




GEOLOGI FOR SAMFUNNET

SIDEN 1858



**NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE**
· NGU ·



Rapport nr.: 2017.011	ISSN: 0800-3416 (trykt) ISSN: 2387-3515 (online)	Gradering: Åpen	
Tittel: Gol: Utvidelse av skredgeologisk kartleggingsarbeid			
Forfatter: Raymond S. Eilertsen, Kari Sletten, Gro Sandøy, Reginald Hermanns, Anders Romundset og Lena Rubensdotter		Oppdragsgiver: NVE	
Fylke: Buskerud		Kommune: Gol	
Kartblad (M=1:250.000)		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 40	Pris: 145,-
		Kartbilag:	
Feltarbeid utført: 2016	Rapportdato: 03.02.2017	Prosjektnr.: 368200	Ansvarlig: 
Sammendrag: <p>Denne rapporten beskriver arbeidet og resultatet av stratigrafiske undersøkelser og dateringer av skredavsetninger i det bebygde området Breidokk i Gol. Rapporten er et supplement til den kvartærgeologiske kartleggingen som NGU gjennomførte i Gol i 2015/16, og er tenkt som et hjelpemiddel for faresonekartleggingen av området som NVE skal gjennomføre i 2017. Undersøkelsene inkluderer georadarmålinger, graving av 6 groper med gravemaskin, beskrivelse og tolkning av sedimentene i de utgravde gropene og datering med ¹⁴C metoden for å tidfeste individuelle skredhendelser.</p> <p>Det er identifisert til sammen 16 jordskredlag i gropene som representerer minimum 9 individuelle skredhendelser. Plasseringen av lokalitetene ble i stor grad styrt av tilgjengelighet og var ikke optimal i forhold til skredløpene i området. Det er derfor svært sannsynlig at skredaktiviteten har vært større enn det som er registrert her. Det har vært skredaktivitet i det undersøkte området gjennom hele holocen, også innenfor de siste 1000 år. Dette har betydning for faresonekartleggingen av området.</p> <p>Georadar har vist seg nyttig i arbeidet med å finne gode lokaliteter for graving av groper, men har begrensninger når det gjelder identifisering av ulike avsetningstyper i dette området.</p> <p>Resultatene det vises til her og metodene som er brukt kan også vurderes i andre områder der det skal utføres kartlegging og vurdering av skredfare. Dette er den eneste måten man kan estimere skredaktiviteten i et område på, foruten ved hjelp av eventuelle historiske data.</p>			
Emneord: Skred	Stratigrafi	Løsmasse	
Stabilitet	Datering	Kvartærgeologi	
Skredfrekvens	Kartlegging	Georadar	

INNHOOLD

1. INNLEDNING	4
2. METODER	7
2.1 Georadar	8
2.2 Gravegroper (snitt).....	9
2.3 Dateringer	9
3. GEOLOGISK HISTORIE – En kort oversikt	12
3.1 Isavsmeltning - israndtrinn og andre avsetninger.....	12
3.2 Etteristid - landhevning og yngre avsetninger	12
3.3 Generell beskrivelse av studieområdet	12
4. RESULTATER	15
4.1 Sedimenter	15
4.1.1 Usortert, massiv diamikton	16
4.1.2 Usorterte, massive, grovkornete sedimenter	16
4.1.3 Sorterte sedimenter.....	16
4.1.4 Organiskrike lag	16
4.2 Beskrivelse av lokalitetene	17
4.2.1 Lokalitet 1	17
4.2.2 Lokalitet 2	19
4.2.3 Lokalitet 3	22
4.2.4 Lokalitet 4	24
4.2.5 Lokalitet 5	26
4.2.6 Lokalitet 6	28
5. DISKUSJON	31
6. OPPSUMMERING/KONKLUSJON	33
7. REFERANSER	34

TEKSTBILAG

Georadar – Metode, utførelse og prosessering

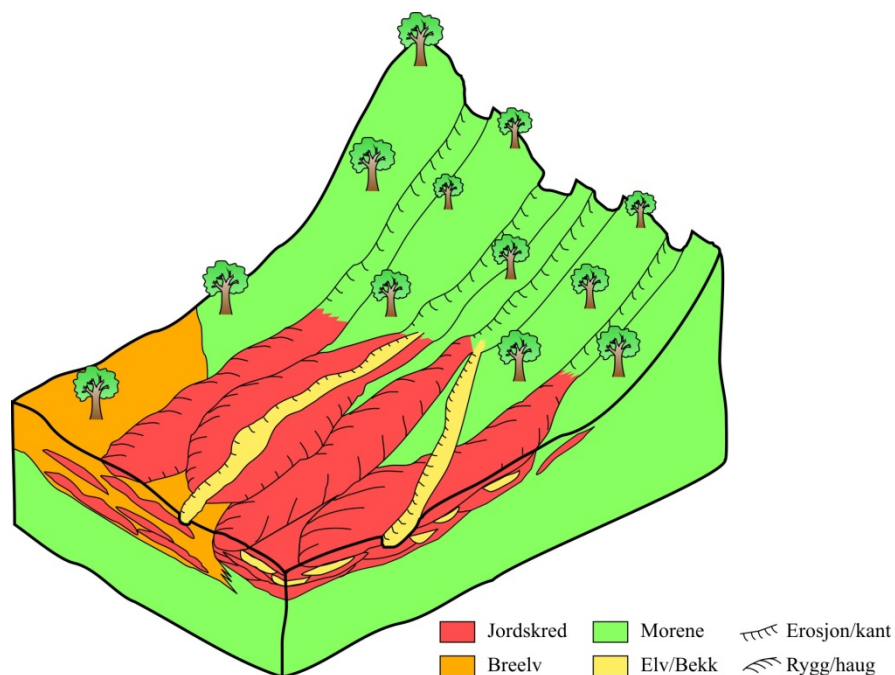
VEDLEGG

Vedlegg 1: Korrelasjon mellom loggene.

Vedlegg 2: Utviklingen av kvartærgeologiske kart i området.

1. INNLEDNING

Registrering og kartlegging av geologiske og morfologiske elementer som har betydning for skredfare er et viktig ledd i skredfarevurderinger. Omfanget og kvaliteten av det geologiske og geomorfologiske datagrunnlaget er ofte avgjørende for kvaliteten av faresonene. Likevel kan det med tilgang til detaljerte kvartærgeologiske kart fortsatt gjenstå usikkerhetsmomenter. Når det gjelder jord- og flomskred ligger det største usikkerhetsmomentet i vurderingen av sannsynligheten for skred med volum og utløp som kan skade eksisterende bebyggelse. Skredvifter består ofte av komplekse og overlappende avsetninger fra et antall tidligere skredhendelser som er umulig å anslå ved rene overflaterregistreringer (Fig. 1). I tillegg kan omfanget og hyppigheten av skredaktiviteter ikke antas å ha vært konstant siden området ble isfritt etter siste istid. Derfor er det umulig å bruke et anslag av hendelser i en avsetning som indikasjon på gjentaksintervallet for skred under nåværende klimaforhold.

