (0,835)
	529-536 (0,110)	321-339 (0,334)				
2 Sigma (kal. år AD)	428-539 (1,000)	253-308 (0,595)	337-402 (1,000)	569-641 (1,000)	392-429 (0,957)	241-335 (1,000)
95,4 % sannsynlighet		310-354 (0,369)			495-507 (0,039)	
		367-378 (0,036)			523-525 (0,004)	
Vektet median (kal. år AD)	478	292	370	604	413	291

Fra de samme prøvene ble også løst karbon i form av karbonsyre datert (vedlegg 6). Disse dateringene er i alle tilfeller yngre enn for de organiske fragmentene. Dette er sannsynligvis et resultat av at mobilisert karbon har infiltrert nedover i de permeable sedimentene og dermed ført

til en underestimering av alderen. På bakgrunn av dette vil jeg fokusere på dateringene fra de organiske fragmentene.

Fig. 5.67 på neste side viser en datasammenstilling for FJG-117. Denne består av høyoppløselig XRF-foto, logg, facies-inndeling, gråskalaverdier og visualisering fra CT-data. CT-figurene er inndelt basert på gråskalaverdiene som viser henholdsvis vann og organiske fragmenter, fine minerogene sedimenter av leire og silt, samt grove minerogene sedimenter av sand og grus. Svart-hvit figur til høyre er en 'orthoslice' som viser et 2D-snitt av kjernen, der lyse områder har høy massetetthet og mørke områder har lav massetetthet. Helt til høyre er en alder-dyp modell utarbeidet ved hjelp av CLAM ('classic' age-depth modelling) versjon 2.2 (Blaauw, 2010). En 'smooth-spline'-interpolering med utjevningsnivå satt til 0,7 ble benyttet. Dateringene er kalibrert med kalibreringskurve IntCal13 (Reimer et al., 2013). Modellen er plottet med 2 standardavvik, der den heltrukne svarte linjen markerer den vektete medianen og det skraverete feltet viser usikkerheten. Blå og røde linjer markerer de kalibrerte resultatene med 2 standardavvik, der røde dateringer er klassifisert som 'outliers' som er ekskludert fra aldersmodellen. De «stiplede» linjene viser interpolerte verdier for to scenarioer, som blir drøftet videre i kapittel 6 sammen med potensielle feilkilder.

5.2.4 Datasammenstilling, FJG-117

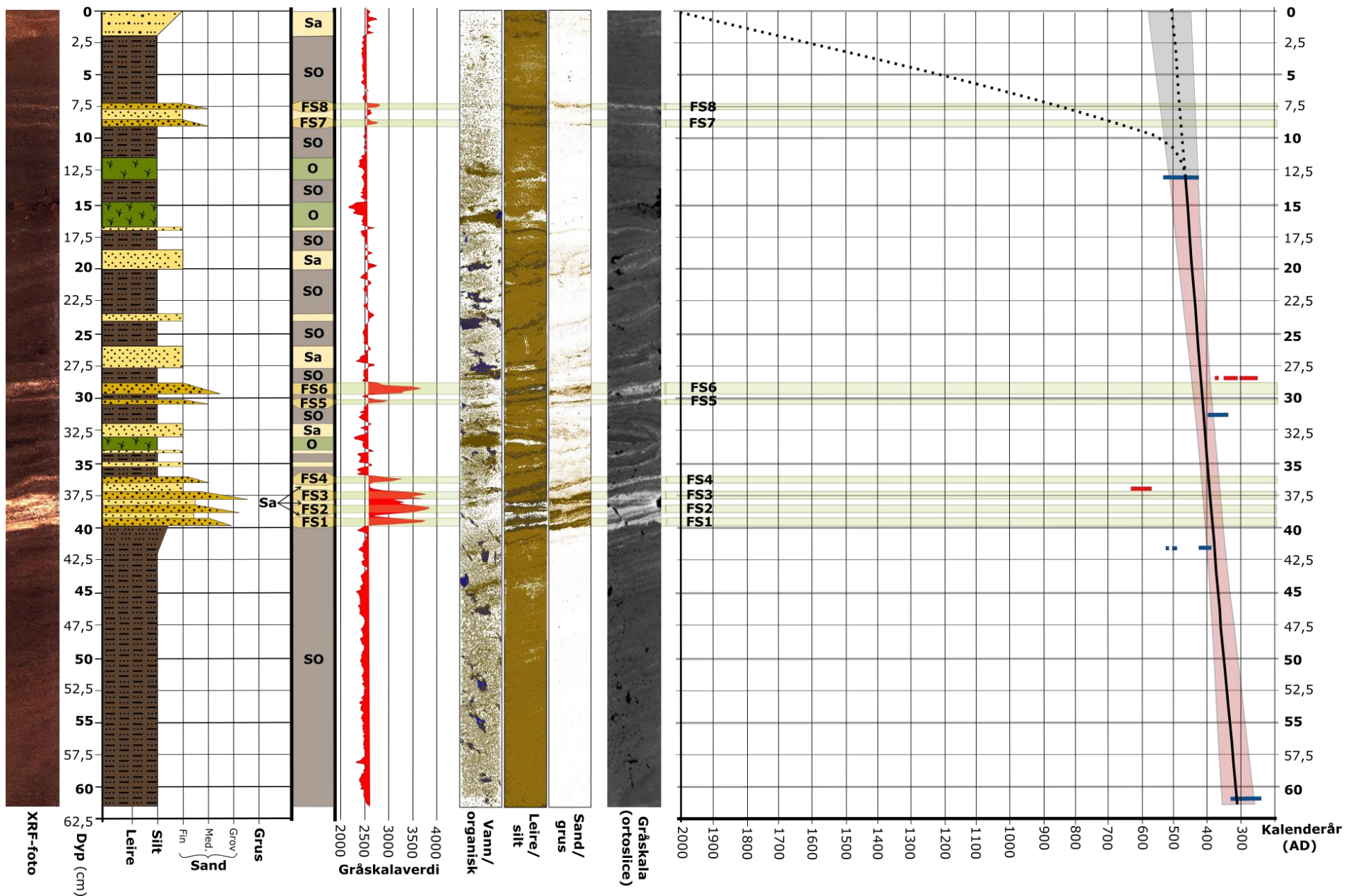


Fig. 5.67: Datasammenstilling for FJG-117. Blåe og røde linjer i aldersmodellen markerer de kalibrerte resultatene med 2 standardavvik, røde er klassifisert som 'outliers'.

6 Diskusjon

På bakgrunn av datagrunnlaget presentert i kapittel 5, har grove massestrømmer/flomskred, jordskred/grunne utglidninger, flakskred, sørpeskred, steinsprang og steinskred blitt gjenkjent i Uskedalen. Resonnementene for disse tolkningene er basert på beskrivelsene av enkeltlokalitetenes sedimentologi, geomorfologi og utbredelse ut fra topografiske, klimatiske og geologiske faktorer. Tolkningene baserer seg imidlertid ikke kun på observasjoner fra enkeltlokaliteter, men også ved å se lokalitetene i en større kontekst. I kapittel 6.1 vil de ulike skredtypenes rolle i den holocene utviklingen av landskapet gjøres rede for. Prosessenes landskapsendrende effekt med hensyn på geomorfologi og sedimentologi blir drøftet i kapittel 6.2, før usikkerheter og indikasjoner for resultatene fra studie av innsjøsedimenter blir diskutert i kapittel 6.3. En kortfattet sammenlikning av resultatet fra tradisjonell kvartærgeologisk kartlegging og *detaljert kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng* gis i kapittel 6.4.

6.1 Kartlagte skredtyper og den holocene utviklingen av landskapet

Selv om det er lagt hovedvekt på kartlegging av skredavsetninger, er også utbredelsen av andre jordarter og landformer avgjørende for forståelsen av den holocene utviklingen av landskapet. Utbredelsen av disse kan benyttes til å tolke deglasiashistorien, hvilket kan ha stor betydning for *hvor, når* og *hvorfor* skred skjer.

Et forslag til den holocene utviklingen av landskapet og aktiveringen av de ulike skredlokalitetene etter hvert som dalen ble isfri, er vist skjematisk i fig. 6.1-6.4. Tolkningene av isens utbredelse beror på diverse kartlagte randavsetninger, som er markert på de kvartærgeologiske kartene i kapittel 5.1.1. Jeg vil ikke spekulere i tidspunkter for de ulike stadiene av deglasiasjonen, da jeg ikke har det nødvendige datagrunnlaget. Det er imidlertid nødvendig å gi et forslag til hvordan isen kan ha trukket seg tilbake, for å kunne forklare de skredrelaterte observasjonene. Mye av israndavsetningene er blitt modifisert og ødelagt av glasifluviale og fluviale prosesser, og ikke minst av skredprosesser. Dette kompliserer tolkningen av den holocene utviklingen av landskapet.

Fig. 6.1 på neste side viser første fase av et mulig deglasiasjonsforløp – fra den store endemorenen nord for Fjellandsbøvatnet ble avsatt – til dalen ble isfri. I henhold til det regionale deglasiasjonsforløpet beskrevet i kapittel 2.2.2, ble denne endemorenen enten avsatt i yngre dryas eller i ‘Blådalen-substage’ (PBO). Da strømmet isen fra Blådalen, øst for studieområdet – til Matre, og kom over dalenden i sør-øst og ble liggende som en dalbre i studieområdet. Samtidig var det som beskrevet i Follestad (1972), lokalglasiasjon på Ulvanosa og i botnene nedenfor.

På dette tidspunktet var det sannsynligvis svært stor skredaktivitet i området, som et resultat av den glasiiale påvirkningen på landskapet, et fenomen omtalt som *paraglasial aktivitet*. Begrepet ble introdusert av Church & Ryder (1972) og brukes for å definere ikke-glasiiale prosesser som er direkte glasialt betinget, i Ballantyne (2002) beskrevet som «glasialt betinget sedimenttransport». Store mengder ustabile og meta-stabile glasiiale løsmasser avsatt i bratt terreng, førte til en rekke løsmasseutglidninger da støtten fra isen forsvant (Blikra et al., 1989). I tillegg kan høy vannføring fra smeltende breer ha ført til stor massestrømaktivitet (Curry, 1999). Glasiial erosjon danner bratte fjellsider, som i kombinasjon med trykkavlastning fører til eksfoliasjon og oppsprekking, slik at berggrunnsfragmenter raser ut (Shakesby & Matthews, 1996). Økt snøskredaktivitet i den paraglasiiale perioden er også svært sannsynlig, spesielt i Uskedalen der snø kan ha rast ut fra de bratte botnbreene.

I første fase av den holocene utviklingen (fig. 6.1) hadde flere av skredlokalitetene blitt aktivert. Dette var et resultat av de paraglasiiale forholdene som oppstod etter hvert som breen trakk seg tilbake inn i dalen – og isens tykkelse ble redusert. Nedenfor de små botnformasjonene ved Vetletind, nord på Ulvanosamassivet, førte høy vannføring fra de smeltende botnbreene i kombinasjon med mye tilgjengelig morenemateriale, til utbyggingen av massestrømsvifter i dalbunnen. Samtidig kan en rekke snøskred utløst på de bratte nordøstorienterte breene i vinterhalvåret ha ført til store modifikasjoner og resedimentering i utløpssonen ved lokalitet C-3. Den store vifta nedenfor Geitadalen på lokalitet A-3 var i denne fasen sannsynligvis hovedsakelig preget av glasiifluvial sedimentasjon, fremfor skredaktivitet. Etter hvert som de bratte dalsidene med granitt smeltet frem, begynte berggrunnsfragmenter å rase ut og dannelsen av talusskråningene som utgjør lokalitetstype D var i gang.

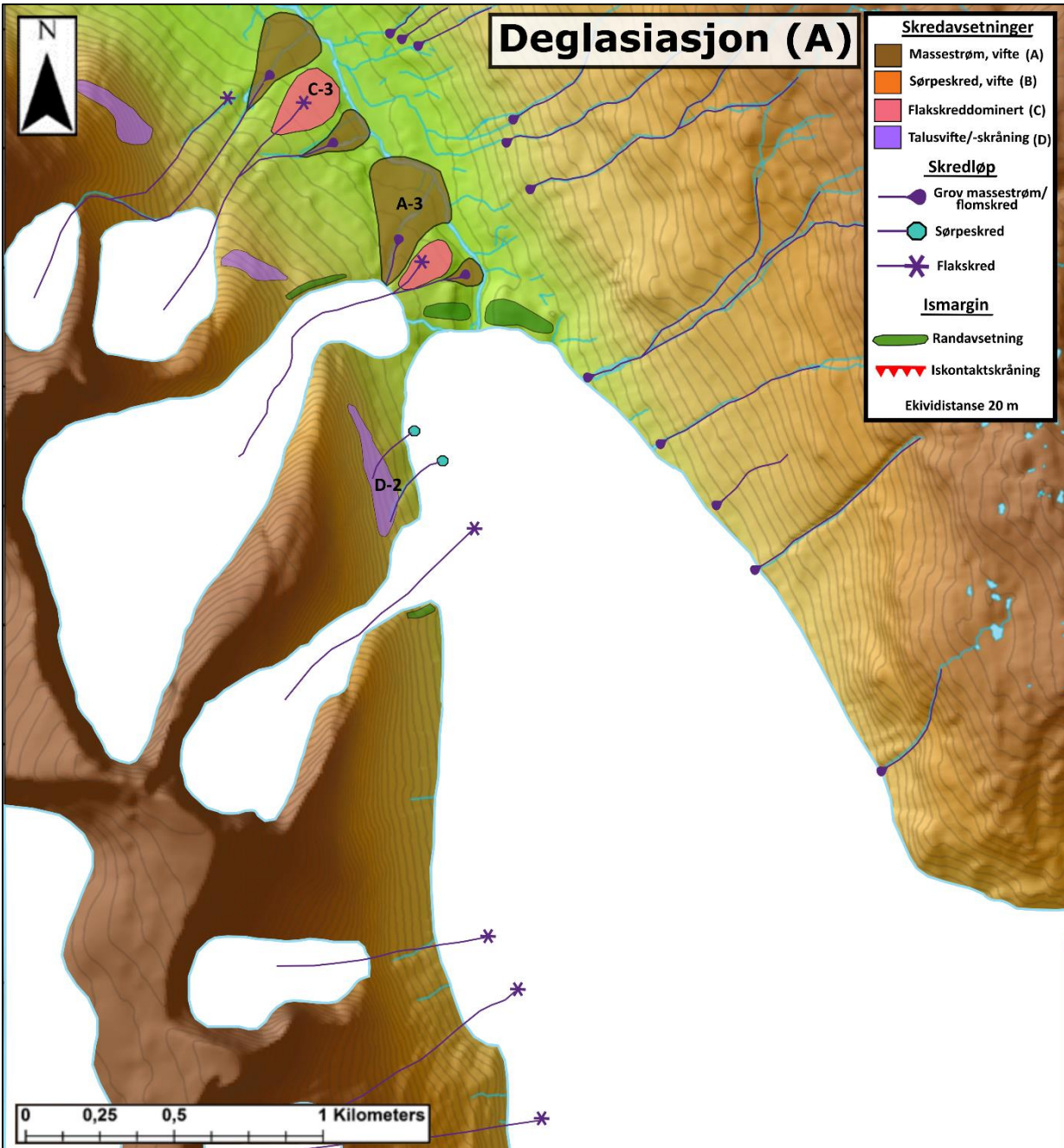


Fig. 6.1: Første fase av den holocene utviklingen av studieområdet. Skredlokalitetene som er aktivert på dette tidspunktet er markert. Lokalitetstype A var sannsynligvis hovedsakelig preget av glasifluvial sedimentasjon på dette tidspunktet.

I neste fase (fig. 6.2) hadde dalbreen trukket seg lenger sørover, samtidig som botnbreenes størrelse var redusert. Viftene nedenfor botnene fortsatte å bygge seg ut etter hvert som den smeltende breen gjorde mer løsmasser tilgjengelige for glasifluvial- og massestrømrelatert transport. På dette tidspunktet var lokalitet D-1 eksponert, der det sannsynligvis var stor steinsprang- og steinskredaktivitet, som et resultat av trykkavlastning og eksfoliering av granitten.

sprekker opp langs foliasjonen når berggrunnen ekspanderer på grunn av trykkavlastning når vekten etter isdekket i LGM reduseres. Dette medfører at store flak kan rase ut som steinskred, som beskrevet i Rapp (1960) og Wakasa et al. (2006). Postglasial landhevning førte også til en rekke jordskjelv som kan ha initiert steinskred, hvilket er beskrevet i Aa et al. (2007). Skredmassene raste ned til den smeltende breen og dannet en iskontaktsskråning, som på lokalitet D-1 er beskrevet som en utflating nederst i skredura.