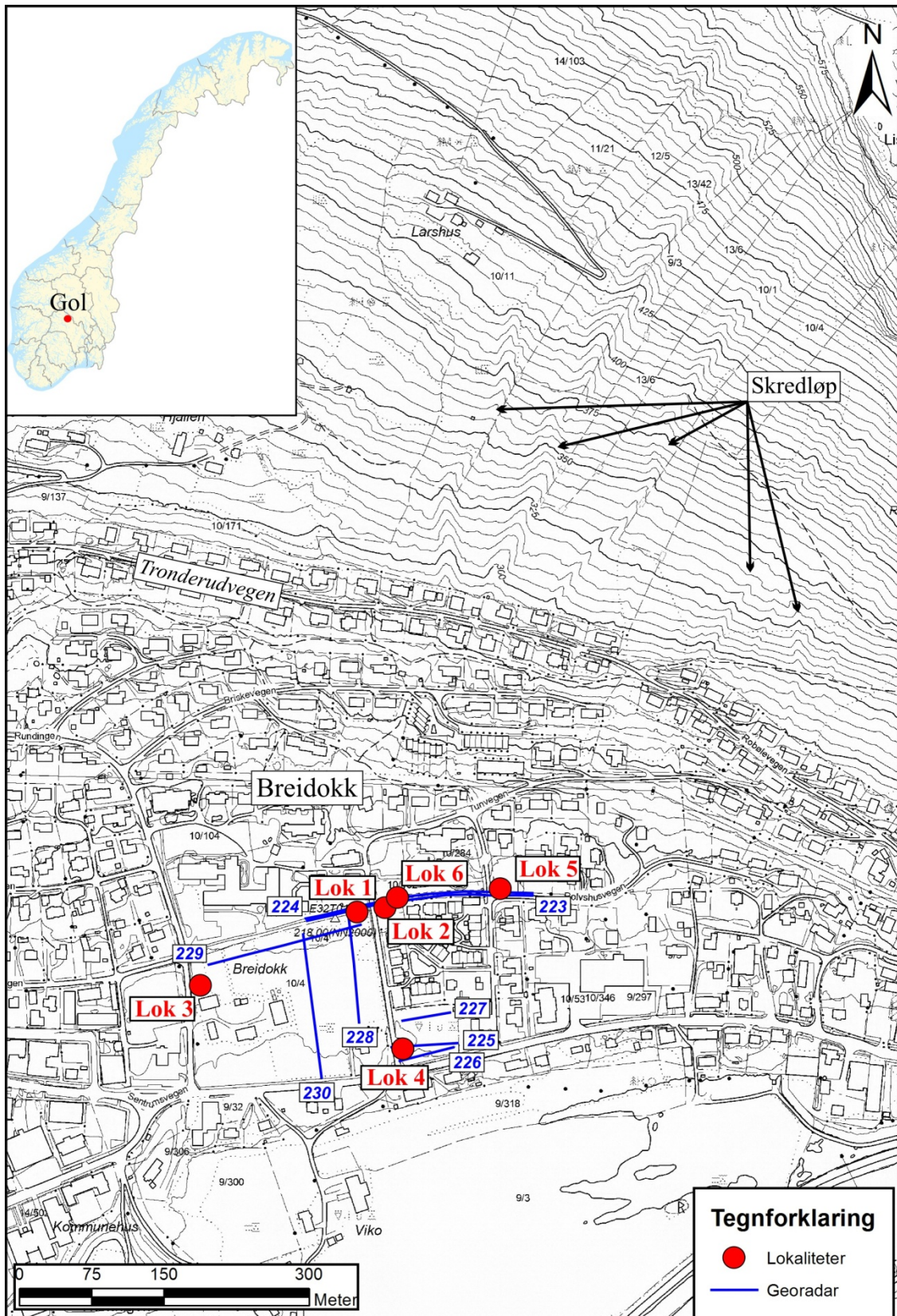


Figur 1. Modell som viser idealisert stratigrafi i området med morene i bunn fulgt av breeelvavsetninger, skredavsetninger og elve/bekke avsetninger.

Skredavsetninger strekker seg også ofte lenger ut enn foten av avsetningene som er synlige på overflaten og kan være delvis inkorporerte i andre typer avsetninger. Det er heller ikke sikkert at de ytre delene av skredavsetningene man ser på overflata representerer

skredhendelser med størrelse og energi som ville ha vært tilstrekkelige til å skade bebyggelsen. I tillegg er usikkerheten rundt menneskelig påvirkning stor, spesielt i områder med jordbruk og bebyggelse. Disse usikkerhetsmomentene gjør at det selv med tilgang til gode kvartærgeologiske kart er mulig å båndlegge unødvendig store arealer, med større kostnader for samfunnet.

I 2015/16 ble det utført en kvartærgeologisk kartlegging av Gol i målestokk 1:10 000 som en del av det NVE-finansierte prosjektet "*Geologisk kartlegging som basis for skredfarevurdering i bratt terreng*" som NGU utfører. Denne typen kartlegging utføres på relativt kort tid og tar i utgangspunktet for seg geologien og prosesser på overflaten. Det kvartærgeologiske kartet vil ferdigstilles i begynnelsen av 2017 (Rubensdotter og Sandøy, *under arbeid*). Som en følge av denne kartleggingen ble det registrert en rekke spor etter skredaktivitet på skråningen ovenfor Breidokk, bl.a. tydelige jord- og flomskredløp som indikerte at en større del av eksisterende bebyggelse ligger der det tidligere har gått jord-/flomskred (Fig. 2). Imidlertid er det umulig å si noe om når disse skredløpene var aktive, for eksempel om de kun var aktive under deglasiasjonen da det var lite vegetasjon i området, eller om de har vært aktive senere, og i så fall når? Skredløpene er i dag preget av mye vegetasjon og store blokker, og det er lite som minner om at de har vært aktive nylig. I tillegg er det ikke mulig å si noe om hvor langt ut i dalbunnen skredene har gått og hvor ofte. Som et supplement til denne kartleggingen ble det derfor opprettet et prosjekt som skulle utføre stratigrafiske studier av løsmasseavsetninger i Gol for nettopp å kunne identifisere individuelle skredhendelser og eventuelt tidfeste disse. Dette vil også være et hjelpemiddel for faresonekartleggingen av området som skal utføres i 2017. Arbeidet inkluderer innsamling av georadar-data samt studier av gravegroper. For å kunne tidfeste skredhendelsene ble det samlet inn daterbart materiale for ^{14}C dateringer.



Figur 2. Oversiktsfigur av studieområdet som viser gravegropene og plasseringen av georadarprofiler. Se tekst for nærmere forklaring.

2. METODER

Det ble foretatt en befaring i april 2016 for å finne lokaliteter til graving som var relevante for undersøkelsen. Viktige kriterier inkluderte tilstedeværelse av løsmasser, relevant plassering i forhold til kartlagte skredløp i skråningen ovenfor Breidokk og tilgjengelighet. Georadar ble brukt for å undersøke tykkelsen på løsmassene og dyp til fjell. Når det gjelder plasseringen og tilgjengelighet så viste det seg å være vanskelig å finne lokaliteter så nært utløpet av selve skredløpene som ønskelig da området har mye bebyggelse og annen infrastruktur. Flere steder er det også blottlagt fjell og ingen løsmasser. Vi endte opp med 6 gravegroper hvorav Gol kommune var grunneier for 3 av dem (Lokalitet 2, 4 og 6; Fig. 2). Resterende lokaliteter (1, 3 og 5) var privateid og grunneiere ble kontaktet for tillatelse. Selve gravingen og undersøkelse av snittene ble utført 24-26 mai 2016 (Fig. 3). Under følger en beskrivelse av metodene som ble brukt under innsamlingen av data.



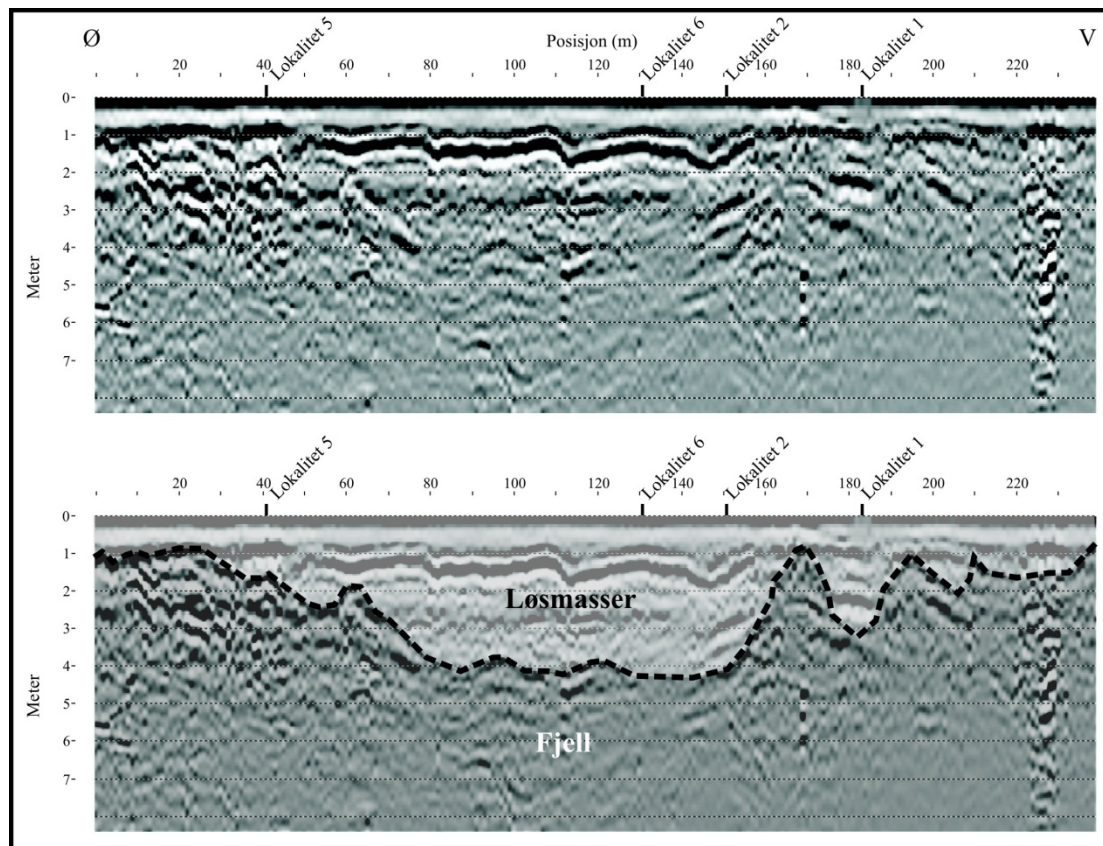
Figur 3. Undersøkelse av løsmassene ved lokalitet 1.

2.1 Georadar

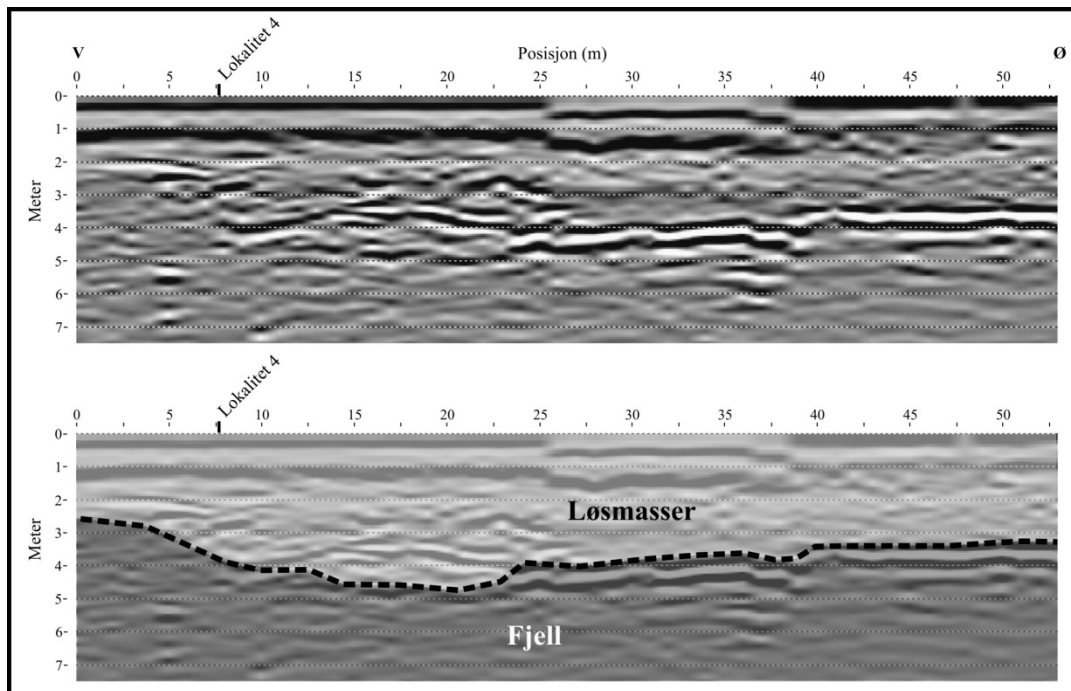
Totalt ble det samlet inn 8 georadarprofiler (Fig. 2 og Tab. 3). De to profilene som er mest relevant plassert i forhold til gropene er vist i Figur 4 og 5. En beskrivelse av georadar metodikk er lagt ved i Tekstbilag 1.

Profil nr	Start (UTM)	Stopp (UTM)
223	6729654/497571	6729681/497807
224	6729684/6729567	497806/497569
225	6729523/6729528	497658/497728
226	6729524/6729509	497725/497667
227	6729551/6729560	497670/497721
228	6729548/6729670	497626/497614
229	6729651/6729609	497628/497469
230	6729640/6729491	497568/497588
231	6729413/6729509	498098/497667

Tabell 3. Oversikt over innsamlete georadar profiler og start/stopp posisjon. UTM-koordinatene (WGS84, sone 32) ble bestemt ved hjelp av en håndholdt GPS-måler.



Figur 4. Georadarprofil 224 fra Gol (se Figur 2 for plassering av profilet). Profilet er ikke terreng-korrigert. Øverste profil viser rådata, mens nederste viser tolkningen. Legg merke til at tykkelsen på løsmassene varierer mellom <1 m og 4 m.



Figur 5. Georadarprofil 226 fra Gol (se Figur 2 for plassering av profilet). Profilet er ikke terreng-korrigert. Øverste profil viser rådata, mens nederste viser tolkningen. Legg merke til at tykkelsen på løsmassene varierer mellom ~2,5 m og 4,5 m.

2.2 Gravegroper (snitt)

Alle gravegroperne ble fotografert og logget etter standard sedimentologiske metoder og inkluderte registrering av kornstørrelser, strukturer, lagfølge, lagtykkelse og grenser mellom individuelle lag. Logger av snittene er vist i Figur 10, 12, 14, 16, 18 og 20. I tillegg ble det samlet inn prøver av organisk materiale til ^{14}C dateringer.

2.3 Dateringer

Premissene for forholdet mellom dateringene og alderen på jordskredene er at skred som kommer ned fra dalsiden og når slakere terreng kan avsette sediment oppå jordsmonn. Gitt at det går nok tid så vil det kunne dannes nytt jordsmonn oppå disse skredavsetningene før eventuelt nye skredavsetninger blir avsatt. En datering av jordsmonn som ligger stratigrafisk under jordskredavsetninger vil da gi en maksimumsalder for selve jordskredet. Hvis man får datert eventuelle jordsmonn/organisk materiale over jordskredet så vil det kunne gi en minimumsalder på jordskredet.

Prøve	Dyp (cm)	Kalibrert alder (kal. år, 2σ)	Materiale	Prøve vekt (mg)	Lab. referanse	Radiokarbon alder (før nåtid)
GOL 1-1	38	9530-9300	Trefragmenter	4.4	Poz-86253	8420 ± 50
GOL 1-2	20	9130-8760	Trefragmenter	65.2	Poz-86252	8060 ± 50
GOL 1-3	108	9280-9010	Trefragmenter	3.3	Poz-86251	8180 ± 50
GOL 2-1	101	8990-8640	Trefragmenter	10.7	Poz-86254	7950 ± 50
GOL 2-2A	101	9270-9000	Trefragmenter	4.6	Poz-86256	8160 ± 50
GOL 2-2B	101	9400-9010	Trefragmenter	10	Poz-86257	8210 ± 50
GOL 2-3	212	9890-9530	Trefragmenter	3	Poz-86258	8670 ± 60
GOL 4-1	140	<200 år	Frø	3.2	Poz-86259	160 ± 30
GOL 4-2	120		-	8.3		mislyktes
GOL 5-1-1	75	2700-2340	Trebit	34.7	Poz-86260	2410 ± 35
GOL 5-1-2	75	2690-2340	Trebit	34.9	Poz-86261	2395 ± 35
GOL 5-1-3	75	2700-2350	Trebit	26.6	Poz-86262	2420 ± 35
GOL 5-2A-1	51	1530-1340	Trebit	24.1	Poz-86263	1525 ± 30
GOL 5-2A-2	51	1410-1300	Trebit	10.3	Poz-86264	1470 ± 30
GOL 5-2A-3	51	1530-1370	Trebiter	9.4	Poz-86266	1545 ± 30
GOL 5-2B-1	51	1530-1350	Trebit	7.7	Poz-86267	1530 ± 30
GOL 5-2B-2	51	1530-1350	Trebiter	6.9	Poz-86268	1530 ± 30
GOL 5-2B-3	51	1410-1300	Trefragmenter	21.5	Poz-86495	1475 ± 30
GOL 5-3A-1	48	920-740	Kullbit	98.5	Poz-86270	900 ± 30
GOL 5-3A-2	48	910-730	Kullbit	27.3	Poz-86271	890 ± 30
GOL 5-3A-3	48	920-740	Kullbit	21.6	Poz-86272	910 ± 30
GOL 5-3B-1	48	910-700	Kullbit	53.8	Poz-86275	875 ± 30
GOL 5-3B-2	48	910-700	Kullbit	5.8	Poz-86276	875 ± 30
GOL 5-3B-3	48	940-790	Kullbit	5.6	Poz-86277	975 ± 30
GOL 5-4-1	50	1530-1380	Kullbit	20	Poz-86278	1560 ± 30
GOL 5-4-2	50	1530-1360	Kullbiter	18.8	Poz-86079	1540 ± 30
GOL 5-4-3	50	1080-930	Trepinne	4.5	Poz-86281	1110 ± 30
GOL 5-4-4	50	1180-980	Flere trepinner	12.7	Poz-86282	1170 ± 30
GOL 6-1A-1	123	6750-6530	Kullbit	55	Poz-86283	5840 ± 40
GOL 6-1A-2	123	6720-6490	Kullbit	78.2	Poz-86285	5810 ± 40
GOL 6-2A-1	100	4810-4430	Kullbit	17	Poz-86286	4070 ± 35
GOL 6-2A-2	100	4830-4530	Kullbit	10.5	Poz-86287	4135 ± 35
GOL 6-2A-3	100	4810-4430	Kullbit	11.7	Poz-86288	4065 ± 35
GOL 6-3A-1	100	4160-3930	Kullbit	4.6	Poz-86289	3715 ± 35
GOL 6-3A-2	100	4500-4240	Kullbit	20	Poz-86290	3920 ± 35
GOL 6-3B-1	98	4160-3980	Kullbiter	12.2	Poz-86291	3725 ± 30
GOL 6-3B-2	98	4150-3900	Kullbiter	10.8	Poz-86292	3685 ± 35
GOL 6-3B-3	98	4290-3990	Kullbiter	5	Poz-86293	3780 ± 35