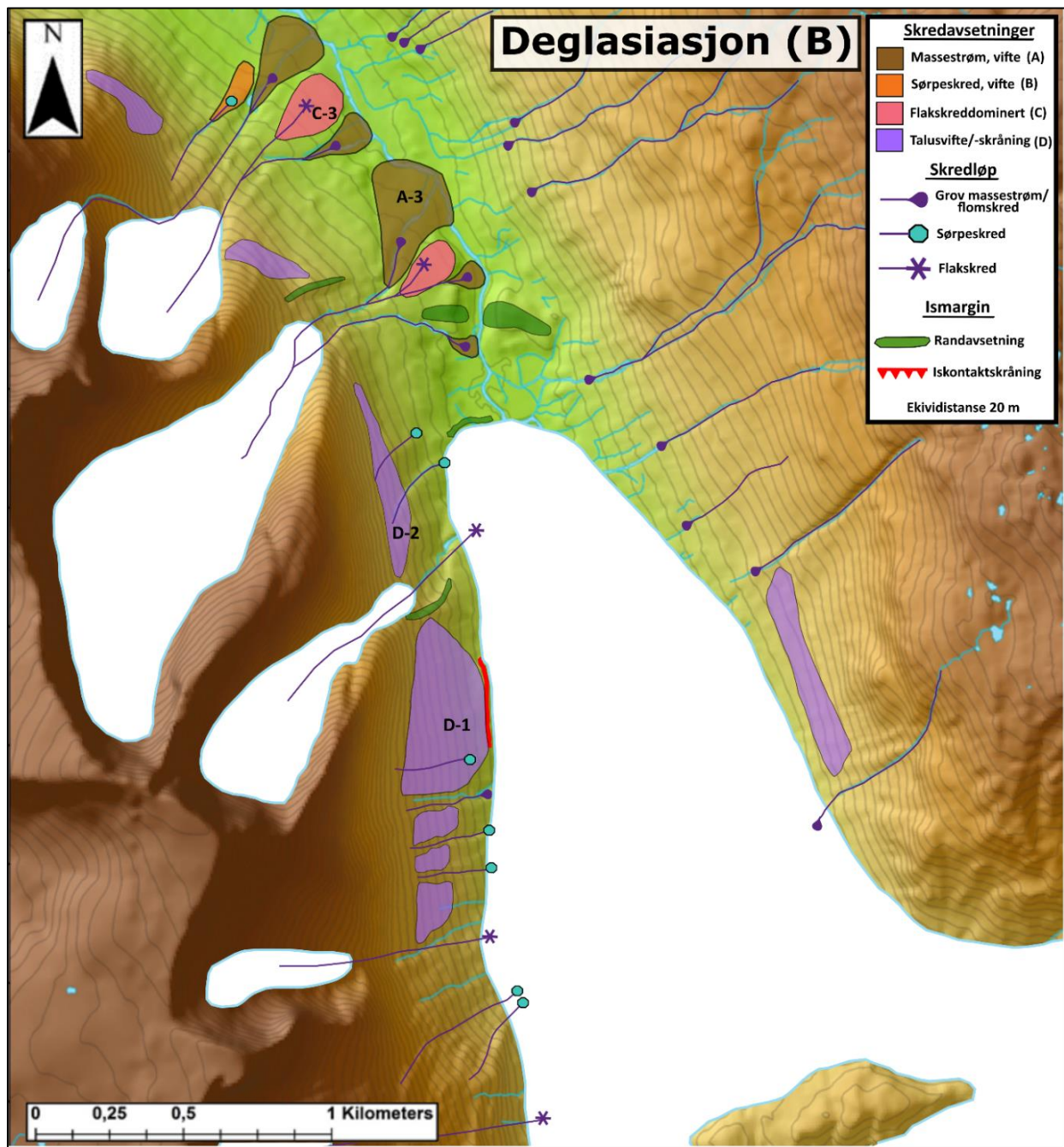


Fig. 6.2: Andre fase av den holocene utviklingen av studieområdet. Skredlokalitetene som er aktivert på dette tidspunktet er markert.

Fig. 6.3 viser den tredje fasen, der også lokalitet A-2, C-2 og A-4 er aktivert. Dannelsen av den store skredvifta nedenfor Kolkjeredalen (A-2) var initiert, som et resultat av massestrømmer og glasifluvial transport fra den smeltende botnbreen. Videre akkumulasjon av skredmateriale nedenfor de bratte fjellsideene førte til at urenes utbredelse og mektighet ble større. Langs dalens østside var dannelsen av erosjonsspor, som er et resultat av fluvial erosjon og massestrømmer, initiert i den paraglasiale perioden.

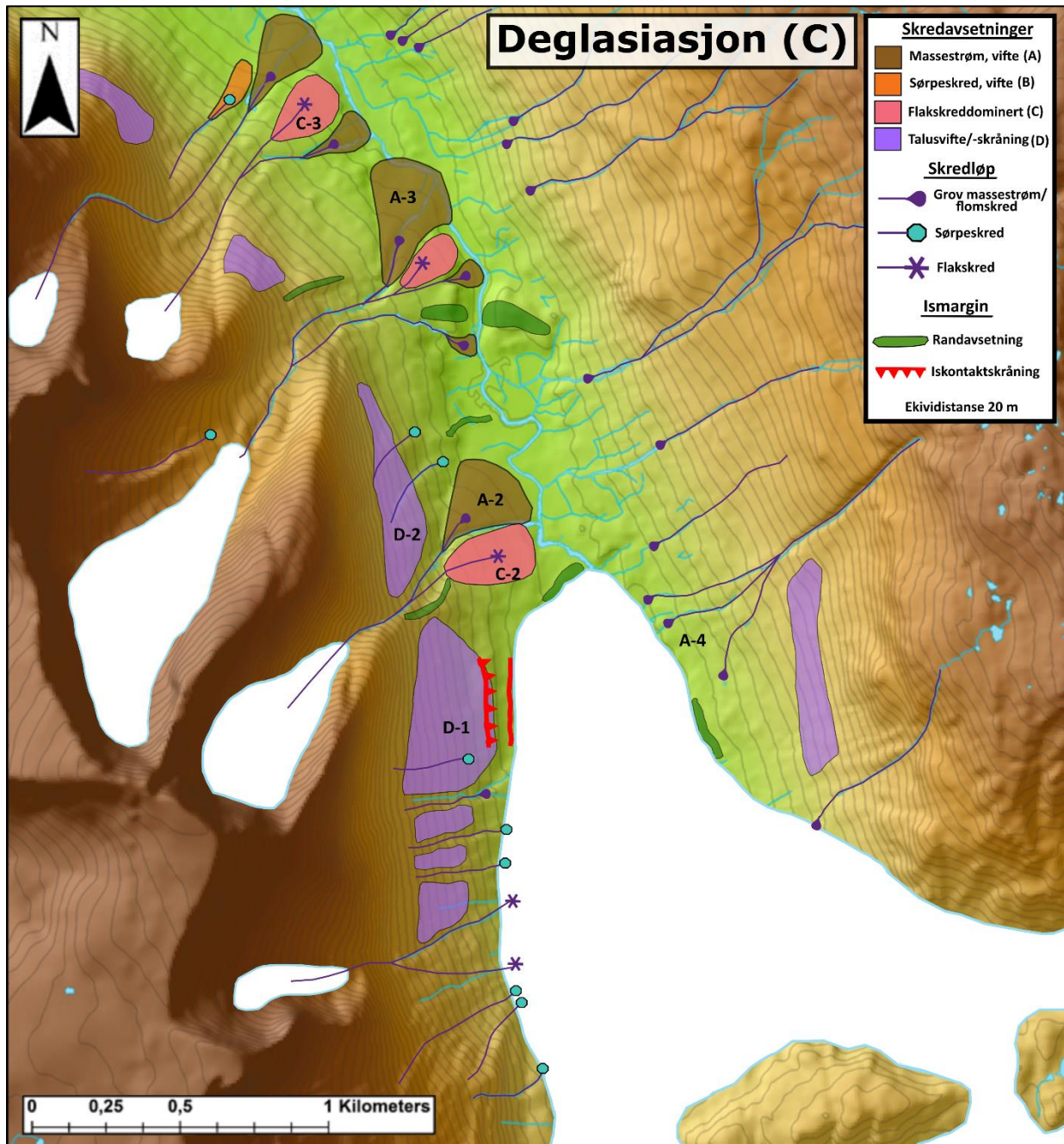


Fig. 6.3: Tredje fase av den holocene utviklingen av studieområdet. Skredlokalitetene som er aktivert på dette tidspunktet er markert.

Videre trakk breen seg helt inn til dalenden i sør. Glasifluviale sedimenter ble avsatt i deltaet sør for Fjellandsbøvatnet, som i dag er dekket av myr og fluviale sedimenter. Akkumulasjon av løsmasser nedenfor skredlokalitetens løsneområder fortsatte gjennom holocen, slik at skredavsetningenes utstrekning og mektighet ble større. Fig. 6.4 viser situasjonen slik den er i dag. Botnbreene har smeltet bort, med unntak av to små isrester. Nedenfor botnene er store massestrømvifter avsatt, mens flomskred danner dype erosjonsspor i det tykke morenedekket i øst. Flakskred og sørpeskred er utbredt i vest, der le-vendte terrengformasjoner fører til akkumulasjon av snø, mens langstrakte talusskråninger er avsatt nedenfor bratte eksponerte fjellsider i både vest og øst.

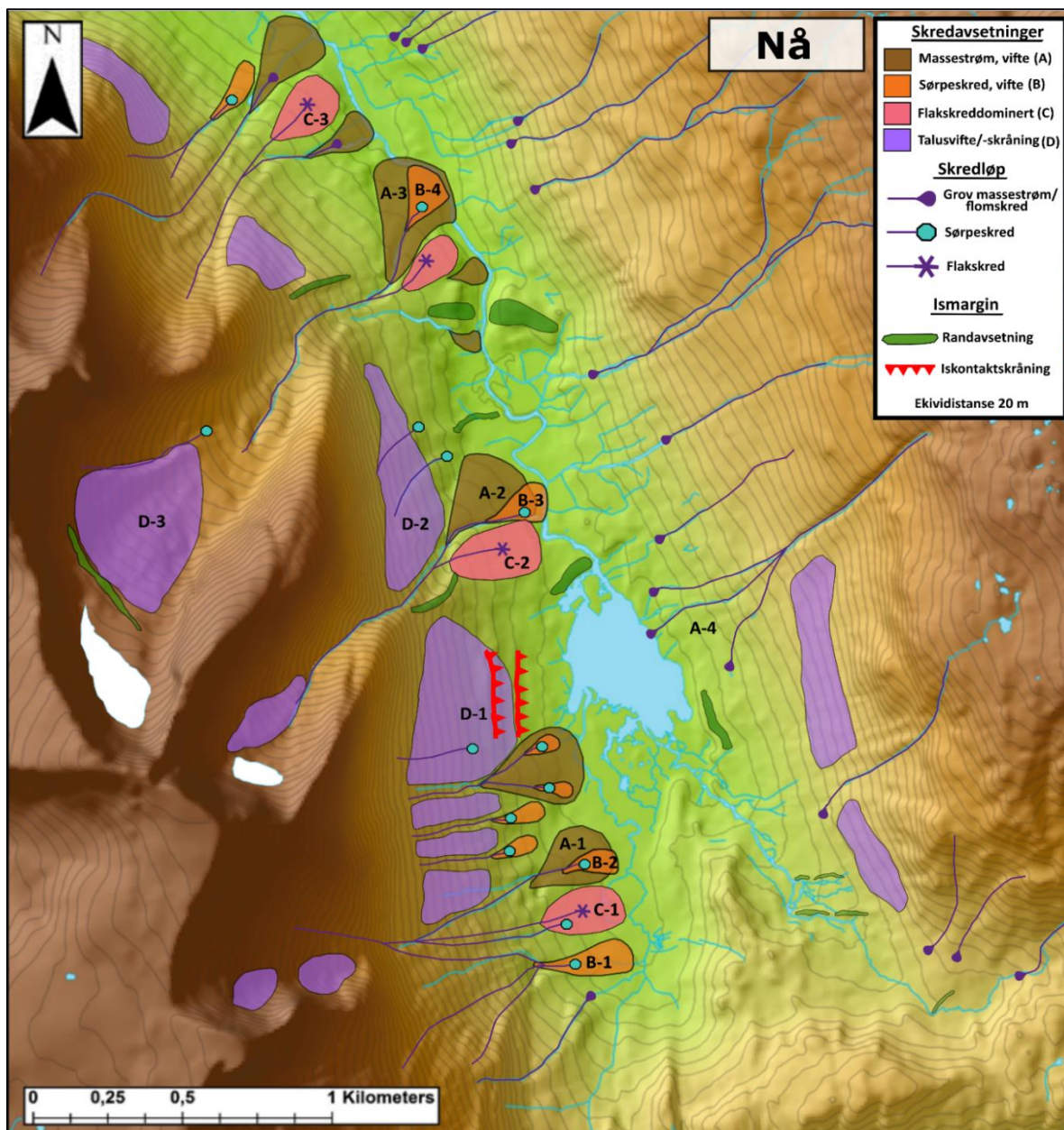


Fig. 6.4: Utbredelsen av skredlokaliteter i Uskedalen i dag.

Eksponert morenemateriale dannet sammen med avsetninger fra steinsprang og steinskred fra botnens dalsider, et relativt tykt løsmassedekke i de bratte botnene. Under kraftig nedbør fungerer botnene som en trakt. Store mengder rennende vann akkumuleres, som kombinert med det tykke løsmassedekket førte til stor massestrømkraft i den paraglasielle perioden. Massestrømkraften var derfor trolig størst i denne perioden, og har avtatt etterhvert som løsmassene i botnene er blitt spylt ut i de store vifteformasjonene. Et paleosol mellom to hendelser på lokalitet A-2 antyder skråningsstabilitet i en periode, ettersom det var tilstrekkelig tid for dannelse av et jordprofil. Dannelse av et paleosol kan imidlertid også skyldes at skredene over en lenger periode ble ført ut på andre deler av vifta.

I Vasskog et al. (2011) er det presentert en datasammenstilling med data fra en rekke rekonstruksjoner av holocen snøskredaktivitet (Blikra & Selvik, 1998; Nesje et al., 2007; Vasskog et al., 2011) og massestrøm-/flomskredaktivitet (Blikra & Nesje, 1997; Sletten et al., 2003; Sletten & Blikra, 2007; Matthews et al., 2009). Studiene er fra kolluviale skråninger og lakustrine sedimentarkiv i Sør-Norge og dekker de siste 9000 kalenderår (fig. 6.5). På figuren er timingen for 'lille istid' og starten av den neoglasiale perioden ved Nordfonna, basert på Bakke et al. (2005b), markert.

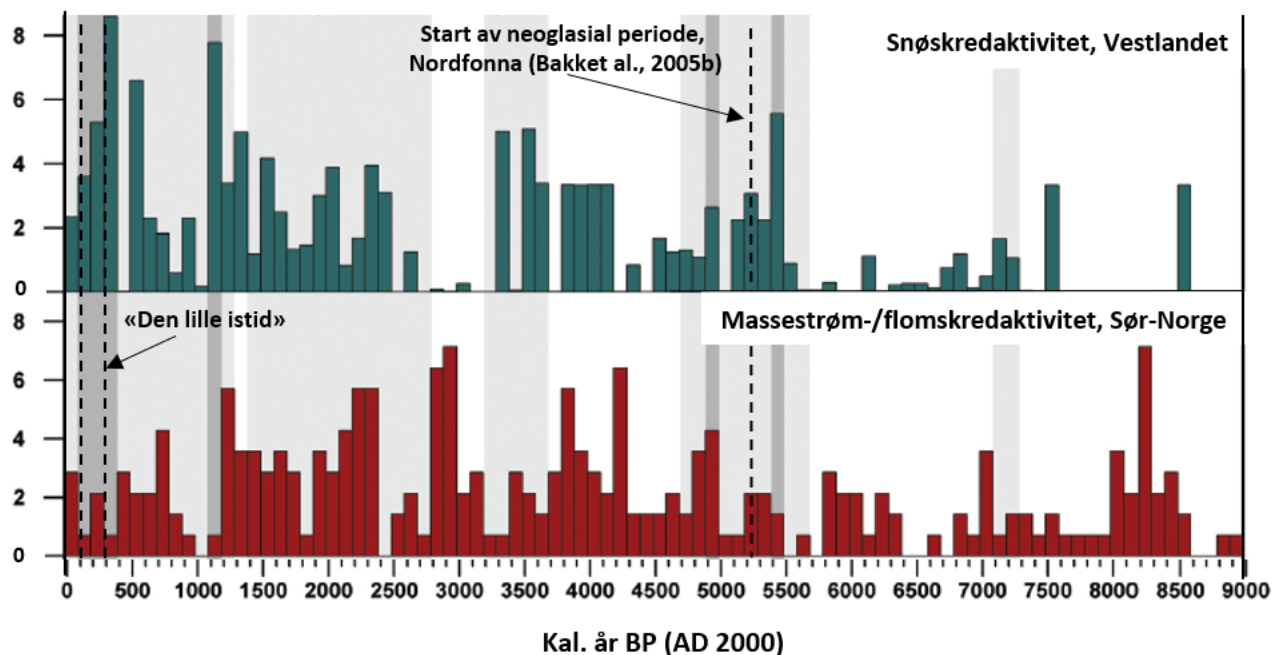


Fig. 6.5: Rekonstruksjon av snøskredaktivitet og massestrøm-/flomskredaktivitet for Sør-Norge fra 9000 kalenderår før nåtid frem til i dag. Sammenstillingen er basert på Blikra & Nesje (1997), Blikra & Selvik (1998), Sletten et al. (2003), Nesje et al. (2007), Sletten & Blikra (2007), Matthews et al. (2009) og Vasskog et al. (2011). «Den lille istid» og starten på den neoglasiale perioden ved Nordfonna basert på Bakke et al. (2005b), er markert. Figuren er modifisert fra Vasskog et al. (2011).