Tabell 1. Radiokarbondateringer utført i denne studien. Kalibrering av radiokarbonaldre ble gjort ved hjelp av programvaren OxCal 4.2 (Bronk Ramsey, 2009) og Intcal13 kalibreringsdata (Reimer med flere, 2013). Første tall i prøvenummeret refererer til lokalitetsnummer, andre tall til hvilken horisont prøven er tatt fra, bokstaven refererer til hvilken prøve fra den aktuelle horisonten, og siste tall refererer til prøvenummeret fra den aktuelle horisonten (se Fig. 2).

Totalt ble 38 prøver samlet inn og sendt til Poznań Radiocarbon Laboratory i Polen for AMS datering. Av disse mislyktes grafittiseringen av én prøve slik at 37 av prøvene er datert

(Tab. 1). Prøvene ble samlet inn fra lag med begravd (og bevart) jordsmonn eller som enkeltfragmenter. Det daterte materialet bestod hovedsakelig av helt eller delvis forkullede trefragmenter. Der hvor det var mulig ble det samlet inn flere prøver fra samme lag for å snevre inn usikkerheten i tidsbestemmelsene, samt for å kunne identifisere eventuelle avvik i dateringsresultatene.

Prøvene ble våtsiktet og undersøkt med stereolupe på NGUs laboratorium og organisk materiale ble plukket ut for datering. Deretter ble prøvene forsiktig rengjort, tørket, veid og pakket i forseglete prøveglass før de ble sendt til dateringslaboratoriet.

Dateringene er kalibrert ved hjelp av programmet OxCal ver. 4.2 (Bronk Ramsey, 2009) for å konvertere radiokarbonår (^{14}C) til kalenderår (Tab. 1). Den kalibrerte alderen er gitt med to standardavvik (2 sigma), noe som tilsvarer 95 % sannsynlighet for at alderen ligger innenfor det oppgitte tidsintervallet. Alle aldre som er nevnt i rapporten herunder er oppgitt i kalenderår.

Som det går frem av Tabell 1 viser noen av prøvene fra samme hendelse (lag) overlappende aldre (eks. prøvene 5-2A og 5-2B; Tab. 1). For å få en mer presis alder på disse kan man bruke funksjonen "R_Combine" i OxCal (Bronk Ramsey, 2009). Resultatet er vist i Tabell 2.

Lokalitet/Prøvenr.	Antall overlappende dateringer (2-sigma)	Kalenderår før nåtid (2-sigma)
1	2 av 3	9240-8990
2	2 av 4	9260-9020
5-1	3 av 3	2680-2350
5-2A og 5-2B	6 av 6	1420-1350
5-3A og 5-3B	6 av 6	910-760
5-4-1 og 5-4-2	2 av 4	1530-1380
5-4-3 og 5-4-4	2 av 4	1180-970
6-1A	2 av 2	6730-6540
6-2A	3 av 3	4810-4450
6-3A	0 av 2	---
6-3B	3 av 3	4150-3980

Tabell 2. Overlappende aldre er kombinert ved hjelp av "R_Combine" i OxCal (Bronk Ramsey, 2009) for å gi en innsnevring av aldersintervallet. Dermed kan man få et aldersestimert av én hendelse ut fra flere dateringer av samme lag (der samsvarende aldre styrker presisjonen i tidsbestemmelsen).

3. GEOLOGISK HISTORIE – En kort oversikt

3.1. Isavsmelting - israndtrinn og andre avsetninger

Under siste istid var hele Hallingdalen dekket av is. Da innlandsisen trakk seg tilbake i dalene etterlot den store mengder sedimenter, fortrinnsvis breelv- og moreneavsetninger. Kristiansen og Sollid (1985, 1996) stipulerte at det lå en breutløper i Hallingdalen ned til Flå som de kalte Rukkedaltrinnet og som de tolket til å tilsvare Moelvttrinnet ved Mjøsa, med antatt alder 10 200 år (kalibrert alder) før nåtid. Denne breutløperen smeltet raskt tilbake og Gol ble trolig deglasert for mellom 10200 og 9500 år siden (Kristiansen og Sollid, 1996).

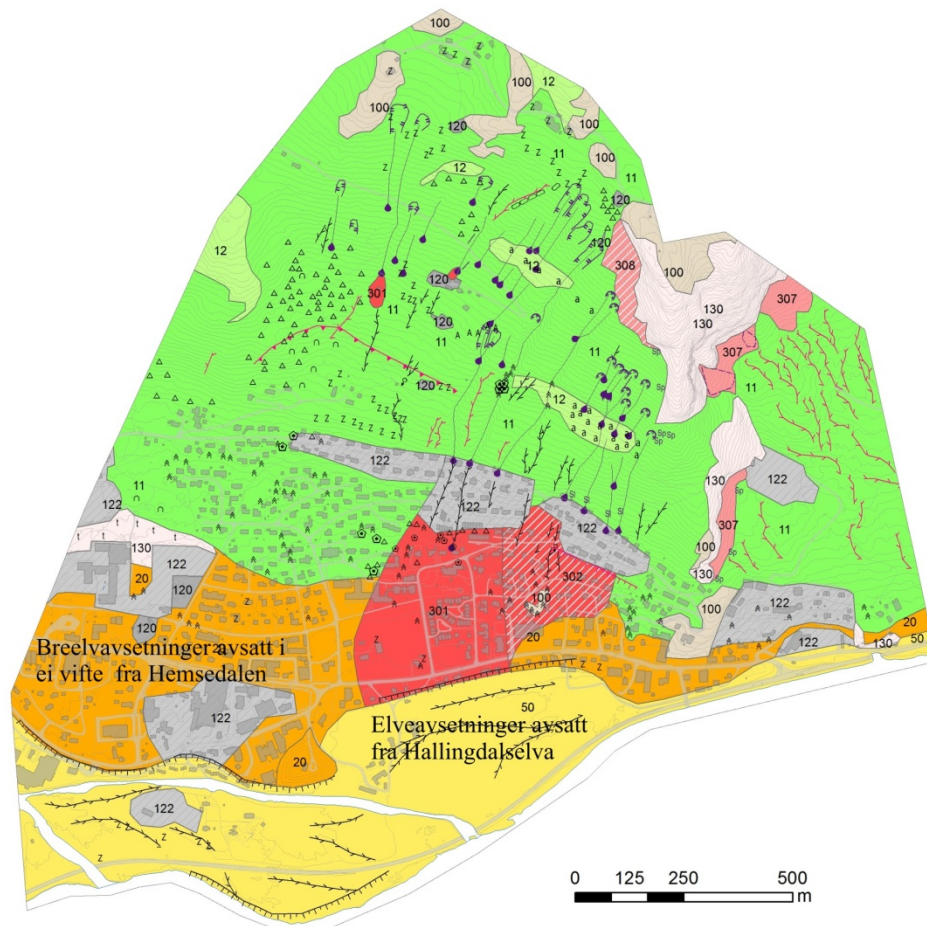
3.2. Etteristid - landhevning og yngre avsetninger

Da isen begynte å smelte skjedde en landhevning som følge av trykkavlastningen på jordskorpa. Hevningen var allerede godt i gang mens iskanten trakk seg innover i dalene. Siden deglasasjonen har erosjon og avsetning av elve- og skredavsetninger langs dalsidene og i dalbunnen dominert. Det er ikke registrert historiske skredhendelser i det undersøkte området på Breidokk, men det er registrert jordskred 6-7 km lenger vest (opp i dalen) ved Rotneim i forbindelse med Storofsen i 1789, og 3-4 km lenger vest nært Vermåker i 1812/13 (Skrednett.no).

3.3. Generell beskrivelse av studieområdet

Gol ligger i Buskerud fylke der Hemsedalen møter Hallingdalen. Hallingdalselva renner gjennom Hallingdalen, mens Hemsila renner gjennom Hemsedalen og ut i Hallingdalselva ved Gol. Det undersøkte området ligger i nærheten av gården Breidokk i Gol (Fig. 2).

Lokalitetene som er undersøkt ligger på det som geomorfologisk sett kan beskrives som en vifte som har sitt utgangspunkt ved munningen av sidedalen Hemsedal. Viften har i hovedsak blitt bygd ut av breelver som kom ut fra Hemsedal. Terrassen mellom Hallingdalselven og Sentrumsvegen i sør består hovedsakelig av elveavsetninger avsatt av Hallingdalselva (Fig. 6).

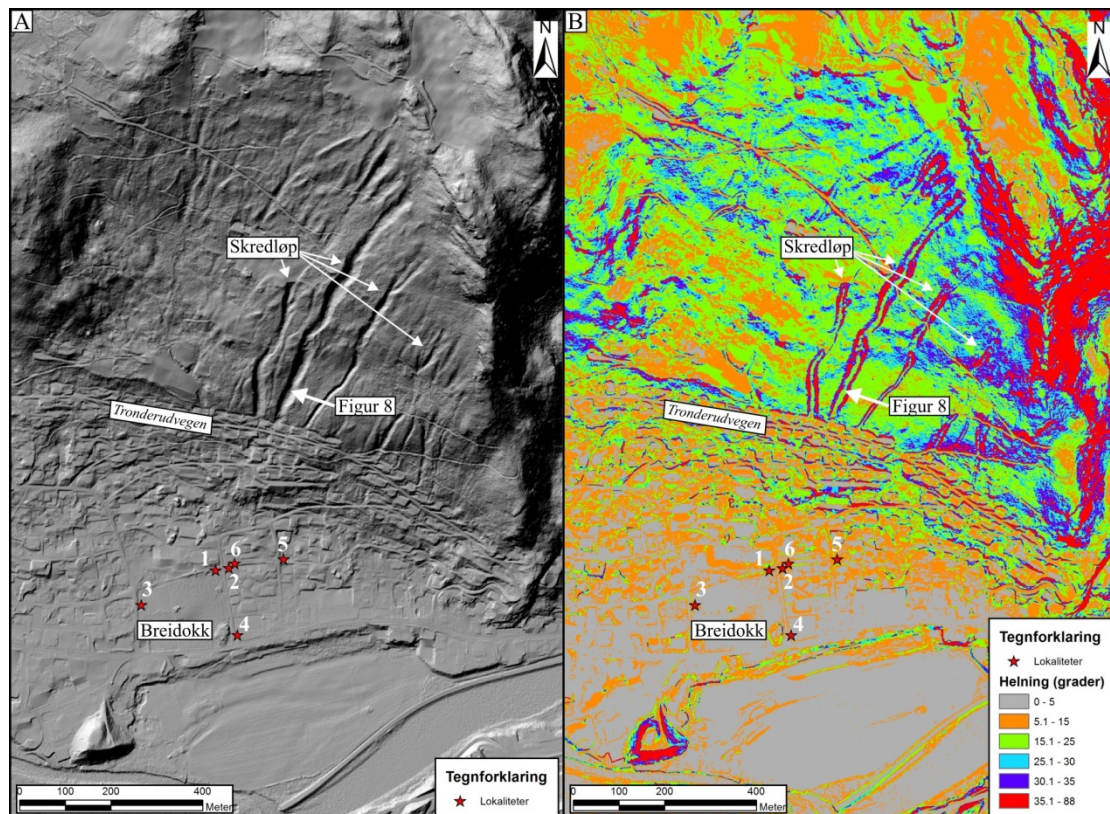


Tegnforklaring

t	100, Humusdekke / tynt torvdekke over berggrunnen	13	Breeelvnedskjæring	012	Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen
Z	120, Fyllmasse	21	Smeltevannsløp	011	Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
A	14, Ablasjonsmateriale	41	Iskontaktskråning	050	Elve- og bekkeavsetning (Fluvial avsetning)
o	305, Haug og ryggformet overflate	101	Elve- eller bekkenedskjæring	020	Breeelvavsetning (Glasifluvial avsetning)
∩	307, Liten utgliding	102	Tidligere elve- eller bekkeløp	130	Bart fjell
*	401, Liten fjellblotning	301	Skredvifte, ytterkant	100	Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunn
△	402, Høyt blokkinnhold i overflaten	306	Skredkant	120	Fyllmasse (antropogent materiale)
⊙	404, Blokk, mindre enn ca. 10 m ³	307	Jord- og flomskredløp	122	Menneskepåvirket materiale, ikke nærmere spesifisert
⊗	405, Stor blokk, større enn ca. 10 m ³	312	Levè	307	Steinsprangavsetning, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
a	407, Utvasket overflatelag, underliggende masser mer finkornige	351	Rygg	308	Steinsprangavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
♠	551, Kilde (grunnvannsutslag)			301	Jordskredavsetning, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
⊗	85, Steinsprang			302	Jordskredavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
⊗	86, Løsmasseskredmateriale				

Figur 6. Kvartærgeologisk kart over deler av Gol i 1:10 000 (etter Rubensdotter og Sandøy, *under arbeid*).

På dalsiden ovenfor Breidokk, ca. 300 m til 500 m fra lokalitetene i dalbunnen, er det registrert en rekke spor etter skredaktivitet på skråningen, bl.a. tydelige jord- og flomskredløp (Fig. 6-8). Noen av disse starter ved skredkanter øverst i skråningen, mens mindre løp lenger øst synes å starte nedenfor eksponert fjell. Skredløpene er fra ca. 50 til 600 meter lange og fra < 1 til 10 meter dype (Fig. 7 og 8).



Figur 7. Skyggerelieff (A) og helningskart (B) basert på lidardata. Legg merke til veldefinerte kanaler i skråningen og endring i gradient ved øvre del av bebyggelsen ved Tronderudvegen (der kanalene ender).

De fleste av disse kan følges ned til boligfeltet og Tronderudvegen. Bebyggelse og vegger dekker eventuelle spor av disse videre nedover mot Breidokk. Selve skråningen ovenfor bebyggelsen har en helning på ca. 15-35° og består hovedsaklig av moreneavsetninger (Rubensdotter & Sandøy, *under arbeid*; Fig. 6 og 7). Fra øvre del av bebyggelsen og nedover minsker gradienten fra 30° til under 8° ved Breidokk, og løsmassene domineres av skred- og breelavsetninger. Mye av området er modifisert pga. bebyggelse og infrastruktur slik at det er vanskelig å få et helhetlig bilde av avsetningene i dette området.



Figur 8. Jord- og flomskredløp ovenfor Tronderudvegen sett oppover (mot nord, se Figur 7). Pilene viser til toppen av kanalen som er ~8m dyp på det meste.

4. RESULTATER

Under følger beskrivelse og tolkning av sedimentene som er undersøkt i gravegroperne. Kildene til sedimentene kan være flere. I den siste fasen av deglasiasjonen kom det breelver ned Hemsedal og bygde ut en vifte ved munningen som etter hvert nådde lokalitetene ved Beidokk (Fig. 6). Fra skråningen i nord kan jord- og flomskred være en potensiell kilde. I tillegg kan mindre elver/bekker ha transportert sedimenter til lokalitetene under ekstreme nedbørsmengder som ikke initierte skred, men som likevel var store nok til å generere sedimenttransport. En annen mulig kilde er Hallingdalselva. I dag ligger den nesten 13 m lavere enn lokalitet 4, men i tidlig/midt holocen lå den høyere og det er dermed mulig at den kunne nå lokalitetene under flomhendelser.

4.1 Sedimenter

Sedimenttypene som er funnet i snittene kan deles inn i 3 hovedtyper; 1) Usortert, massivt diamikton, 2) Usorterte, massive grovkornete sedimenter, og 3) Sorterte sedimenter. I tillegg er det funnet organiskrike lag. Nedenfor følger en kort beskrivelse av de ulike typene.

4.1.1 *Usortert, massiv diamikton*

Usortert, matriksstøttet, massive lag med klaster opptil 200 cm i lengde. Bare funnet på én lokalitet. Lagene er fra >60 cm til 150 cm i tykkelse. Matriksen varierer fra leire (lite) til medium/grov grus. Ca. 20-40 cm store innfyllinger av forsenkninger er observert. Avsetningene er relativt kompakte, og gravemaskinen hadde problemer med å grave i dem.