På bakgrunn av det dype erosjonssporet langs Djupedalsbekken (A-4) i dalens østside, ble det her avsatt et tykt dekke av morenemateriale. Langs denne dalsiden har flomskred sannsynligvis vært aktive gjennom det meste av holocen, som rekonstruksjonen av flomskredaktivitet i Sør-Norge også viser. Høy aktivitet kan indikere perioder med høy frekvens av ekstremnedbør. Flomskredaktivitet kan derfor benyttes som *proksi* for paleoklimatiske undersøkelser. Potensialet for rekonstruksjon av flomskredaktivitet i Uskedalen, basert på sedimentarkivet i Fjellandsbøvatnet nedenfor (A-4), kommer jeg tilbake til i kapittel 6.3 og 7.1.

Bjune et al. (2005) har rekonstruert juli-middeltemperatur for holocen basert på pollen- og makrofossilanalyse i innsjøsedimenter fra Vestre Øykjamyrtjørn (570 m o.h.) i Matre. Basert på denne temperaturrekonstruksjonen og ELA-variasjoner for Nordfonna, presentert i Bakke et al. (2005a), er også vintervedbøren beregnet (fig. 6.6). Også her er 'lille istid' og starten av den neoglasiale perioden ved Nordfonna, basert på Bakke et al. (2005b), markert.

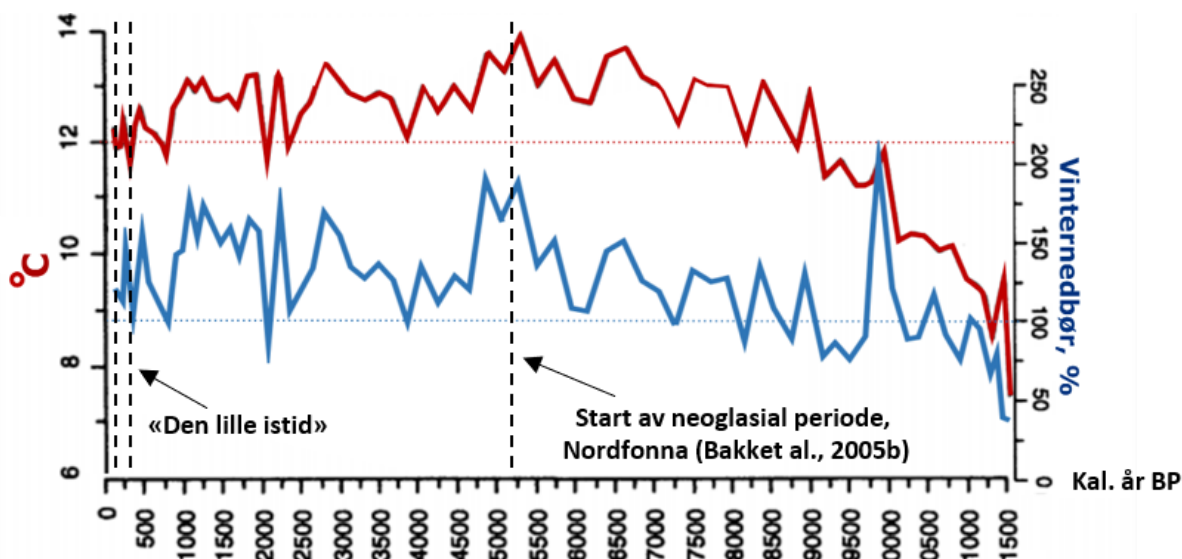


Fig. 6.6: Rekonstruksjon av juli-middeltemperatur (rød linje) og vintervedbør (blå linje) for Vestre Øykjamyrtjørn (570 m o.h.). Stiplet rød linje viser juli-middeltemperatur for 1961-1990 normalen. Vintervedbør er oppgitt som % av den samme normalen. «Den lille istid» og starten på den neoglasiale perioden ved Nordfonna (Bakke et al., 2005b) er markert. Figuren er modifisert fra Bjune et al. (2005).

Den holocene snøskredaktiviteten avhenger av de klimatiske forholdene som styrer fremherskende vindretning og mengden av vintervedbør. På Ulvanosamassivet vil store snømengder i kombinasjon med sør-vestlig vind favoriserer utløsning av snøskred. Rekonstruksjonen av snøskredaktivitet på Vestlandet (fig. 6.5) viser, med enkelte unntak, relativt lite aktivitet mellom 9000-5500 kalenderår før nåtid. Denne perioden (holocen klimaoptimum) var preget av et varmt klima og mindre nedbør i form av snø. Økt snøskredaktivitet sammenfaller med starten på den

neoglasiale perioden og kan settes i sammenheng et kaldere klima og/eller mer nedbør i form av snø (Fitzharris & Bakkehøi, 1986; Blikra & Nesje, 1997; Blikra & Selvik, 1998; Nesje et al., 2007; Vasskog et al., 2011). Timing for den neoglasiale perioden for breer i Sør-Norge varierer noe. I henhold til Bakke et al. (2005b), startet den 5200 kalenderår før nåtid ved Nordfonna. Denne perioden var sannsynligvis også preget av stor snøakkumulasjon på Ulvanosamassivet, som kan ha ført til høy snøskredaktivitet i denne perioden. Størst aktivitet var det sannsynligvis i det neoglasiale maksimum i 'lille istid'. Basert på juli-middeltemperaturen fra Bjune et al. (2005) er det sannsynlig at fryse-tine prosesser har vært aktive gjennom det meste av holocen. Dette impliserer at også steinsprang har vært aktive.

Skredlokalitetenes aktivitet i dag

Sørpeskred: Samtlige *sørpeskredlokaliteter* (lokalitet B-1-4) viser tegn på nylig aktivitet i form av blokker med ferske erosjonsflater, veltede trær og mangel på vegetasjon. Lokale gårdbrukere bekrefter at sørpeskred årlig kommer ned fra Kolkjeredalen og Geitadalen om våren og at disse når helt ned til Uskedalselva i dalbunnen (K. Miljeteig, 2017, pers. med.). Skredene eroderer i massestrømviftene og resedimenterer løsmassene. Dette er tydelig i form av dype erosjonsspor og mindre vifteformede avsetninger utenfor de eldre viftene.

Grove massestrømmer, flomskred og grunne utglidninger: Med unntak av de deler av skredviftene (A-1-3) som er påvirket av sørpeskred er det ingen tegn *grov massestrømaktivitet* i nyere tid. Disse viftene er dekket av et tykt jordsmonn og mye vegetasjon. Aktiviteten har trolig opphørt etter hvert som de glasiale sedimentene i botnene ble spylt ut. Bekkene som renner fra botnene og ned til rotpunktene der erosjonssporene starter, forsvinner ned i de permeable skredavsetningene. Til tross for relativt mye nedbør enkelte av dagene i felt, var vannføringen i erosjonssporene svært lav. Dette antyder at fluvial erosjon har hatt liten rolle i dannelsen av disse. Mangel på finstoff i erosjonssporene tyder imidlertid på utvasking. Observasjoner tyder på at massestrømslokalitetene i dalens østside i større grad er preget av hendelser med lav viskositet – *flomskred* (se kapittel 6.2.2). Her bekreftes aktivitet i form av ferske *utglidninger* langs erosjonssporene, som kombinert med høy vannføring kan føre til flomskred. I – og langs – løpene

på A-4 ligger veltede trær og greiner. I tillegg tydere studier av innsjøsedimenter fra Fjellandsbøvatnet på flomskredaktivitet i sen-holocen (se kapittel 6.3).

Flakskred: Observasjoner antyder også at *flakskred* er aktive (lokalitet C-1-3). Sammenlikning av flyfoto viser både løsmasser oppå vegetasjonen og veltede trær, noe som ikke var synlig på eldre flyfoto. Enkelte steder i utløpssonen hviler blokker mot veltede trær, som også antyder aktivitet. Snømasser avsatt av et stort flakskred i mars 2018 bekrefter aktivitet for lokalitet C-2.

Steinsprang og steinskred: Talusskråningen på D-1 er dekket av skog, til tross for dårlige vekstforhold mellom blokkene, og har ikke tydelig fallsortering. Lokalitet D-2 og D-3 har derimot lite vegetasjon og tydelig tegn på fallsortering. Fallsortering er typisk for steinsprangdominerte urer, der enkeltblokker av ulik størrelse og fallmoment raser ut (Rapp, 1960; White 1981). Fallsortering er mindre tydelig for steinskred da disse er utglidninger av større, mer sammenhengende berggrunnsfragmenter. Disse observasjonene tyder på at D-1 i større grad er et resultat av *steinskredaktivitet* enn steinsprang. Mye vegetasjon og sterkt forvitrede blokker kan indikere at disse steinskredavsetningene er svært gamle. Dannelse av iskontaktskråninger bestående av skredmateriale tyder på aktivitet i den paraglasiale perioden, da det fremdeles var is i dalbunnen. Det er ingen observasjoner som indikerer større steinskred i nyere tid. Det er imidlertid bekreftet nylig *steinsprangaktivitet* på flere lokaliteter, i form av ferske bruddflater uten lav, i tillegg til sår fra fallende blokker i vegetasjonsdekket.

6.2 Kartlagte skredtypers landskapsendrende effekt og utbredelse

Ulike skredtypers landskapsendrende effekt med hensyn på sedimentologi og geomorfologi, og deres geografiske utbredelse, er et resultat av skredenes bevegelsesdynamikk og utløsende årsaker. Hva som kjennetegner skredterreng dominert av ulike skredprosesser vil gjøres rede for i følgende kapittel. Først vil imidlertid mulige feilkilder i forbindelse med metodene som ble tatt i bruk i skredkartleggingen drøftes.

6.2.1 Mulige feilkilder

Foruten usikkerhet knyttet til tolkingen av datagrunnlaget presentert i kapittel 5, er det feilkilder ved noen av metodene brukt i feltarbeid og ved utarbeiding av terrengmodeller i ArcGIS. I kornformanalysene ble 30 tilfeldige steiner valgt ut og kornform bestemt. Selv om det ble forsøkt å følge kornformklassifikasjonen vist i fig 4.3 (s. 30), er vurderingen av kornform noe subjektiv. Forventningen om hva man vil finne kan påvirke formklassifiseringen og føre til at valget av steiner ikke blir så tilfeldig som det burde være. Hvor i utløpssonen analysen gjennomføres påvirker også resultatet, da sedimenter distalt har lenger transportlengde enn proksimalt. Et større antall steiner fra flere steder i utløpssonen ville gitt et sikrere resultat.

De største feilkildene for utarbeiding av skyggerelieffmodeller og helningskart er tilknyttet oppløsningen til DEM/DTM-datasettet som utgjør datagrunnlaget. Også hvordan rastercellers høydeverdi spesifiseres kan føre til feil i terrengmodellene. Datasettene har et grid av celler der hver celle har én høydeverdi (m o.h.). Hver celle dekker et areal knyttet til datasettets oppløsning. Hele cellenes areal gis én høydeverdi innenfor f.eks. 1 x 1 m eller 10 x 10 m, til tross for at hele arealet sannsynligvis ikke har samme høyde. Feilkilden er dermed størst for datasett med lav oppløsning i områder med bratt terreng. Studieområdet, med unntak av de øvre partiene av Ulvanosa, er imidlertid dekket av høyoppløselig LiDAR-data.

6.2.2 Grove massestrømmer/flomskred

I studieområdet utløses flomskred og grove massestrømmer der løsmasser er avsatt i bratt terreng og rennende vann akkumuleres. Løsmassene avsettes i vifteformer der topografien fører til en

plutselig reduksjon i strømmenes kapasitet. Kapasiteten reduseres ved utgangen av botner, skar eller kløfter, samt områder der gradienten avtar (Blikra et al., 1989). I den vestre dalsiden er store massestrømvifter avsatt nedenfor botner, der gradienten avtar mot bunnen av hoveddalen. I øst ligger derimot skredavsetningene nedenfor dype erosjonsspor i det tykke morenedekket, der gradienten avtar og løpet deler seg i et rotpunkt. I vest har erosjon fjernet løsmasser langs løpene, slik at berggrunnen er blottlagt. Løpenes gradient er derfor ujevne, da de styres av berggrunnens topografi. I øst er ikke berggrunnen eksponert langs skredløpene. Dette fører til jevnere skredløp med helninger på mellom 27 og 35 grader. Det er rapportert at skredene er erosive i skråninger på mellom 25-40 grader (Rapp & Nyberg, 1981) og 25 og 40 grader (Blikra et al., 1989), hvilket stemmer overens med mine observasjoner. Dette sannsynliggjør også at de dype erosjonssporene i massestrømviftene nedenfor botnene er dannet av sørpeskred, da disse sporenes helning er betydelig slakere, med 12-18 grader.

I henhold til Rapp & Nyberg (1981) har viftene et jevnt og svakt konkavt lengdeprofil med en gjennomsnittlig helning på ~15 grader, ned mot ~5 grader distalt. Tverrprofilet er tydelig konvekst, der løsmassenes mektighet er størst i midten. Avsetningenes sedimentologi avhenger av massestrømmenes viskositet, da skjærstyrken er avgjørende for transportmekanismen og kompetansen. Observasjoner fra massestrømviftene på lokalitet A-1-3 antyder at disse hovedsakelig er dannet av viskøse, grove massestrømmer. Snittene viser matriks- til klastbårne sedimenter av silt, sand, grus og kantrunda steiner og blokker. Massenes høye skjærstyrke gjør at blokker kan flyte i suspensjon i massene, som fører til inversgradering fra matriksbårede løsmasser i bunnen – til klastbårede i overflaten (Blikra & Nemeč, 1998). Dette fører til at viftenes overflate ofte er svært blokkrike. I henhold til Sletten & Blikra (2007) er blokkers lengste akse ofte orientert parallelt med strømningsretningen, som også ble observert i de sedimentære snittene.

For de mer mobile og mindre viskøse flomskredene, bygges viftene ut av langstrakte tungeformer (Blikra & Nemeč, 1998). Blokker fraktes ikke i suspensjon på samme måte, men dyttes og rulles nedover langs løpet. Grove sedimenter akkumuleres i levéer etter hvert som de raskere finere sedimentene lenger bak i strømmen dytter blokkene ut til siden, hvilket er beskrevet av Sharp (1942), Pierson (1980) og Blikra et al. (1989). Ujevnheter i form av levéer og spor kommer tydelig frem av tverrprofilet på lokalitet A-4 og er mindre tydelig for A-1-3. Ujevnheter viser aktive og inaktive løp, som gjenspeiler de raskt skiftende løpene. De inaktive delene av viftene har et tykt

vegetasjonsdekke og til dels tett skog. De aktive delene av viftene har mindre vegetasjon og har velte trær langs løpene. Kornformanalysene på lokalitet A-4 viser en klar overvekt av kantrunda materiale, med en liten andel kantet materiale proksimalt på vifta, og en liten andel rundet distalt. Dette gjenspeiler lenger transportlengde for sedimentene distalt på vifta.

6.2.3 Sørpeskred

I studieområdet er samtlige kartlagte sørpeskredlokaliteter lokalisert nedenfor den bratte Ø-NØ-orienterte dalsiden under Ulvanosa. Høy snøskredaktivitet i dalsider med denne orienteringen er typisk på Vestlandet, da dalsidene ligger i le for fremherskende vindretning fra SV (Sletten et al., 2003). Til tross for bratte helninger i denne dalsiden, gjør små og store botnformasjoner i massivet, samt ryggformasjoner med lavere gradienter, akkumulasjon av snø mulig. Løsneområdene for skredene har helninger på mellom 30 og 40 grader.

Ifølge Blikra et al. (1989) er sørpeskred kanskje den viktigste geomorfologiske snøskredprosessen, dette til tross for at snøskreds skjærstyrke – og dermed erosive kraft, reduseres med økt vanninnhold, som beskrevet i Salm (1981). Et høyt vanninnhold fører imidlertid til kanalisering av snømassene, som sammen med et høyt innhold av løsmasser fører til stor erosiv kompetanse langs skredløpene (Gardner, 1983). Skredløpene er tydelige som 1-6 m dype erosjonsspor med bredde på 3-20 m. De største av disse er dannet i de inaktive massestrømsviftene nedenfor botnene som et resultat av sørpeskred utløst i de store botnene. Mindre erosjonsspor kutter også talusskråningene nedenfor Kolkjeredalsaksla og Geitadalsaksla. Skredenes erosive kompetansen avtar med lavere gradient. Erosjonssporene blir derfor grunnere lenger ut på viftene der helningen avtar. Skredløpene ender i en langstrakt pæreformet vifte, som ofte er avsatt utenfor de store massestrømsviftene. Skredene er erosive ned i 10-12 grader og er svært mobile på grunn av sitt høye vanninnhold. Den store landskapsendrende effekten skyldes også at skredene utløses om våren når det beskyttende snødekket i dalbunnen er smeltet (Rapp, 1960).