Disse sedimentene er tolket til å være moreneavsetninger.

4.1.2 *Usorterte, massive, grovkornete sedimenter*

Usortert, matriksstøttet, massive lag med klaster opptil 80 cm i lengde. Fra 10 cm til over 1 m i tykkelse. Matriksen varierer fra silt (sjeldent) til medium/grov grus. Det er ikke observert imbrikasjon eller annen orientering av klastene. Kontakten til underliggende lag er ofte skarp og konform, men av og til erosiv.

Disse sedimentene er tolket til å være jordskredavsetninger fra dalsiden i nord.

4.1.3 *Sorterte sedimenter*

De sorterte sedimentene består oftest av massive lag med en tykkelse fra noen få cm til over 50 cm som opptrer enkeltstående eller i suksesjon med flere. Varierer fra silt/meget fin sand til fin grus i kornstørrelse og fra relativt godt til dårlig sortert. Noen lag viser oppfining, og noen er deformerte. Enkelte av de mer finkornete lagene er svakt laminerte.

Disse sedimentene er tolket til å enten være breelvavsetninger i forbindelse med utbygging av viften fra Hemsedal, eller postglasiale elve-/bekkeavsetninger fra skråningen i nord. Sistnevnte kan være fra de siste stadier av jordskredhendelser eller enkeltstående nedbørshendelser. Det er også mulig at de kan stamme fra Hallingdalselva da den lå høyere enn i dag.

4.1.4 *Organiskrike lag*

Lag med høyt innhold av organisk materiale ble funnet i flere av snittene og varierer fra <1 cm til 20 cm i tykkelse. Noen av lagene kunne følges lateralt over hele snittet mens andre kilte ut etter noen titalls cm. Flere lag er deformerte der hvor de ligger under usorterte, grovkornete sedimenter. Det organiske materialet består ofte av kullbiter, og

lagene har ofte relativt mye minerogent materiale. Enkelte linser med organisk materiale ble også funnet i mer grovkornet, minerogent materiale. Disse lagene representerer trolig tidligere jordsmonn eller rester av sådanne (linsene). Øverst i alle snittene er det et mørkebrunt til svart organisk rikt lag med lite minerogent materiale. Dette er dagens jordsmonn.

4.2 Beskrivelse av lokalitetene

Nedenfor følger en beskrivelse og tolkning av de forskjellige snittene. Nummereringen følger den rekkefølgen de ble undersøkt.

4.2.1 Lokalitet 1

Lokaliteten ligger i det nordøstre hjørnet av jorden til gården Breidokk, rett på nedsiden (sør) av gangstien (Fig 2). En 6 meter lang og i overkant av 2 m dyp grop ble gravd ved hjelp av gravemaskin (Fig. 9). Snittet er delt inn i 3 hovedenheter (A, B og C; Fig. 10). Det ble samlet inn 3 prøver for datering.



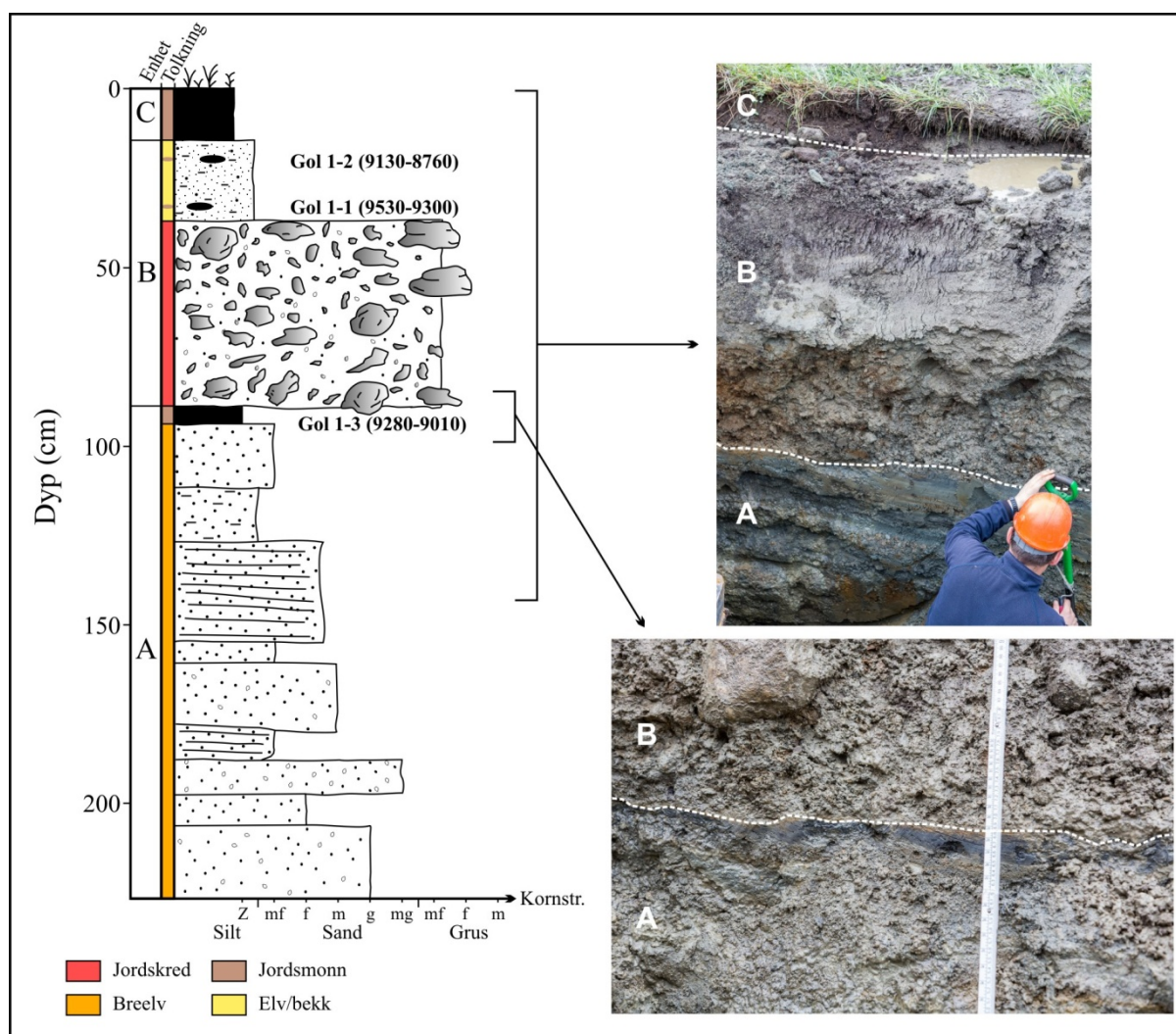
Figur 9. Gravemaskin i arbeid ved lokalitet 1. Georadar profilet 224 (Fig. 3) er målt langs gangstien til venstre i bildet.

Enhet A består av 5-30 cm, massive, relativt dårlig sorterte sandlag fra meget grov sand til siltig finsand. Det er en generell oppfining gjennom enheten. En svak laminering kan

sees i et par av lagene. Øverst i enheten ligger det et lag med organisk materiale som varierer i tykkelse lateralt fra <1 cm til 6 cm. En datering fra dette laget (prøve Gol 1-3; Tab. 1) gav en alder på mellom 9280 og 9010 før nåtid.

Enhet B består av et ~54 cm tykt lag med matriksstøttet klaster opptil 25 cm i lengde. Matriksen består av grov sand til grus. Nedre grense er skarp og konform. Over laget ligger det et ~25 cm tykt, massivt siltig sandlag med linser av organisk materiale. To dateringer herfra gav aldre på henholdsvis 9530-9300 og 9130-8760 (prøve Gol 1-1 og Gol 1-2; Tab. 1).

Enhet C ligger øverst, og består av et mørkebrunt til svart lag med rikt organisk materiale.



Figur 10. Logg av snitt ved lokalitet 1. Se Figur 2 for oversikskart.

Enhet A er tolket til å være breelvsedimenter avsatt i forbindelse med deglasiasjonen. Massive lag indikerer at lagene ble hurtig avsatt og den generelle oppfiningen kan bety at brefronten (kilden) trakk seg lenger og lenger unna. Dannelse av jordsmonn på toppen av sedimentene og alderen på dette indikerer at brefronten ikke var i umiddelbar nærhet da sedimentene i Enhet A ble avsatt. Kristiansen og Sollid (1996) stipulerte at Gol ble deglasiert for mellom 10200 og 9500 år siden, og basert på dateringene fra lokalitet 1 (og andre lokaliteter, se nedenunder) og utviklingen av jordsmonn så er det trolig nærmere 10200 enn 9500.

Det grove laget i bunn av Enhet B er tolket til å være jordskredavsetninger. Avsetningene over er trolig resedimenterte/modifiserte jordskredavsetninger som kan være dannet av elver/bekker rett i etterkant eller siste fase av selve jordskredet (Blikra & Nemec, 1998; Sletten & Blikra, 2007). Linser av organisk materiale kan være erosjonsrester fra det underliggende jordsmonnet i Enhet A. To dateringsprøver er tatt fra slike linser. Inverterte aldre mellom Prøve Gol 1-1 og Gol 1-2 kan indikere dette. Dateringene gir en omtrentlig alder på jordskredet ved lokalitet 1 på ~9000 år før nåtid, men kan også være betydelig yngre dersom det daterte materialet i Enhet B er resedimentert. Enhet C representerer det moderne jordsmonnet. Mangelen av avsetninger mellom Enhet B og C kan indikere at det ikke har vært flere jordskred på denne lokaliteten, eller alternativt at de er fjernet under kultivering av jorden opp gjennom de siste par hundre år.

4.2.2 Lokalitet 2

Lokaliteten ligger i det nordvestre hjørnet av en kommunal eiendom med eldreboliger, rett på nedsiden av gangstien ved barnehagen (Fig. 2). En 5 m lang og nesten 3 m dyp grop ble gravd i nord-sør retning (Fig. 11). Georadarprofil 224 (Fig. 4 og 5) går ca. 8 m fra gropen langs gangstien, og viser over 4 m med løsmasser over berggrunnen nært snittet. Det ble samlet inn 3 prøver til datering. Snittet er delt inn i 6 enheter (A-F) (Fig.12).



Figur 11. Gravemaskin i arbeid ved lokalitet 2. Gropen ble gravd i nord-sør retning (bildet tatt mot sør).

Enhet A består av et >65 cm tykt lag med matriksstøttet klaster opptil 50 cm i lengde. Matriksen består av medium sand til grus. Laget kan følges lateralt over hele snittet, men undergrensen ble ikke avdekket. Grensen til enhet B er skarp, men konform.

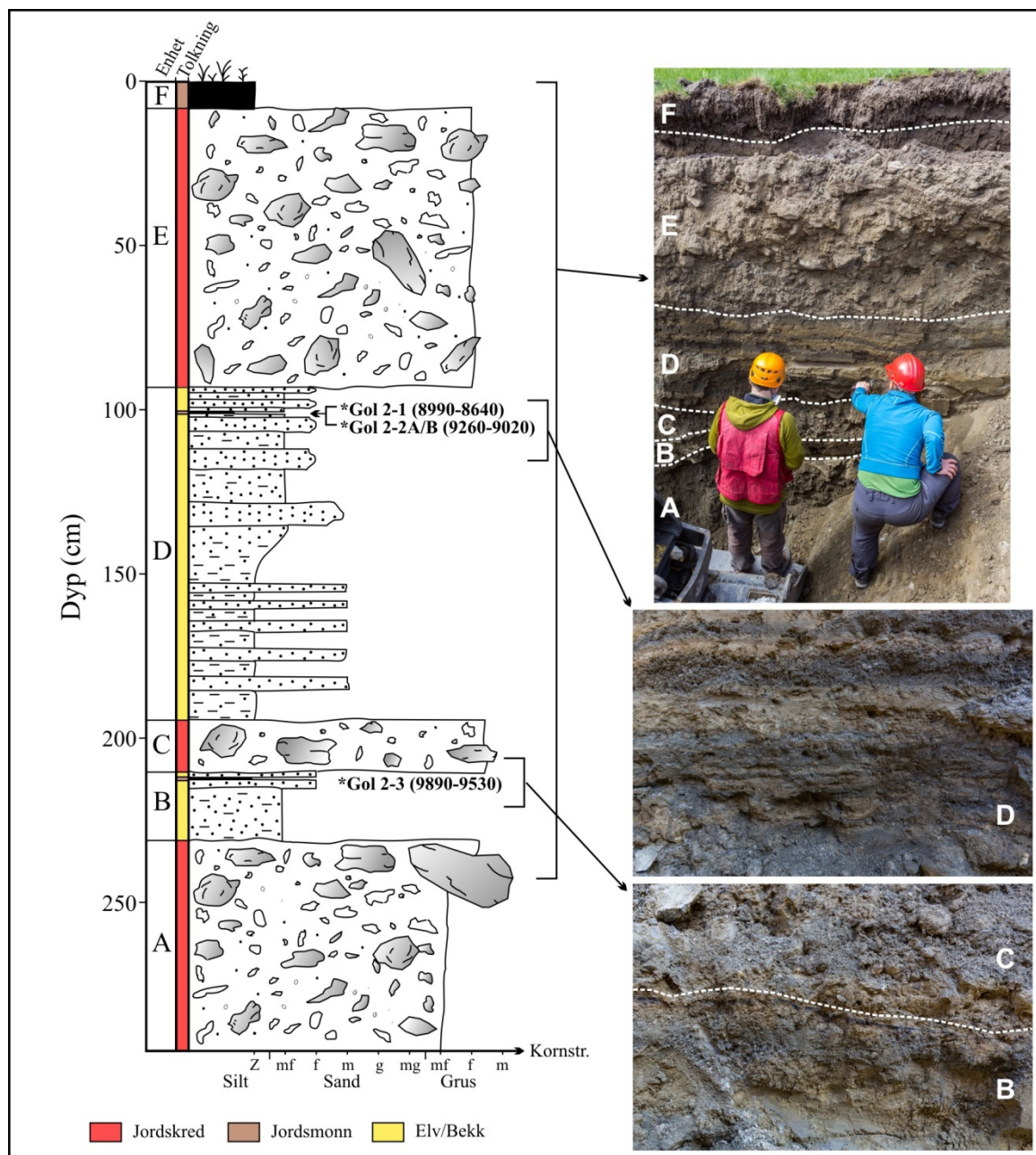
Enhet B er 22 cm tykt og består av et 16 cm massivt, siltig sandlag nederst og to 2 cm tykke sandlag adskilt av et tynt organiskrikt lag. En datering av det organiskrike laget gav en alder på mellom 9890 og 9530 år før nåtid (Gol 2-3; Tab. 1). Grensen mot overliggende Enhet C er skarp og erosiv.

Enhet C består av et 10 cm tykt lag med matriksstøttet klaster opptil 50 cm i lengde. Matriksen består av sand og grus. Laget kan følges over hele snittet.

Enhet D består av vekslende lag av massiv sandig silt og sandlag. Grensen mellom lagene er konform, og de varierer i tykkelse fra <1 cm til 7 cm med siltlagene som de tykkeste. På 1 m dyp ligger et lateralt utholdende, 1 cm tykt organiskrikt lag. To dateringer fra dette laget gav aldre på henholdsvis 9260 - 9020, og 8990 - 8640 år før nåtid (Gol 2-1 og Gol 2-2A/B (kombinert); Tab. 1 og 2).

Enhet E har en skarp og erosiv nedre grense og består av et 85 cm tykt grovkornet lag med klaster opptil ~40 cm lange og en matriks av sand og grus.

Enhet F består av et 8 cm tykt brunsvart til svart organisk rikt lag.



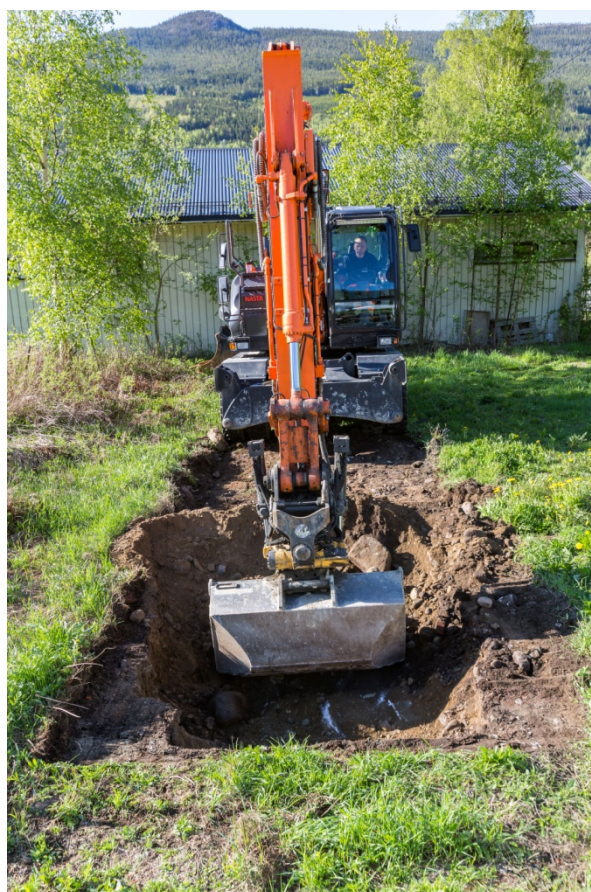
Figur 12. Logg av snitt ved lokalitet 2. Se Figur 2 for oversiktskart.