Sørpeskredviftene har tydelig konvekst tverrprofil med svært ujevne overflater, som skyldes at blokker med diameter på opptil 1,5 m er avsatt i levéer. Lengdeprofilene er undulerende på grunn av ujevn akkumulasjon av løsmasser, som gjenspeiler skredenes typiske utløpslengder i henhold til McGreogor (2012). På lokalitet B-2 er det dannet en > 2 m dyp, sirkulær grop, med diameter

på ca. 10 m. Gropen er tolket som en snøskredgrop ('plunge pool/pit') og er trolig gravd ut over flere år av vårens første sørpeskred. I henhold til Matthews et al. (2017) fylles gropen opp av snø fra det første skredet og beskyttes mot erosjon fra senere skredhendelser.

Sørpeskredene har flere likhetstrekk med massestrømmer, med den viktige forskjellen at matriksen av snø smelter bort kort tid etter avsetning. Dette fører til at en mulig klastorientering som oppstår under transporten modifiseres. Avsetning fra smeltende snø fører også til at sand og grus draperer blokker, og at steiner og blokker blir avsatt i merkelige posisjoner (Luckman, 1978; Blikra & Nemeč, 1998). Skredene fører til en resedimentering av de tilgjengelige løsmassene, og avsetningenes sedimentologi blir derfor variert. For sørpeskredene som har erodert i massestrømsviftene, viser kornformanalyser at det meste av materialet er kantrundet med noe innslag av kantet og rundet materiale. Kantet materiale kan være transportert fra løsneområdet og er sannsynligvis dannet fra steinsprangsfragmenter akkumulert på snødekket. Kantede sedimenter dannes også ved at sedimentene knuses under transport. Fine sedimenter vaskes ofte vekk av smeltevann og bekker i skredløpene, avsetningene blir derfor permeable.

6.2.4 Flakskred

I likhet med sørpeskred, er samtlige flakskreddominerte lokaliteter er lokalisert nedenfor Ulvanosamassivet i dalens vestside, der snøen akkumulerer i le-vendte terrengformasjoner. Løsneområdene for skredene er uten trær og har helning på mellom 35 og 50 grader, som i henhold til Martinelli (1974) og Luckman (1977) er typisk for utløsning av flakskred. Utløpssonene er tydelige som brede, tungeformede områder med gress og annen kortvokst vegetasjon. Her gir skredene store modifikasjoner av sedimentologien og geomorfologien. Eventuelle trær i utløpssonen er bøyd eller knekt i skredenes fallretning, og i utkanten ligger trær som er veltet av snømasser eller skredvind.

Som beskrevet av f.eks. White (1981) har utløpssonene et konkavt lengdeprofil med helning på mellom 21 og 24 grader i toppen og 0-6 grader i bunnen. Lengdeprofilen er ujevnt, hvilket er resultat av en ujevn akkumulasjon av løsmasser og dannelse av groper med distale buede rygger. Som for sørpeskred representere den ujevne akkumulasjonen typiske utløpslengder for skred av ulik størrelse (McGregor, 2012). Gropene og ryggene er sannsynligvis snøskredgroper og

snøskredvoller. Disse dannes når det samme stedet treffes av gjentatte skred og sedimenter synges opp fra gropene og avsettes i distale rygger (Luckman, 1978; Corner, 1980; Blikra & Nemeč 1998; Matthews et al., 2017). Snøskredgropene er 1-3 m dype og 10-30 m brede, og noen er vannfylte. Snøskredvollene er 2-4 m høye med spredte blokker, som sannsynligvis har smeltet ut fra snømassene. Tverrprofilene er jevne, med unntak av områder der sørpeskred og/eller fluviale prosesser har dannet erosjonsspor. Typiske småskala geomorfologiske trekk i overflaten er pløyeblokker og små løsmasserygger orientert med skredenes fallretning. Ryggene oppstår der store blokker danner «skygger» for skredene, i Blikra & Nemeč (1998) omtalt som ‘debris shadows’.

Den største andelen av sedimentene er kantet, da det meste av sedimentene trolig er steinsprangfragmenter som er transportert i snømassene. Kantede blokker ligger spredt i utløpssonen og forflyttes gradvis nedover ved gjentatte skredhendelser. Som beskrevet av Blikra & Nemeč (1998) og Sletten et al. (2003) er flekker av grus og steiner synlige i overflaten. Et sedimentært snitt på lokalitet C-2 viser kantede steiner i en matriks av tettpakket sand, grus og noe silt. En høy pakningsgrad til tross for lite overliggende vekt, kan skyldes sammenpressing ved gjentatte skredhendelser. Fordi mye av sedimentene avsettes ved utsmelting av snø, blir en eventuell orientering forstyrret – og steiner avsettes ofte oppå større blokker. Kornformanalysene på lokalitet C-1 og C-2 viste et relativt høyt innhold av kantrundet stein. Dette kan skyldes at analysene ble tatt nedenfor erosjonsspor, der fluvial erosjon og sørpeskred trolig har avrundet steinene.

6.2.5 Steinsprang og steinskred

Steinsprang og steinskreddominerte avsetninger danner urer/taluskråninger under de langstrakte bratte og eksponerte fjellpartiene nedenfor Ulvanosa og Gråfjellet. Det er ikke kartlagt talusvifter i området. Dette kan skyldes at Ulvanosagranitten ikke danner kløfter og skar, som ifølge Blikra & Nemeč (1998) er typiske løsneområder ovenfor kjegleformede talusvifter. Det er heller ikke kartlagt fjellskredavsetninger. Dette er fordi dyptgående sprekker langs strukturelle svakheter i berggrunnen, som er karakteristiske for dannelse av ustabile fjellpartier, ikke finnes i Ulvanosamassivet. I fjellveggene er det tegn til eksfoliasjon, der store flak av berggrunnen har rast

ut. Overgangen fra bratt eksponert fjellside – til ur, er tydelig som et markert knekkpunkt i terrenget. Her akkumuleres berggrunnsfragmenter i forholdsvis bratte og jevne utløpssoner med helning på 27-33 grader. White (1981) rapporterer om helninger på 25-45 grader for talusskråninger, og i Blikra et al. (1989) omtales en gjennomsnittlig helning på 31 grader. En brattere helning for steinsprang og steinskred enn for andre typer skredavsetninger, er et resultat av at kantet materiale har en høy kritisk vinkel. Helninger som avviker fra materialets kritiske vinkel kan skyldes at andre skredprosesser, særlig flakskred, har modifisert talusskråningen. Også sørpeskred modifiserer talusskråninger ved dannelse av erosjonsspor i ura.

Urer med tydelig fallsortering er dominert av steinsprang der enkeltblokker med ulike fallmoment raser ut i henhold til Rapp (1960) og White (1981). Steinskredavsetninger har ikke like tydelig fallsortering, da disse raser ut som en mer sammenhengende masse. Det er imidlertid svært vanskelig å skille steinsprang fra små steinskred, både sedimentologisk og morfologisk (Blikra et al., 1989). Som kornformanalysene viser, består skredavsetningene av kantede sedimenter. Dette skyldes at avsetningene er dannet fra berggrunnsfragmenter med kort utløpslengde og ikke av resedimenterte løsmasser, som for de øvrige skredavsetningstypene. Under transporten vil sammenstøt med fjellveggen og blokker i utløpssonen fragmentere blokkene (Blikra & Nemeč, 1998). For kvarts- og feltspatrike bergarter som Ulvanosagranitten danner dette skarpe konkoidale brudd. Det meste av løsmassene består av blokker, men som snittet på lokalitet C-2 viser, er det også mye grus og stein, spesielt i de øvre delene av talusskråningen. Andre kjennetegn for steinsprang er skade på vegetasjondekket fra fallende blokker, eller ulike typer sår på blokker i ura (Rapp, 1960).

6.3 Usikkerheter og kronostratigrafi for sedimentkjerne FJG-117

Formålet med studie av innsjøsedimenter var i utgangspunktet å undersøke om skredsignaler kunne identifiseres i Fjellandsbøvatnet, og avgjøre om sedimentarkivet kunne benyttes til en rekonstruksjon av flomskredhendelser i en senere studie. Etter tilbud om gratis AMS-¹⁴C – dateringer fra Nasjonallaboratoriet for datering, NTNU, ble det imidlertid besluttet også å *forsøke* og knytte eventuelle hendelser opp mot en aldersmodell. I FJG-117, som ble tatt distalt på deltaet nedenfor Djupedalsbekken, ble åtte potensielle flomskredsignaler fra Djupedalsbekken (lokalitet A-4) observert. I dette kapittelet presenteres feilkilder knyttet til batymetrisk kartlegging, tolkning av de sedimentære enhetene, samt drøfting av aldersmodellen.

6.3.1 Mulige feilkilder

Det batymetriske kartet er et resultat av interpolering og er forbundet med usikkerhet på grunn av et begrenset antall målepunkter. Potensiale for feil er størst i områder med store dybdeforskjeller. Også til kjernetakningen er det knyttet feilkilder. Sedimenter kan bli forskjøvet eller bli virvlet opp i vannet nær bunnen i det prøvetakeren senkes ned. Dette kan medføre at de øverste sedimentene ikke kommer med i kjernetakeren.

I forbindelse med CT-skanning gir ‘beam-hardening’ en overestimering av gråskalaverdien i de ytre deler av prøven, da lavenergi-stråling absorberes tidlig i prøven (Brooks & Di Chiro, 1976). Ved visualisering av gråskalaverdiene kan justeringer foretas, slik at bare de indre delene av kjernen blir analysert. Feilkilden kan også reduseres ved å plassere en tynn aluminiumsplate mellom strålingskilden og prøven. Størst usikkerhet knyttes imidlertid til tolkningen av hvilke gråskalaverdier som representerer vann, organisk materiale og henholdsvis fine og grove minerogene sedimenter. Definerings av gråskalaverdiene ble gjort ved å identifisere enkeltpartikler eller områder av kjernen, som basert på partiklenes form og ved sammenlikning med visuell inspeksjon, representerte ønsket materie/partikkeltype. Visualisert gråskalaintervall ble deretter korrigert med referansepartiklene og referanseområdet. På denne måten ble de resterende områdene av kjernen med den samme massetettheten som referansen identifisert. Visualiseringen beror på at materienes gråskalaintervall er unikt. Dersom de ulike materiene i prøven har overlappende gråskalaverdier vil dette gi feil i visualiseringen.

Større usikkerheter er imidlertid knyttet til aldersmodellen som ble utarbeidet fra radiokarbon-dateringene. I tillegg til usikkerhet ved alderskalibrering finnes en del andre feilkilder. Vannlevende organismer tar opp «gammelt» karbon fra nedslagsfelt som har kalkrik jord og berggrunn («hardvannseffekten»). Dette fører til overestimering av alder (Shotton, 1972; Turney et al., 2000). Da det er kalkfattig berggrunn i området, ble det antatt at denne feilkilden hadde liten betydning for resultatet. Oldfield et al. (1997) og Barnekow et al. (1998) har imidlertid vist at 'bulk'-datering kan gi en overestimering av alder, til tross for lite karbonater i nedslagsfeltet. Dette kan skyldes at kalkførende bergarter er blitt tilført nedslagsfeltet som morenemateriale (Sletten et al., 2003). Overestimering av alder kan også forekomme dersom organisk materiale resedimenteres (Törnqvist et al., 1992). Dette er svært relevant for det aktuelle systemet, da flomskred tar opp gamle terrestriske organiske fragmenter langs skredløpet. Disse fragmentene avsettes da høyere opp i stratigrafien i innsjøen. I slike tilfeller vil dateringene kun antyde hendelsens «maksimum-alder». Organisk materiale som blir dratt nedover i kjernen under selve boringen, og røtter fra *in-situ* planter som har vokst nedover i sedimentene kan føre til en underestimering av alderen.

Etter tilbud om gratis demo-dateringer fra Nasjonallaboratoriet for datering, NTNU, ble det bestemt å forsøke og knytte hendelsene opp mot en aldersmodell. På grunn av tidsbegrensninger ble prøvene tatt som 'bulk'-sammensetning, hvilket kan ha svekket dateringenes kredibilitet. Ulempen med 'bulk'-datering er at en stor del av dateringsmaterialet er vannlevende organismer, som øker effekten av «hardt vann». Datering av lakustrine sedimenter bør derfor gjøres på nøye utvalgte terrestriske makrofossiler (Barnekow et al., 1998) som har CO₂ opptak fra luft fremfor vann (MacDonald et al., 1987). 'Bulk'-datering kan muligens redusere effekten av resedimentert materiale, da en mindre andel av dateringsmaterialet er av terrestrisk opprinnelse.

6.3.2 Tolking av sedimentære enheter

FS-1-8 er tolket som subakvatiske avsetninger fra flomskred langs Djupedalsbekken (fig. 5.65, s. 78). Som beskrevet i kapittel 3.3.2 er de subaerile flomskredene karakterisert som løsmassemettede vannstrømmer der grove partikler dyttes i front av strømmen, eller transporteres basalt i strømmen. Når strømmene beveger seg ut i stående vann dannes en strøm med suspenderte løsmasser, som

kan utvikle seg til en turbidittstrøm (Weirich, 1989). Sletten et al. (2003) beskriver en liknende lokalitet fra Møre og Romsdal, der de subakvatiske forlengelsene av flomskredene danner turbidittstrømmer med høy tetthet i henhold til Lowe (1982). Skredlagene er beskrevet som normalgradert – fra grus til silt, med et lavt innhold av organisk materiale og vann. Dette karakteriserer også *FS-1-8*, som er normalgradert – fra fin grus/grov sand – til fin sand i toppen, med et lavt innhold av organisk materiale og vann. Normalgraderingen oppstår da sedimentene avsettes fra suspensjon, der grove partikler synker raskere enn fine partikler. *FS*-enhetene mangler imidlertid de finere sedimentene av silt og leire, som ofte er forbundet med toppen av turbidittlag. En mulig årsak til dette er at borelokaliteten er proksimal på Djupedalsbekkens utløp, og at de fine sedimentene dermed fraktes lenger utover i innsjøen. *FS*-enhetene er relativt tynne (0,6-1,5 cm). Årsaken kan være at til tross for at borelokalitetens proksimale plassering til bekkens utløp, er selve utløpet distalt på flomskredvifta. Avsetningene stammer derfor trolig fra de sene fasene av flomskredene, karakterisert som fluviale strømmer mettet med fine løsmasser, som beskrevet av Matthews et al., 1999 og Matthews et al., 2009.

SO-enhetene er trolig bakgrunnsedimentasjon på borelokaliteten. Disse består av leire og silt transportert i bekken ved normal vannføring, samt organiske sedimenter fra *in-situ* organisk produksjon. Innsjøen ligger kun 190 m o.h. i et område med et relativt varmt klima og er omkranset av myr. Det er derfor rimelig å anta en relativt stor produksjon av organisk materiale i innsjøen. Før *FS-1* er et 21 cm tykt lag med *SO*. Dette gjenspeiler en lang sekvens uten tydelige endringer i sedimentasjonen. Etter *FS-1* starter en periode med hyppigere endringer i bekkens kompetanse. Dette kan skyldes at erosjon fra den første registrerte skredhendelsen førte til endringer i løpet på vifta, hvilken igjen kan gi flere registrerte hendelser på borelokaliteten. Sekvensen kan imidlertid også representerer en lenger periode uten større nedbørshendelser i bekkens dreneringsfelt.

Sa-enhetene består av finkornet sand og er ofte avsatt etter *FS*-enhetene, men opptrer også sporadisk gjennom stratigrafien etter *FS-1*. Enhetene representerer en økning i bekkens kompetanse relativt til bakgrunnsedimentasjonen (*SO*), kanskje på grunn av økt vannføring i forbindelse med flom. *Sa*-enhetene umiddelbart etter flomskredhendelser er trolig avsatt i forbindelse med høy vannføring i bekken like etter at skredene er utløst. I slike situasjoner vil også mye løsmasser avsatt av skredene være tilgjengelig for fluvial massetransport.

Gjennom stratigrafien er det også sporadiske innslag av enkelte store, minerogene sedimentpartikler, med diameter på opptil 3 mm (fig. 5.66, s. 80). I Nesje et al. (2007) og Vasskog et al. (2011) er slike innslag av grove partikler tolket som snøskredavsetninger som har sklidd ut på innsjøisen. Basert på skredkartleggingen er imidlertid ikke dette en sannsynlig forklaring, da borelokaliteten er lokalisert utenfor rekkevidden av snøskred (se *detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger*, s. 41). En mulig forklaring kan være at partikler er blitt kastet ut i innsjøen av *skredvind* fra snøskred, eller at partikler fastfrosset i is langs vannkanten er blitt transportert ut med isflak og deretter blitt sedimentert, som beskrevet i Sletten et al. (2003).

6.3.3 Radiokarbondateringer og kronostratigrafi

Det ble tatt seks prøver til radiokarbondatering. Av disse er fire innenfor aldersmodellens usikkerhet med to standardavvik (fig. 5.67, s. 85). Dateringen ved 37 cm er yngre enn forventet, mens dateringen ved 28 cm er eldre. Disse ble derfor kategorisert som 'outliers' og er ekskludert fra aldersmodellen. Feil i dateringene kan ha oppstått som et resultat av en, eller flere av de nevnte usikkerhetene i kapittel 6.3.1. Basert på aldersmodellen, er tidsintervallet mellom nederste (61 cm) og øverste datering (13 cm) – fra 300 – til 450 kal. år AD. I denne perioden ble det avsatt 48 cm med sedimenter, som tilsvarer en sedimentasjonsrate på 3,2 mm/år. De «stiplede» linjene i aldersmodellen markerer to scenarioer for forlengelsen av aldersmodellen.

Det første scenarioet er den interpolerte alderen for toppen av kjernen, beregnet fra de kjente alderne ved hjelp av CLAM versjon 2.2 (Blaauw, 2010). Ifølge denne interpoleringen ble toppen av kjernen avsatt ~500 kal. år AD. Dette antyder at sedimenter fra de siste 1500 kalenderårene mangler, som med en sedimentasjonsrate på 3,2 mm/år tilsvarer 4,8 m med sedimenter. Det er *svært* usannsynlig at en så stor mengde sedimenter har gått tapt under kjernetakningen. Det er heller ingen tydelige tegn til erosjon i de øverste 13 cm av kjernen, der basert på dateringene, eventuelle tap av sedimenter må ha funnet sted. Borelokalitetens distale plassering på flomskredvifta gjør det dessuten usannsynlig at bekken, eller massestrømmer, har hatt erosiv kompetanse på dette vandypet (7 m).

I det andre scenarioet er modellen ekstrapolert slik at toppen av kjernen tilsvarer nåtid. Dette scenarioet antar en voldsom reduksjon i sedimentasjonsraten fra 3,2 mm/år til ~0,09 mm/år. Som

beskrevet i Sastre et al. (2010) kan laterale endringer på et delta føre til at bekkeutløpet skifter plassering og retning. En reduksjon i sedimentasjonsraten kan derfor skyldes at minerogene sedimenter ikke lenger blir ført direkte til borelokaliteten. Det er imidlertid vanskelig å forklare en så stor reduksjon av sedimentasjonsraten. Basert på det høye innholdet av organisk materiale i bakgrunns sedimentasjonen (*SO*), bør *in-situ* organisk produksjon alene gi en høyere sedimentasjonsrate enn dette.

På bakgrunn av de reverserte og noe inkonsekvente dateringene, i tillegg til de usannsynlige interpolerte scenarioene, bør det konkluderes med at en ukjent effekt av vannets reservoaralder har ført til store usikkerheter. Dette var for øvrig også konklusjonen i Sletten et al. (2003). Her ble det vist at ‘bulk’-dateringer, til tross for mangel på kalk i nedslagsfeltet, overestimerte alderne relativt til dateringer av terrestriske makrofossiler. Samtlige dateringer kan dermed være *systematisk overestimert*. Dersom dette er tilfellet, kan hele kjernen i realiteten tilsvare de siste 200 kalenderår (1800 kal. år AD til i dag), som vist i fig. 6.7.

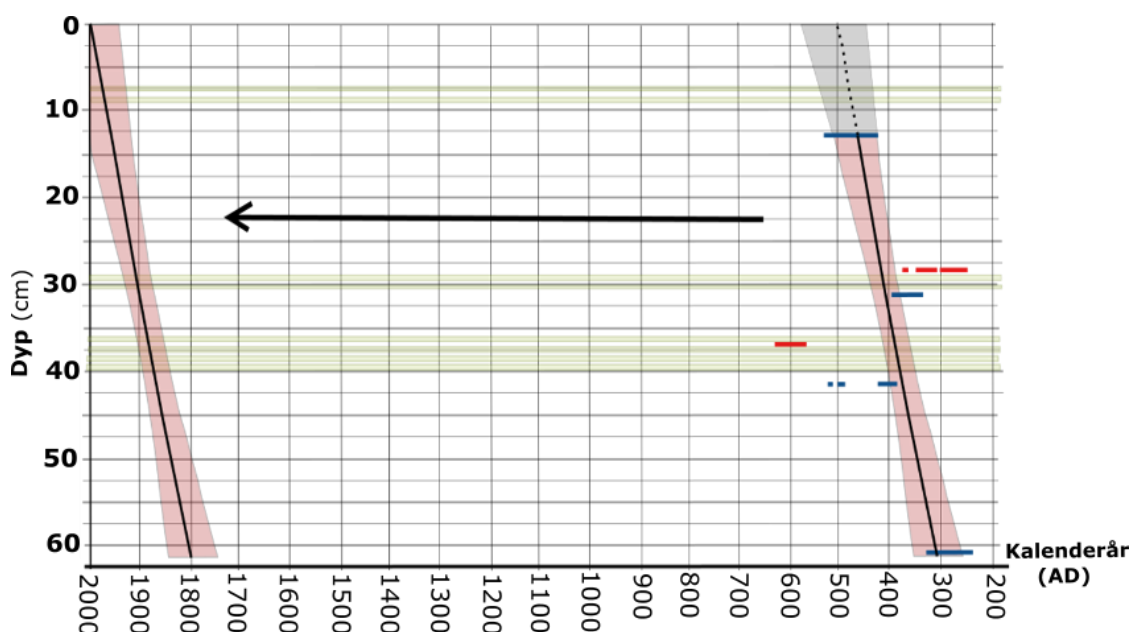


Fig. 6.7: Dersom aldersforholdet mellom dateringene er korrekt, men er systematisk overestimert på grunn av reservoaralderen, kan sedimentene være avsatt fra 1800 kal. år AD – til i dag.

Selv om kronologien er svært usikker har denne studien vist at flomskredhendelser blir fanget opp i sedimentarkivet i Fjellandsbøvatnet. Innsjøen kan dermed ha potensiale for en rekonstruksjon av flomskred i holocen. Dersom en slik studie blir aktuelt, bør datering utføres på terrestriske makrofossiler, selv om det også er problemer knyttet til dette. En mer distal borelokalitet vil også være foretrukket, da sedimentasjonsraten ved FJG-117 er relativt høy.

6.4 Sammenligning av kvartærgeologiske kart

Resultatet av skredkartleggingen er presentert i to kartprodukter; et *tradisjonelt kvartærgeologisk kart* og et *detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger*. Kartleggingen ble i begge tilfeller gjort i målestokk 1:10 000. Som forventet har kartproduktene (kap. 5.1.1) ulik detaljeringsgrad. Forskjellene er ikke bare et resultat av en bedre nyansering med flere symboler og fargepolygoner for de detaljerte kartene, men også tilnærmingen til selve kartleggingsarbeidet. Ved økende detaljeringsgrad må også kartleggingen være grundigere, hvilket også er spesifisert i Rubensdotter et al. (2016), som vektlegger at mer tid skal påberegnes per areal. Det tradisjonelle kvartærgeologiske kartet ble utarbeidet etter feltarbeid sommeren 2017. Det detaljerte kartet er i tillegg til feltperioden sommeren 2017, basert på feltarbeid høsten 2017.

6.4.1 Punkt- og linjesymboler

Et bredt utvalget av punkt- og linjesymboler muliggjør kartlegging av en rekke landformer og andre karaktertrekk som har relevans for *skred-* og *flomfarekartlegging*. Det er også lagt til flere symboler for angivelse av isbevegelse og smeltevannsdrenering.

Små forekomster av skredmateriale i områder som ellers er dominert av andre jordarter markert med *R* på de tradisjonelle kartene, uten mulighet for å spesifisere skredtype. På de detaljerte kartene er *Sp*, *Sl* og *Ss* lagt til for å markere små forekomster henholdsvis av steinsprang-, løsmasseskred- og snøskredavsetninger. Egne linjesymboler for snøskredløp og jord- og flomskredløp gjør det mulig å spesifisere skredtype for de ulike skredløpene. I tilfeller der ett skredløp benyttes av flere enn én prosess ble linje for *tydelig skredløp* benyttet. Punktmarkering av frostpåvirkede berggrunnsflater er også lagt til, som kan være nyttig i vurderingen av hvor steinsprang kan løse ut. For steinskred og fjellskred kan tidligere løsneområder angis med linjesymbol for «skredkant». Dette kan indikere hvor slike hendelser kan tenkes å finne sted i fremtiden. Skredblokker og flyttblokker kan skilles med eget punktsymbol for «steinsprangblokk». Dette er hensiktsmessig ettersom dette muliggjør angivelse av enkeltblokker med svært lang utløpslengde. På et tradisjonelt kvartærgeologisk kart må slike blokker angis ved bruk av polygon for «usammenhengende dekke av skredmateriale», som fører til at totalt areal av skredmateriale blir overestimert.

6.4.2 Fargepolygoner

Den viktigste forskjellen mellom de to kartproduktene er at detaljkartenes utvalg av fargepolygoner muliggjør spesifikasjon av én eller flere skredprosesser for hver avsetnings genese. Skredavsetninger er oftest dannet ved flere ulike prosesser, som dermed kan kartfestes. På de tradisjonelle kartene må skredtypene spesifiseres ved hjelp av symbol for *skred fra fast fjell*, *løsmasseskred* eller *snøskred*, som plasseres inne i polygonene for skredavsetningen. Dette gjør avgrensningen av de ulike skredtypene vanskeligere og mindre nøyaktige (fig. 6.8.).

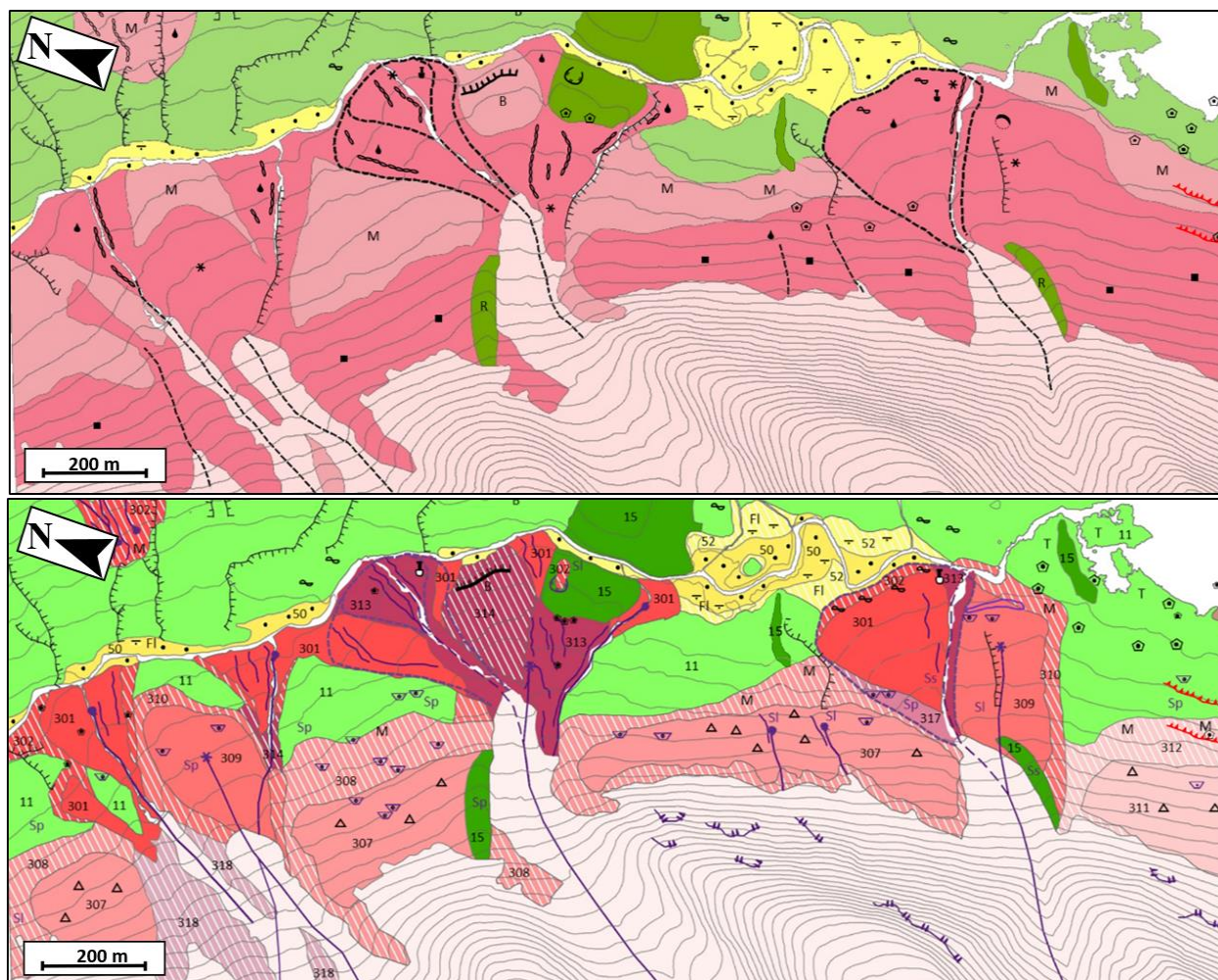


Fig. 6.8: Løsmasser og landformer langs studieområdet vestre dalside i et tradisjonelt kvartærgeologisk kart (øverst) og et detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skråninger (nederst). For tegnforklaring se kap. 5.1.1.

På de detaljerte kartene kan også *forvittringsmateriale* spesifiseres som blokkhav dannet av frostforvitring. Dette har betydning for tolkningen av hvor skred fra fast fjell opptrer. Disse kartene har også eget polygon for sigejord, som kan markere bratte skråninger med potensiell fare for jordskred og grunne utglidninger.

En ulempe ved det brede utvalget av polygoner er at kartene kan bli noe uoversiktlige og vanskelige å tolke. Særlig gjelder dette i mindre områder med stor variasjon i skredtyper, da flere av polygonene ligner på hverandre. Tallkoder som plasseres i polygonene, som også oppgis i tegnforklaringen, gjør imidlertid lesningen av kartene lettere.

6.4.3 Evaluering av kartproduktene

I min studie ble begge kartleggingene utført i målestokk 1:10 000. Dersom standard for tradisjonell kartlegging hadde vært fulgt (1: 50 000), ville detaljforskjellen på kartproduktene vært betydelig større. Ved *tradisjonell kartlegging* kan et stort område dekket på mye kortere tid, sammenlignet med en *detaljert kartlegging i bratt terreng*. Detaljnivået i tradisjonelle kart er tilstrekkelig for flere formål, og kan med tanke på ressursbruken foretrekkes i noen tilfeller.

I henhold til NVE (2011e) skal *skredfarekartlegging* gjennomføres i målestokk 1:5000. Tradisjonelle kvartærgeologiske kart har ikke et tilstrekkelig detaljnivå som supplement til slik kartlegging, da terrengformer og andre detaljer som er for små til å komme med på et tradisjonelt kart i målestokk 1:50 000 ofte er av stor betydning for farevurderingene. Målestokken for de detaljerte kartene er 1:10 000, som balanserer ønsket detaljeringsnivå og tidsbruk som beskrevet i Rubensdotter et al. (2016). I tillegg er det spesifisert at terrengmodeller fra høyoppløselige LiDAR-data skal benyttes ved kartleggingen, hvilket øker kvaliteten på tolkningene betraktelig.

Kvartærgeologisk kartlegging i bratt terreng er fremdeles under utvikling. Symboler som her er benyttet kan byttes ut eller fjernes, og nye kan bli lagt til etter behov. En sammenligning av kartproduktene fra Uskedalen viser, som forventet, at det «nye» kartproduktet er et mye bedre supplement til skredfarekartlegging enn *tradisjonelle kvartærgeologiske* kart.

7 Konklusjon

Skredavsetninger fra steinsprang, steinskred, grove massestrømmer, flomskred, grunne utglidninger/jordskred, sørpeskred og flakskred er kartlagt i Uskedalen. Alle disse skredprosessene har dermed vært medvirkende i den holocene landskapsutviklingen. Observasjoner tyder på at disse prosessene fremdeles er aktive, med unntak av grove massestrømmer og steinskred. Som et resultat av paraglasiale forhold var det stor grov massestrøm- og steinskredaktivitet langs den vestre dalsiden i tidlig holocen. Store mengder ustabile glasiale sedimenter var avsatt i bratte botnformasjoner i Uskedalsmassivet. Trykkavlastning førte til eksfoliasjon, som sammen med jordskjelv initierte steinskred ved postglasial landhevning.

Steinsprang og *steinskred* danner talusskråninger med helninger på 27-33 grader. Sedimentene består av løspakket og kantet grus, stein og blokker. Talusskråninger dominert av steinsprang har ofte en tydelig fallsortering. *Grove massestrømmer* og *flomskred* danner vifter av usortert og kant-runda materiale. Viftene har konvekse tverrprofiler og svakt konkave lengdeprofiler. Helningen er ~25 grader ved rotpunktet med en gjennomsnittlig helning på ~15 grader. Flomskred danner i større grad levéer og har lenger utløpslengde enn grove massestrømmer. *Sørpeskred* danner langstrakte vifter av sand, grus og kantet – kantrundede steiner og blokker. Skredene danner dype erosjonsspor i løsmassedekket og er erosive i helninger ned til 10-12 grader. *Flakskred* danner tungeformede utløpssoner med gress vegetasjon, ofte med veltede trær i utkantene. Sedimentene består av kantede steiner og blokker i en matriks av sand og grus, og blokker ligger spredt i overflaten. Steiner er ofte avsatt oppå blokker, og dannelse av snøskredgroper og -voller er vanlig.

I pionerstudien i Fjellandsbøvatnet ble åtte flomskredsignaler identifisert i en ~60 cm sedimentkjerne. Tolkningen av kronostratigrafien konkluderte med at en ukjent effekt av vannets reservoaralder hadde ført til en systematisk overestimering av alderne. Studien viser at sedimentarkivet har potensiale for en større rekonstruksjon av flomskredhendelser i en fremtidig studie. Dateringer bør da utføres på terrestriske makrofossiler, og en mer distal borelokaltet med lavere sedimentasjonsrate anbefales.

En sammenligning av et *tradisjonelt* kvartærgeologisk kart og et *detaljert kvartærgeologisk kart med fokus på skrånninger* viser en betydelig forskjell i detaljeringsgrad. Sistnevnte er derfor et mye bedre supplement ved *skredfarekartlegging*.

7.1 Forslag til videre arbeid

Fordi flomskred som oftest er et resultat av store nedbørsmengder over korte perioder, kan studie av disse benyttes som *proksi*-data for rekonstruksjon av ekstreme nedbørshendelser i et paleoklimatisk perspektiv (Berrisford & Matthews, 1997; Kotabra & Baumgart-Kotabra, 1997; Sletten et al., 2003; Sletten & Blikra, 2007). Faktorene som styrer flomskredaktiviteten er imidlertid svært avhengig nedslagsfeltenes lokaltopografiske og lokalklimatiske forhold (Rubensdotter, 2006; Vasskog et al., 2011). Konklusjoner på bakgrunn av regionale paleoklimatiske forhold krever derfor et stort datagrunnlag fra mange lokaliteter rundt om i regionen. Denne studien har vist at sedimentarkivet i Fjellandsbøvatnet kan bidra i et slikt regionalt datagrunnlag. Det er vist at utarbeidingen av en aldersmodell i så tilfelle bør utføres fra radiokarbondatering av terrestriske makrofossiler, selv om dette øker usikkerheten i forbindelse med resedimentering. Relativt høy sedimentasjonsrate for FJG-117 kan også tyde på at eventuelle sedimentkjerner bør tas mer distalt til utløpet. Fordi flomskredlokaliteten (A-4) er bred og har flere utløp i Fjellandsbøvatnet, bør sedimentkjerner tas i et transsekt, slik at skred med andre utløp i vannet også fanges opp i kjernene.

Denne studien har også vist at CT-skanning er svært nyttig til lokalisering og visualisering av ulike sedimentsignaler. En metode for definering av kornstørrelser fra gråskalaverdi er presentert i Eriksen (2018). Videreutvikling av denne metoden har stort potensiale, og kan i fremtiden mulig erstatte, eller delvis erstatte, tidkrevende sedimentanalyser som glødetap (LOI), kornstørrelsesanalyse og massetetthetsanalyse ('bulk density').

Referanser

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. *The Holocene*, 17(7), 955-964.

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

Aarseth, I. & Mangerud, J. (1974) Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas*, 3, 3-22.

Abrahams, A.D., Parsons, A.J. & Hirsh, P.J. (1985) Hillslope Gradient-Particle Size Relations: Evidence for the Formation of Debris Slopes by Hydraulic Processes in the Mojave Desert. *The Journal of Geology*, 93(3), 347-357.

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, 1-42.

Bagnold, R.A. (1954) Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society London*, A255, 49-63.

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), 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), 161-176.

Ballantyne, C.K. (2002) A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene*, 12(3), 371-376.

Barnekow, L., Possnert, G. & Sandgren, P. (1998) AMS ¹⁴C chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, northern Sweden – a comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples. *GFF*, 120(1), 59-67.

Bendle, J.M., Palmer, A.P. & Carr, S.J. (2015) A comparison of micro-CT and thin section analysis of Lateglacial glaciolacustrine varves from Glen Roy, Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 114, 61-77.

Berrisford, M.S. & Matthews, J.A. (1997) Phases of enhanced rapid mass movement and climatic variation during the Holocene: a synthesis. I: Frenzel, B. (red.) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Paläoklimaforschung, Special Issue: ESF Project. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz. 409-440.

Bertran, P. & Jomelli, V. (2000) Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record – Discussion. *Sedimentology* 47, 1053-1058.

- van der Bilt, W.G.M., Rea, B., Spagnolo, M., Roerdink, D.L., Jørgensen, S.L. & Bakke, J.** (2018) Novel sedimentological fingerprints link shifting depositional processes to Holocene climate transitions in East Greenland. *Global and Planetary Change*, 164, 52-64.
- Bjune, A.E., Bakke, J., Nesje, A. & Birks, H.J.B.** (2005) Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15(2), 177-189.
- 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), 455-465.
- Blaauw, M.** (2010) Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.
- Blikra, L.H.** (1990) Geological mapping of rapid mass movement deposits as an aid to land-use planning. *Engineering Geology*, 29, 365-376.
- Blikra, L.H., Braathen, A., Stalsberg, K. & Longva, O.** (2002) *Rock avalanches, gravitational bedrock fractures and neotectonic faults onshore northern West Norway: Examples, regional distribution and triggering mechanisms*. Norges Geologiske Undersøkelse. Rapport nr.: 2002.016.
- Blikra, L.H., Hole, P.A. & Rye, N.** (1989) Hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord. *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter*, 92, 1-17.
- Blikra, L.H. & Longva, O.** (1995) Frost-shattered debris facies of Younger Dryas age in the coastal sedimentary successions in western Norway: palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 118, 89-110.
- Blikra, L.H. & Nemeč, W.** (1998) Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Blikra, L.H. & Nesje, A.** (1997) Holocene avalanche activity in western Norway: chronostratigraphy and palaeoclimatic implications. I: Frenzel, B. (red.) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Paläoklimaforschung, Special Issue: ESF Project. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz. 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), 631-658.
- Braathen, A., Blikra, L.H., Berg, S.S. & Karlsen, F.** (2004) Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 67-88.
- Brattlien, K.** (2016) *Snøsrked – Livsviktig kunnskap*. Oslo: Kagge Forlag AS, 166 s.
- Brattlien, K.** (2017) *Den lille snøskredboka*. 5. Utgave, Oslo: Fri flyt AS, 234 s.
- Brooks, R.A. & Di Chiro, G.** (1976) Beam Hardening in X-ray Reconstructive Tomography. *Physics in Medicine and Biology*, 21(3), 390-398.
- Brown, R.L.** (1980) Pressure waves in snow. *Journal of Glaciology*, 25(91), 99-107.

- Caine, N.** (1980) The Rainfall Intensity: Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 62(1/2), 23-27.
- Campbell, R.H.** (1975) Soil Slips, Debris Flows, and Rainstorms in the Santa Monica Mountains and Vicinity, Southern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 851, 1-51.
- Church, M. & Ryder, J.M.** (1972) Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3072.
- Clelland, M. & O'Bannon, A.** (2012) *Allen & Mike's Avalanche Book: A Guide to Staying Safe in Avalanche Terrain*. Old Saybrook, USA: Rowman & Littlefield, 96 s.
- Collins, B.D. & Stock, G.M.** (2016) Rockfall triggering by cyclic thermal stressing of exfoliation fractures. *Nature Geoscience*, 9, 395-491.
- Corfu, F., Roberts, R.J., Torsvik, T.H., Ashwal, L.D., and Ramsay, D.M.** (2007) Peri-Gondwanan elements in the Caledonian Nappes of Finnmark, Northern Norway: Implications for the paleogeographic framework of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science*, 307, 434-458.
- Corner, G.D.** (1980) Avalanche Impact Landforms in Troms, North Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 62(1/2), 1-10.
- Curry, A.M.** (1999) Paraglacial Modification of Slope Form. *Earth Surface Processes and Landforms*. 24, 1213-1228.
- Cutnell, J.D. & Johnson, K.W.** (2012) *Introduction to Physics*. 9th Edition International Student Version. John Wiley & Sons Inc, 1072 s.
- 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), 269-277.
- Dahl, S.O., Nesje, A., Lie, Ø., Fjordheim, K. & Matthews, J.A.** (2002) Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalbreen, western Norway. *The Holocene*, 12(1), 17-25.
- De Blasio, F.V.** (2011) Friction, Cohesion, and Slope Stability. I: *Introduction to the Physics of Landslides: Lecture Notes on the Dynamics of Mass Wasting*. Springer Science+Business Media B.V., chapter 2, s. 23-52.
- Decaulne, A., Sæmundsson, P. & Petursson, O.** (2005) Debris flow triggered by rapid snowmelt: A case study in the Gleidárhjalli area, northwestern Iceland. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 87(4), 487-500.
- Eriksen, B.** (2018) *Rekonstruksjon av sen-holocene sedimentasjonsprosesser i Lodalen, indre Nordfjord*. Masteroppgave. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Fitzharris, B.B. & Bakkehøi, S.** (1986) A synoptic climatology of major avalanche winters in Norway. *Norwegian Geotechnical Institute Publication*, 178, 1-16.

- Fjellanger, J., Sørbel, L., Linge, H., Brook, E.J., Raisbeck, G.M. & Yiou, F.** (2006) Glacial survival of blockfields on the Varanger Peninsula, northern Norway. *Geomorphology*, 82, 255-272.
- Follestad, B.A.** (1972) The deglaciation of the south-western part of the Folgefonn peninsula, Hordaland. *Norges geologiske undersøkelse*, 280, 31-64.
- 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, London*, 162, 675-687.
- Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. & Viola, R.** (2014) *Kvartærgeologisk kartlegging ved NGU – Informasjon og instruks*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2014:002.
- Fukue, M.** (1979) *Mechanical Performance of Snow Under Loading*. Tokyo: Tokai University Press, 136 s.
- Furseth, A.** (2006). *Skredulykker i Norge*. Oslo: Tun forlag, 207 s.
- Gardner, J.S.** (1983). Observations on Erosion by Wet Snow Avalanches, Mount Rea Area, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 15(2), 271-274.
- Gilbert, G.K.** (1904). Domes and Dome Structure of the High Sierra. *Geological Society of America Bulletin*, 15, 29–36.
- González Díez, A., Salas, L., Díaz de Terán, J.R. & Cendrero, A.** (1996) Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology*, 15, 291-309.
- 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.
- Helle, S.K.** (2006) *Early post-deglaciation shorelines and sea-level changes along Hardangerfjorden and adjacent fjord areas, W Norway*. PhD avhandling. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Hermanns, R.L. & Strecker, M.R.** (1999) Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (struzstroms) in arid northwestern Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 111(6), 934-948.
- Hestnes, E.** (1985) A contribution to the prediction of slush avalanches. *Annals of Glaciology*, 6, 1-4.
- Holtedahl, H.** (1967) Notes on the Formation of Fjords and Fjord-Valleys. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 49(2/4), 188-203.
- Hopfinger, E.J.** (1983) Snow avalanche motion and related phenomena. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 15, 47-76.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J. & Hutchinson, J.N.** (2001) A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience VII*, 221-238.

- Jomelli, V. & Francou, B.** (2000) Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: Massif des Ecrins, French Alps. *Geomorphology*, 35, 181-192.
- Jørgensen, P., Sørensen, R. & Haldorsen, S.** (1997) *Kvartærgeologi*. Oslo: Landbruksforlaget, 248 s.
- Kaland, P.E.** (1984) Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas*, 13, 203-242.
- Kaldhol, K.** (1941) *Terrasse- og strandlinjemålinger fra Sunnfjord til Rogaland*. Tryggestads trykkeri, Hellesylt, 221 s.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G.K., Avian, M. & Carrivick, J.** (2012) Climate change and rock fall events in high mountain areas: Numerous and extensive rock falls in 2007 at Mittlerer Burgstall, Central Austria. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 94(1), 59-78.
- Kent, P.E.** (1966) The Transport Mechanism in Catastrophic Rock Falls. *The Journal of Geology*, 74(1), 79-83.
- Kolderup, N.-H.** (1931) Vestnorske fjorders avhengighet av kaledonisk tektonikk. *Norsk geologisk tidsskrift*, 12, 441-458.
- Kotabra, A. & Baumgart-Kotabra, M.** (1997) Holocene debris-flow activity in the light of lacustrine sediment studies in the High Tatra Mountains, Poland, i: Frenzel, B. (red.) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Paläoklimaforschung, Special Issue: ESF Project. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz. 147-158.
- Libby, W.F.** (1960) *Nobel lecture: Radiocarbon dating*. I: Nobel Lectures, Chemistry 1942-1962. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1964. 593-610.
- Liestøl, O.** (1974). Avalanche plunge-pool effect. *Norsk Polarinstitutts Årbok*, 1972, 179-181.
- 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), 81-88.
- Lowe, D.R.** (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1), 279-297.
- Luckman, B.H.** (1977) The Geomorphic Activity of Snow Avalanches. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 59(1/2), 31-48.
- Luckman, B.H.** (1978) Geomorphic Work of Snow Avalanches in the Canadian Rocky Mountains. *Arctic and Alpine Research*, 10(2), 261-276.
- Luckman, B.H.** (1992) Debris Flows and Snow Avalanche Landforms in the Lairig Ghru, Cairngorm Mountains, Scotland. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 74(2/3), 109-121.
- Luckman, B.H. & Fiske, C.J.** (1997) Holocene development of coarse-debris landforms in the Canadian Rocky Mountains. I: Frenzel, B. (red.) *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. Paläoklimaforschung, Special Issue: ESF Project. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz. 283-297.

- MacDonald, G.M., Beukens, R.P., Kieser, W.E. & Vitt, D.H.** (1987) Comparative radiocarbon dating of terrestrial plant macrofossils and aquatic moss from the «ice-free corridor» of western Canada. *Geology*, 15, 837-840.
- Mangerud, J., Aarseth, I., Hughes, A.L.C., Lohne, Ø.S., Skår, K., Sønstegaard, E. & Svendsen, J.I.** (2016) A major re-growth of the Scandinavian Ice sheet in western Norway during Allerød-Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 132, 175-205.
- 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, 8-16.
- Marquette, G.C., Gray, J.T., Gosse, J.C., Courchesne, F., Stockli, L., Macpherson, G. & Finkel, R.** (2004) Felsenmeer persistence under non-erosive ice in the Torngat and Kaumajet mountains, Quebec and Labrador, as determined by soil weathering and cosmogenic nuclide exposure dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 19-38.
- Martinelli Jr., M.** (1974) Snow avalanche sites, their identification and evaluation. *U.S. Department of Agriculture Inf. Bulletin*, 360, 27-28.
- Matthews, J.A., Dahl, S.O., Dresser, P.Q., Berrisford, M.S., Lie, Ø., Nesje, A. & Owen, G.** (2009) Radiocarbon chronology of Holocene colluvial (debris-flow) event at Sletthamn, Jotunheimen, southern Norway: a window on the changing frequency of extreme climatic events and their landscape impact. *The Holocene*, 19, 1107-1129.
- Matthews, J.A. & Karlén, W.** (1992) Asynchronous neoglaciation and Holocene climatic change reconstructed from Norwegian glaciolacustrine sedimentary sequences. *Geology*, 20, 991-994.
- Matthews, J.A., Owen, G., McEwen, L.J., Shakesby, R.A., Hill, J.L., Vater, A.E. & Ratcliffe, A.C.** (2017) Snow-avalanche impact craters in southern Norway: Their morphology and dynamics compared with small terrestrial meteorite craters. *Geomorphology*, 296, 11-30.
- Matthews, J.A., Shakesby, R.A., McEwen, L.J., Berrisford, M.S., Owen, G. & Bevan, P.** (1999) Alpine Debris-Flows in Leirdalen, Jotunheimen, Norway, with Particular Reference to Distal Fans, Intermediate-Type Deposits, and Flow Types. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31(4), 421-435.
- McGregor, G.R.** (2012) Snow avalanche terrain of the Craigieburn Range, Central Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 32(3), 401-409.
- Montgomery, D. R. & Dietrich, W. E.** (1994) A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30(4), 1153-1171.
- Moser, M. & Hohensinn, F.** (1983) Geotechnical aspects of soil slips in alpine regions. *Engineering Geology*, 19, 185-211.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S.O., Lie, Ø. & Bøe, A.-G.** (2007) A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway. *The Holocene*, 17(2), 269-277.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Valen, V. & Øvstedal, J.** (1992) Quaternary erosion in the Sognefjord drainage basin, western Norway. *Geomorphology*, 5, 511-520.

- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R.** (1991) Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, western Norway: Evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10, 87-114.
- Nesje, A., Lie, Ø. & Dahl, S.O.** (2000) Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, 15(6), 587-601.
- NGI** (2014) *Skred - Skredfare og sikringstiltak, praktiske erfaringer og teoretiske prinsipper*. Oslo: Norges Geotekniske Institutt og Universitetsforlaget, 256 s.
- NVE** (2011a) *Plan for skredfarekartlegging – Status og prioriteringer innen oversiktskartlegging og detaljert skredfarekartlegging i NVEs regi*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (14/2011).
- NVE** (2011b) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport jordskred og flomskred*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (16/2011)
- NVE** (2011c) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport steinsprang, steinskred og fjellskred*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (15/2011).
- NVE** (2011d) *Plan for skredfarekartlegging – Delrapport snøskred og sørpeskred*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (18/2011).
- NVE** (2011e) *Flaum- og skredfare i arealplanar*. Revidert 2014. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat (2/2011).
- Oldfield, F., Crooks, P.R.J., Harkness, D.D. & Petterson, G.** (1997) AMS radiocarbon dating of organic fractions from varved lake sediments: an empirical test of reliability. *Journal of Paleolimnology*, 18, 87-81.
- Orsi, T.H., Edwards, C.M. & Anderson, A.** (1994) X-ray Computed tomography: A nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, 64(3), 690-693.
- Parsons, A.J. & Abrahams, A.D.** (1987) Gradient-Particle Size Relations on Quartz Monzonite Debris Slopes in the Mojave Desert. *The Journal of Geology*, 95(3), 423-432.
- Pierson, T.C.** (1980) Erosion and Deposition by Debris Flows at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surface Processes*, 5, 227-247.
- Platzer, K., Bartelt, P. & Kern, M.** (2007) Measurements of dense snow avalanche basal shear to normal stress ratios (S/N). *Geophysical Research Letters*, 34, 1-5.
- Ragnhildstveit, J., Naterstad, J., Jorde, K. & Egeland, B.** (1998) Geologisk kart over Norge; Berggrunnskart Haugesund – M 1:250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Ramsey, C.B.** (2013) Recent and planned developments of the program OxCal. I: Jull, A. J. T. & Hatté, C- (red.) *Proceedings of the 21st International Radiocarbon Conference*, 55(2-3), 720-730.
- Rapp, A.** (1960) Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42(2/3), 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), 183-196.
- Ravel, L. & Deline, P.** (2010) Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the ‘Little Ice Age’. *The Holocene*, 21(2), 357-365.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. & van der Plicht, J.** (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years Cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Roberts, D.** (2003) The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365, 283-299.
- Ross, H.I., Jørgensen, P., Reite, A.J., Rosenqvist, I.T. & Skjeseth, S.** (1974) *Kvartærgeologisk kartlegging*. Norges offentlige utredninger (NOU 1974: 10).
- Rubensdotter, L.** (2006) *Alpine lake sediment archives and catchment geomorphology – Casual relationships and implications for paleoenvironmental reconstructions*. PhD avhandling. Department of Physical Geography and Quaternary Geology, Stockholm University.
- Rubensdotter, L. & Rosqvist, G.** (2003) The effect of geomorphological setting on Holocene lake sediment variability, northern Swedish Lapland. *Journal of Quaternary Science*, 18(8), 757-767.
- Rubensdotter, L. & Rosqvist, G.** (2009) Influence of geomorphological setting, fluvial-, glaciofluvial- and mass-movement processes on sedimentation in alpine lakes. *The Holocene*, 19(4), 665-678.
- Rubensdotter, L., Sandøy, G. & Sletten, K.** (2016) High resolution quaternary geological map, assisting hazard evaluations in Norway. I: *PRESS, C., ed. 12th International Symposium on Landslides, 12-19 June 2016 Napoli, Italy*. 1751-1758.
- Salm, B.** (1982) Mechanical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 20(1), 1-19.
- Sandvold, S., Lie, Ø., Nesje, A. & Dahl, S.O.** (2001) Holocene glacial and colluvial activity in Leirungdalen, eastern Jotunheimen, south-central Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 81, 25-40.
- Sastre, V., Loizeau, J.-L., Greinert, J., Naudts, L., Arpagaus, P., Anselmetti, F. & Wildi, W.** (2010) Morphology and recent history of the Rhone River Delta in Lake Geneva (Switzerland). *Swiss Journal of Geosciences*, 103, 33-42.
- Senneseth, A.H.** (2018) *Skredfarekartlegging i Uskedalen, Kvinnherad kommune - basert på feltobservasjoner, schmidthammermålinger og empiriske modeller*. Masteroppgave. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Shakesby, R.A. & Matthews, J.A.** (1996) Glacial activity and paraglacial landsliding in the Devensian Lateglacial: evidence from Craig Cerrig-gleisiad and Fan Dringarth, Fforest Fawr (Brecon Beacons), South Wales. *Geological Journal*, 31, 143-157.

- Sharp, R.P.** (1942) 'Mudflow levées'. *Journal of Geomorphology*, 5, 222-227.
- Sharpe, C.F.S.** (1938) *Landslides and related phenomena*. New York, Columbia University Press, 137 s.
- Shotton, F. W.** (1972) An Example of Hard-Water Error in Radiocarbon Dating of Vegetable Matter. *Nature*, 240, 460-461.
- 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*, 22(6), 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(6), 907-920.
- van Steijn, H.** (1996) Debris-flow magnitude-frequency relationships for mountainous regions of Central and Northwest Europe. *Geomorphology*, 15, 250-273.
- Støren, E.N., Dahl, S.O., Nesje, A. & Paasche, Ø.** (2010) Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3021-3033.
- Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I., Demidov, I., Dowdeswell, J.A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H.W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M.J., Spielhagen, R.F. & Stein, R.** (2004) Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229-1271.
- Turney, C.S.M., Coope, G.R., Harkness, D.D., Lowe, J.J. & Walker, M.J.C.** (2000) Implications for the dating of Wisconsinan (Weichselian) late-glacial events of systematic radiocarbon age differences between terrestrial plant macrofossils from a site in SW Ireland. *Quaternary Research*, 53, 114-121.
- Twidale, C.R.** (1964) A Contribution to the General Theory of Domed Inselbergs: Conclusions Derived from Observations in South Australia. *Transactions and Papers, Institute of British Geographers*, 34, 91-113.
- Törnqvist, T., De Jong, A.F.M., Oostebraan, W.A. & van der Borg, K.** (1992) Accurate dating of organic deposits by AMS ¹⁴C measurement of macrofossils. *Radiocarbon*, 34(3), 566-577.
- Varnes, D.J.** (1978) Slope movement types and processes. I: Schuster R. L., Krizek R. J. (red.) *Landslides, analysis and control*. Special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC., 11-33.
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E.N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D.** (2011) A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*, 21(4), 597-614.
- Vinegar, H.J. & Wellington, S.L.** (1987) Tomographic imaging of three-phase flow experiments. *Review of Scientific Instruments*, 58(1), 96-107.

Wakasa, S., Matsuzaki, H., Tanaka, Y. & Matsukura, Y. (2006) Estimation of episodic exfoliation rates of rock sheets on a granite dome in Korea from cosmogenic nuclide analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1246-1256.

Wassmer, P., Schneider, J.L., Pollet, N. & Schmitter-Voirin, C. (2004) Effects of the internal structure of a rock-avalanche dam on the drainage mechanism of its impoundment, Flims sturzstrom and Ilanz paleo-lake, Swiss Alps. *Geomorphology*, 61, 3-17.

Weirich, F.H. (1989) The generation of turbidity currents by subaerial debris flows, California. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 278-291.

Wellington, S.L. & Vinegar, H.J. (1987) X-ray computerized tomography. *Journal of Petroleum Technology*, 39, 885-898.

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

White, S.E. (1981) Alpine Mass Movement Forms (Noncatastrophic): Classification, Description, and Significance. *Arctic and Alpine Research*, 13(2), 127-137.

Nettsider

Esri Resources (2017a) ArcGIS Desktop Help 10.6. *How Hillshade works*. Tilgjengelig fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/3d-analyst-toolbox/how-hillshade-works.htm> (Lest: 6/3-2018).

Esri Resources (2017b) ArcGIS Desktop Help 10.6. *How Slope works*. Tilgjengelig fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/3d-analyst-toolbox/how-slope-works.htm> (Lest: 6/3-2018).

Esri Resources (2017c) ArcGIS Desktop Help 10.6. *How IDW works*. Tilgjengelig fra: <http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/3d-analyst-toolbox/how-idw-works.htm> (Lest: 6/3-2018).

Kartverket (2018c) *Skanner hele landet*. Kartverket. Tilgjengelig fra: <https://www.kartverket.no/Om-Kartverket/Nyheter/skannar-heile-landet/> (Lest: 31/5-2018).

Lie, B. (u.å.) *NEDBØRSREKORDJUBILEUM: -Norgesrekorden fra Indre Matre på 229,6 mm feirer 70 år I morgen*. Vær og vind. Tilgjengelig fra: <http://www.verogvind.net/readmore.asp?readmoreid=2795> (Lest: 27/2-2018).

Norkart (u.å.) *Norge i 3D*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgei3d.no> (Lest: 22/4-2018).

Nettbaserte kart og tjenester

Kartverket (2018a) *Norgeskart*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no>

Kartverket (2018b) *Høydedata*. Tilgjengelig fra: <https://www.hoydedata.no>

Meteorologisk institutt (2018) *eKlima: Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner*. Tilgjengelig fra: <https://www.eklima.no> (Hentet: 2/2-2018)

NGU (2018a) *Berggrunn: Nasjonal berggrunnsdatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/

NGU (2018b) *Løsmasser: Nasjonal løsmassedatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: http://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/

Norge i bilder (2018) *Norge i Bilder*. Kartverket, NIBIO og Statens vegvesen. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeibilder.no/>

Norkart (2018) *Norge i 3D*. Tilgjengelig fra: <https://www.norgei3d.no>

Stuiver, M., Reimer, P. J. & Reimer, R. W. (2018) *Calib7.1*. Tilgjengelig fra: <http://calib.org/calib/> (Benyttet: 14/4-2018).

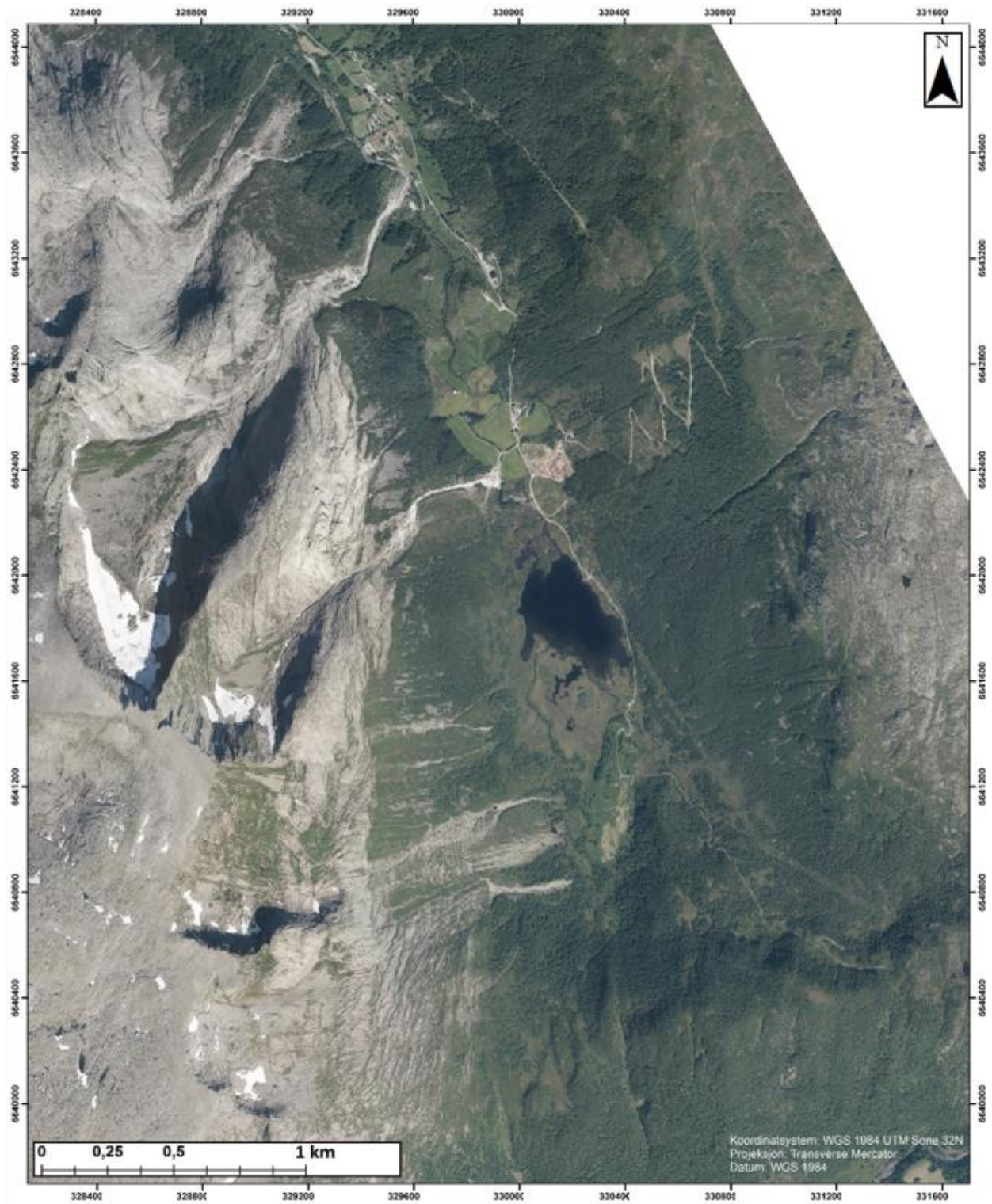
Vedlegg 1. Koordinater for fotopunkter og kornformanalyser

Tabell A1: UTM-koordinater for fotopunkter, og posisjon for gjennomføring av kornformanalyser og kjernetakning.
Merk at fotopunktene markerer hvor bildet ble tatt fra og ikke motivets posisjon.

Bilde (figur nr.)	UTM-koordinat (32V)	Bilde (figur nr.)	UTM-koordinat (32V)
5.2	330327 Ø 6641130 N	5.43 E	330042 Ø 6640978 N
5.3	330236 Ø 6642490 N	5.43 F	329857 Ø 6642246 N
5.4	331334 Ø 6643460 N	5.44 A	329669 Ø 6642182 N
5.5	329908 Ø 6641498 N	5.44 B	329665 Ø 6642228 N
5.7	331017 Ø 6642374 N	5.44 C	329696 Ø 6642209 N
5.8	329229 Ø 6640753 N	5.44 D	329977 Ø 6640929 N
5.12	329689 Ø 6642283 N	5.44 E	330157 Ø 6641032 N
5.13	329405 Ø 6643140 N	5.47	329875 Ø 6642242 N
5.14	329925 Ø 6641129 N	5.48	329803 Ø 6642306 N
5.15	329720 Ø 6642327 N	5.49	331031 Ø 6642609 N
5.16	329720 Ø 6642327 N	5.50	329167 Ø 6642678 N
5.17	329720 Ø 6642327 N	5.55 A	329190 Ø 6641496 N
5.18	330397 Ø 6642043 N	5.55 B	328739 Ø 6641741 N
5.19	330476 Ø 6642009 N	5.55 C	328818 Ø 6641306 N
5.22	330347 Ø 6641037 N	5.55 D	328304 Ø 6641746 N
5.23	330342 Ø 6641136 N	5.56 A	329449 Ø 6642378 N
5.24	330109 Ø 6642511 N	5.56 B	329485 Ø 6642389 N
5.29	329943 Ø 6642342 N	5.56 C	329603 Ø 6642439 N
5.30 A	330046 Ø 6640818 N	5.57	330451 Ø 6642572 N
5.30 B	329877 Ø 6642347 N	5.58	329422 Ø 6642325 N
5.30 C	329868 Ø 6642345 N	5.59 A	329645 Ø 6641884 N
5.30 D	330092 Ø 6641161 N	5.59 B	329656 Ø 6641732 N
5.31	329893 Ø 6641103 N	5.59 C	329640 Ø 6641881 N
5.32	329912 Ø 6641118 N	5.61 A	329480 Ø 6642359 N
5.36	330354 Ø 6641160 N	5.61 B	329232 Ø 6643070 N
5.37	330203 Ø 6642504 N	5.61 C	329871 Ø 6640734 N
5.43 A	329990 Ø 6640904 N	5.61 D	329672 Ø 6642212 N
5.43 B	329673 Ø 6642136 N	5.62 A	329645 Ø 6642162 N
5.43 C	330054 Ø 6640955 N	5.62 B	329492 Ø 6642566 N
5.43 D	329792 Ø 6642228 N	5.62 C	329491 Ø 6642542 N

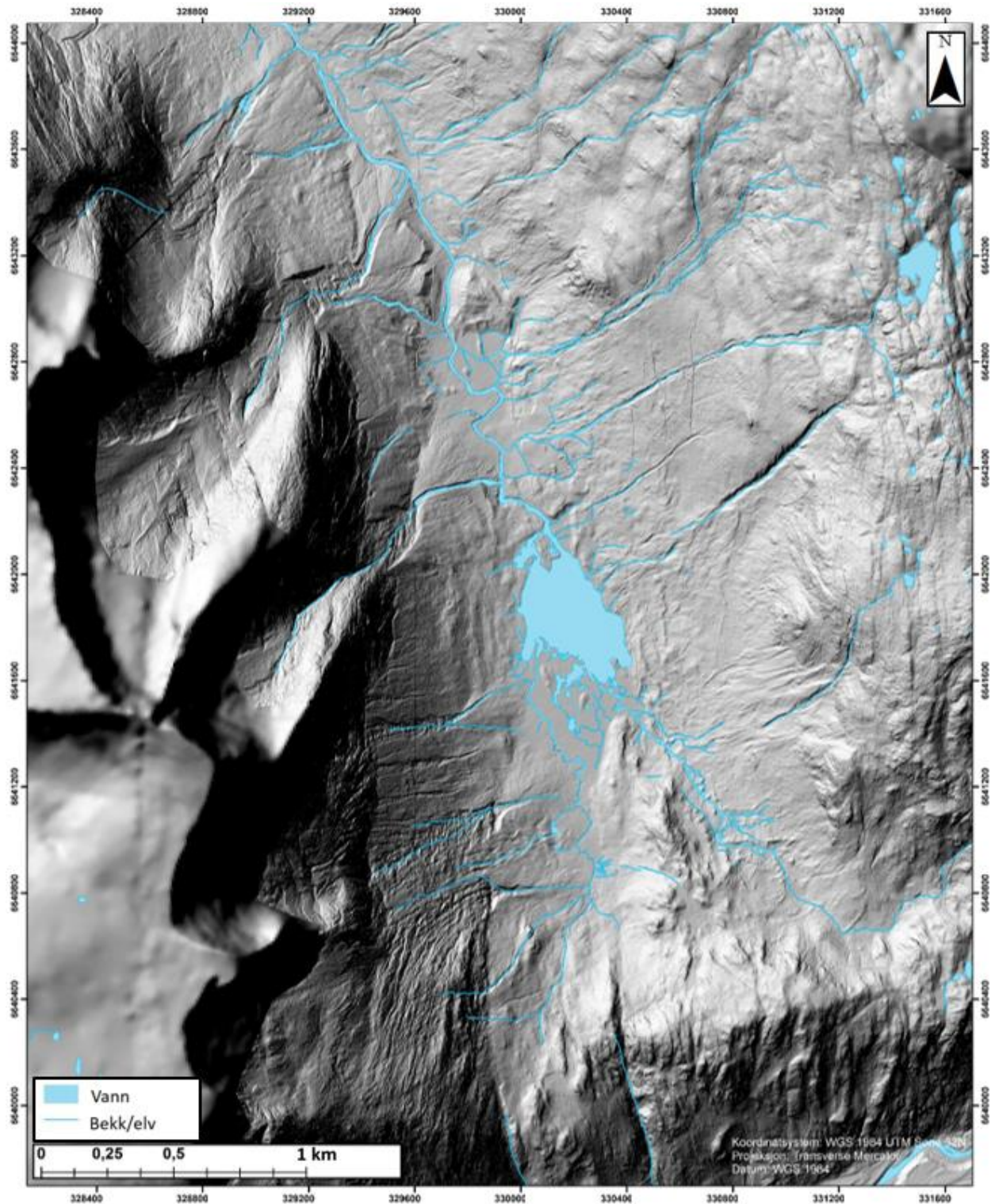
Kornformanalyse (figur nr.)	UTM-koordinat (32V)	Kjerne	UTM-koordinat (32V)
5.20 (A-4)	330298 Ø 6642022 N	FJG-117	330207 Ø 6641981 N
5.21 (A-4)	330668 Ø 6642193 N	FJG-217	330054 Ø 6641839 N
5.33 (B-1)	330145 Ø 6640824 N		
5.33 (B-2)	330087 Ø 6641163 N		
5.33 (B-3)	329859 Ø 6642352 N		
5.33 (B-4)	329554 Ø 6643457 N		
5.45 (C-1)	330034 Ø 6640957 N		
5.45 (C-2)	329806 Ø 6642219 N		
5.45 (C-3)	329111 Ø 6643743 N		
5.60 (D-1)	329540 Ø 6641870 N		
5.60 (D-2)	329464 Ø 6642358 N		

Vedlegg 2. Flyfoto av studieområdet



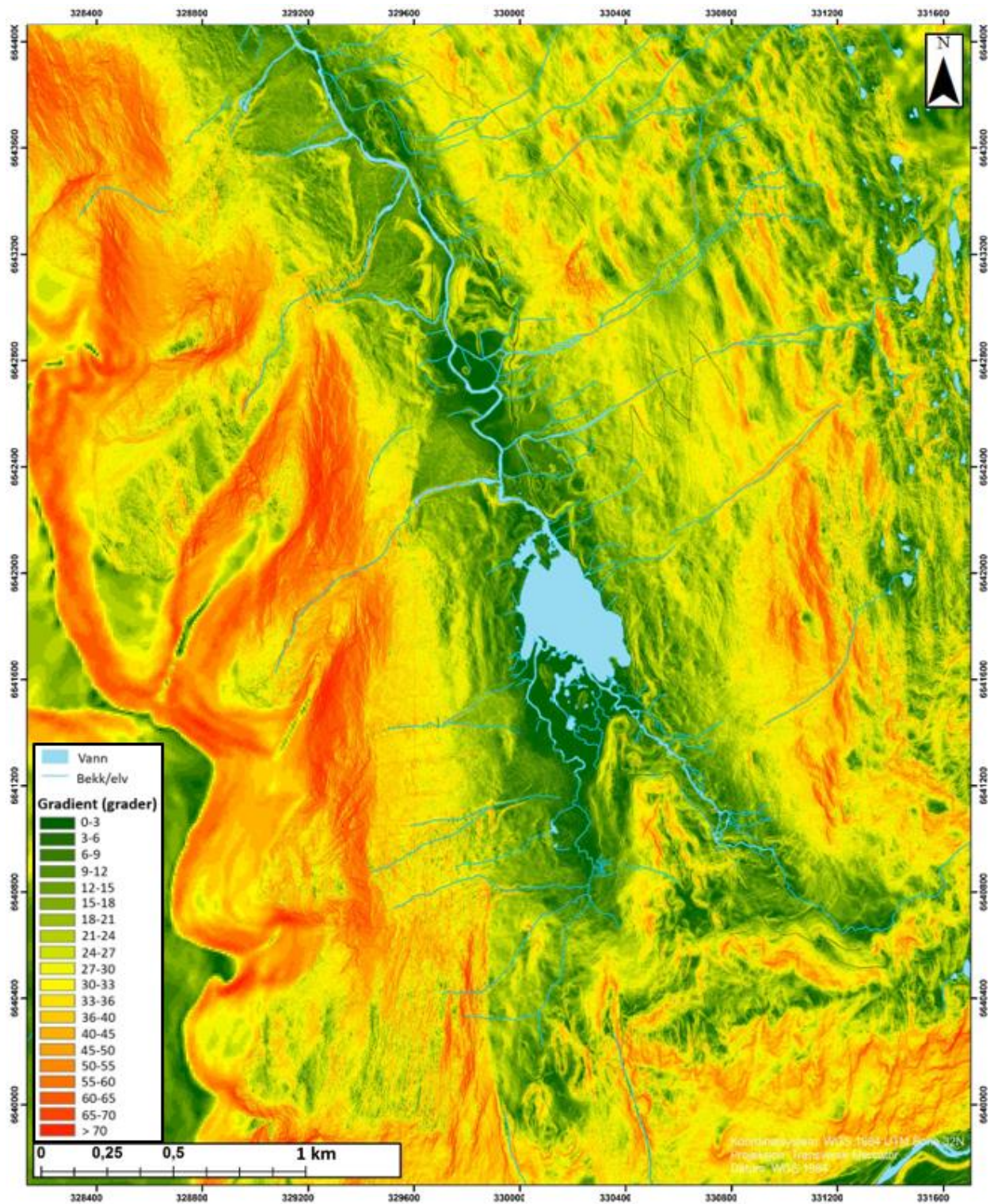
Flyfoto av studieområdet, hentet fra norgebilder.no.

Vedlegg 3. Skyggerelieff av studieområdet



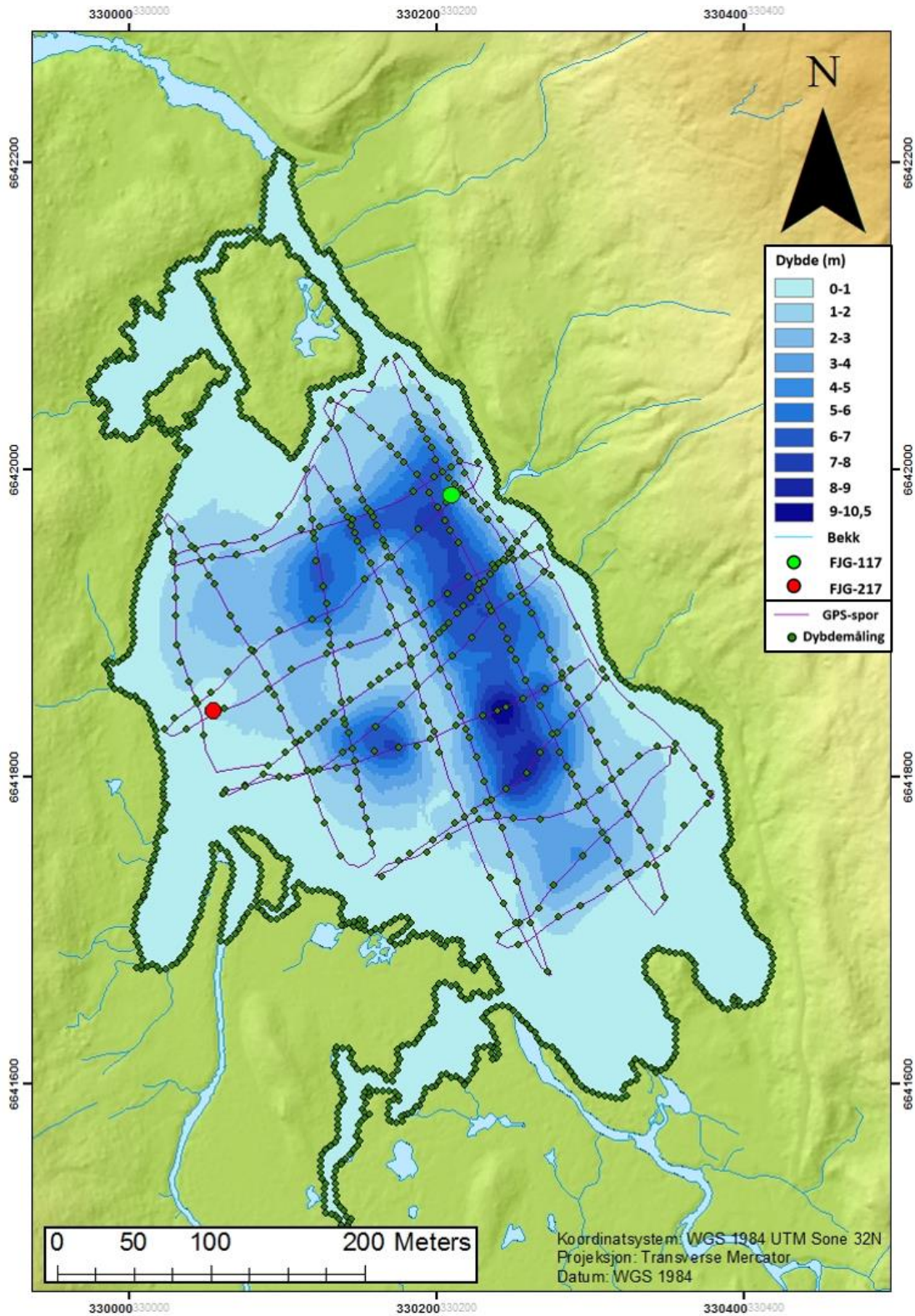
Skyggerelieffmodell av studieområdet der asimut er satt til 315 og høyde til 45 grader. Modellen er utarbeidet i ArcGIS fra DTM på 1 x 1 m og 10 x 10 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Vedlegg 4. Helningskart over studieområdet



Helningskart klassifisert i 20 gradientgrupper, utarbeidet i ArcGIS fra DTM på 1 x 1 m og 10 x 10 m hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2018b).

Vedlegg 5. Batymetrisk kart med GPS-spor og punkter for målte dybdeverdier



Batymetrisk kart med GPS-spor for tverr- og lengdeprofiler og punkter med kjente dybdeverdier.

Vedlegg 6. Rådata, radiokarbondateringer

Tabell A2: Karboninnhold i prøvemateriale for AMS-¹⁴C - radiokarbondatering av organiske fragmenter og karbonsyre.

ID	Dyp (cm)	Totalvekt prøve (mg)	Organiske fragmenter			Karbonsyre		
			Vekt preparert (mg)	Andel av total (%)	Karbon (%)	Vekt preparert (mg)	Andel av total (%)	Karbon (%)
TRa-12570	13	431	207	48	7,4	14	3,2	41,4
TRa-12571	28	461	265	57,5	6,9	22	4,8	42,3
TRa-12572	31,5	441	253	57,4	8,8	20	4,5	42,7
TRa-12573	37	443	343	77,4	8,7	4,5	1	50,1
TRa-12574	41,5	420	291	69,3	6,4	14	3,3	45,4
TRa-12575	61	435	272	62,5	7	12	2,8	50

Tabell A3: Resultater fra AMS-¹⁴C - radiokarbondatering av organiske fragmenter. Kalibrert med OxCal v4.2.4 (Ramsey, 2013) med kalibreringskurve IntCal13 (Reimer et al., 2013).

ID	TRa-12570	TRa-12571	TRa-12572	TRa-12573	TRa-12574	TRa-12575
Dyp (cm)	13	28	31,5	37	41,5	61
¹⁴C-år	1568 +/-16	1730 +/-11	1679 +/-13	1461 +/-17	1626 +/-11	1752 +/-16
1 Sigma (kal. år AD)	430-492 (58,3%)	258-296 (45,9%)	348-370 (35,0%)	585-630 (68,2%)	404-422 (68,2%)	280-326 (57,5%)
68,2 % sannsynlighet	529-536 (6,4%)	321-339 (22,9%)	378-395 (33,2%)			252-260 (10,7%)
	513-517 (3,5%)					
2 Sigma (kal. år AD)	427-540 (95,4%)	252-356 (91,6%)	336-404 (95,4%)	569-641 (95,4%)	391-430 (90,9%)	240-336 (95,4%)
95,4 % sannsynlighet		367-379 (3,8%)			495-508 (3,9%)	
					523-526 (0,7%)	

Tabell A4: Resultater fra AMS-¹⁴C - radiokarbondatering av organisk syre, kalibrert med OxCal v4.2.4 (Ramsey, 2013) med kalibreringskurve IntCal13 (Reimer et al., 2013).

ID	TRa-12570	TRa-12571	TRa-12572	TRa-12573	TRa-12574	TRa-12575
Dyp	13	28	31,5	37	41,5	61
¹⁴C-år	1227 +/-13	1418 +/-13	1351 +/-15	905 +/-13	1308 +/-15	1418 +/-15
1 Sigma (kal. år AD)	721-741 (23,0%)	621-650 (68,2%)	655-669 (68,2%)	1051-1089 (46,4%)	666-690 (53,3%)	620-650 (68,2%)
68,2 % sannsynlighet	766-778 (16,2%)			1127-1135 (7,7%)	750-761 (14,9%)	
	792-804 (10,6%)			1151-1162 (14,2%)		
	815-823 (4,7%)					
	841-861 (13,7%)					
2 Sigma (kal. år AD)	713-745 (27,2%)	609-654 (95,4%)	650-679 (95,4%)	1043-1102 (58,4%)	661-715 (72,2%)	606-654 (95,4%)
95,4 % sannsynlighet	765-780 (17,4%)			1118-1168 (37,0%)	743-765 (23,2%)	
	787-878 (50,7%)					