Enhet A er tolket til å være en jordskredavsetning som er eldre enn 9500 år, mens B og D kan være elveavsetninger adskilt av en jordskredhendelse (Enhet C) for mellom 9800 og ~8900 år siden. Tilstedeværelsen av jordsmonn indikerer at breene var borte fra området på denne tiden, og dermed må det ha vært elver/bekker som avsatte lagene uavhengig av

breers innflytelse, muligens som et resultat av ekstrem nedbør. Vekslingen mellom lagene i Enhet D kan representere vekslinger i vannføring, kanskje som et resultat av flere hendelser. I så fall kan hvert av lagene beskrives som flomskredavsetninger fra dalsiden. Enhet E representerer et nytt jordskredlag, mens Enhet F er det moderne jordsmonnet. Alderen på det øverste jordskredlaget er usikkert, men det må være yngre enn dateringene i Enhet D (8990-8640 år før nåtid), og kan således være dannet en gang mellom ca. 8500 og i dag.

4.2.3. Lokalitet 3

Lokaliteten ligger i vestre kant av jordet til gården Breidokk (Fig. 2). En 6 m lang og nesten 3 m dyp grop ble gravd i nord-sør retning (Fig. 13). Det ble ikke funnet organisk materiale i snittet. Snittet er delt inn i 3 enheter (A-C; Fig. 14).

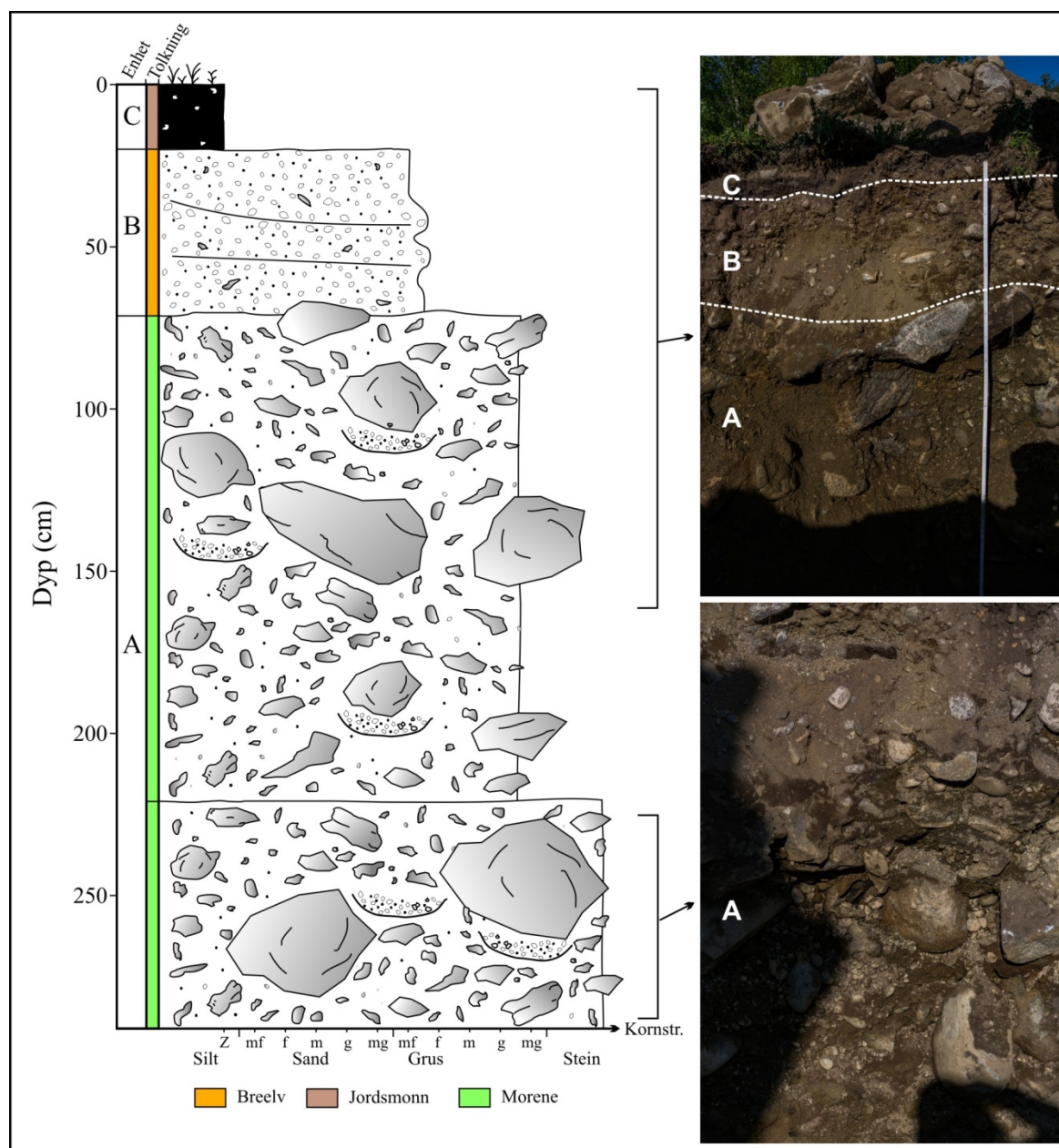


Figur 13. Gravemaskin i arbeid ved lokalitet 3. Gropen ble gravd i nord-sør retning på vestsiden av jordet til gården Breidokk (Fig. 2).

Enhet A består av 2 lag med diamikton. Undergrensen til det nederste laget er ikke kjent, men lagene er fra > 60 cm til 150 cm i tykkelse og består av usortert, matriksstøttete

klaster opptil 200 cm i lengde. Det øverste laget har en mer finkornet matriks enn det nederste. Matriksen varierer fra leire/silt til medium/grov grus. Ca. 20-40 cm brede og 15-20 cm dype forsenkninger innfylt av medium til svært grov grus ble observert. Avsetningene er kompakte og gravemaskinen hadde problemer med å grave i dem.

Enhet B består av et ~60 cm tykt lag med relativt dårlig sortert grus. En svak stratifisering kan sees i lagene og skyldes en bedre sortert ansamling av grovere materiale enn omkringliggende deler av laget.



Figur 14. Logg av snitt ved lokalitet 3. Se Figur 2 for oversiktskart.

Enhet C består av lys brunt til mørkt lag med organisk materiale. Det er et svakt innslag av minerogent materiale i laget.

Diamiktonet i enhet A er tolket til å være morenemateriale. Det er generelt vanskelig å skille disse avsetningene fra proksimale skredavsetninger (se diskusjon i kapittel 5), men tilstedeværelsen av generelt grovere klaster, større spredning av kornstørrelse i matriks, samt at de er mer kompakte tilsier at dette er bunnmorene avsatt under deglasiasjonen. Lokaliteten ligger også relativt langt unna den mest sannsynlige kilden til skredavsetningene som er funnet i de andre lokalitetene, nemlig skredløpene på skråningen i nord (Fig. 7). Enhet B er trolig breelvavsetninger og representerer den siste fasen av deglasiasjonen, muligens relatert til vifteutbygging fra Hemsedal. Det har trolig ikke vært avsetning på lokaliteten etter deglasiasjonsfasen, men det er mulig at noe av sedimentene er fjernet i forbindelse med kultivering av jorden.

4.2.4 Lokalitet 4

Lokaliteten ligger på kommunal eiendom på sørsiden av (nedenfor) en innhegning brukt til ridning (Fig. 2). Et nesten 3 m dypt snitt ble gravd i vinkel med henholdsvis 10 m lengde i øst-vest retning og 5 m lengde i nord-sør retning (Fig. 15). Det ble samlet inn 2 prøver til datering, men bare en inneholdt nok materiale til å dateres. Snittet er delt inn i 4 enheter (A-D; Fig. 16). Georadar profil 226 går rett ved siden av lokaliteten og viser en sediment tykkelse på ca. 4 m (Fig. 2 og 4).



Figur 15. Graving av snitt ved lokalitet 4.

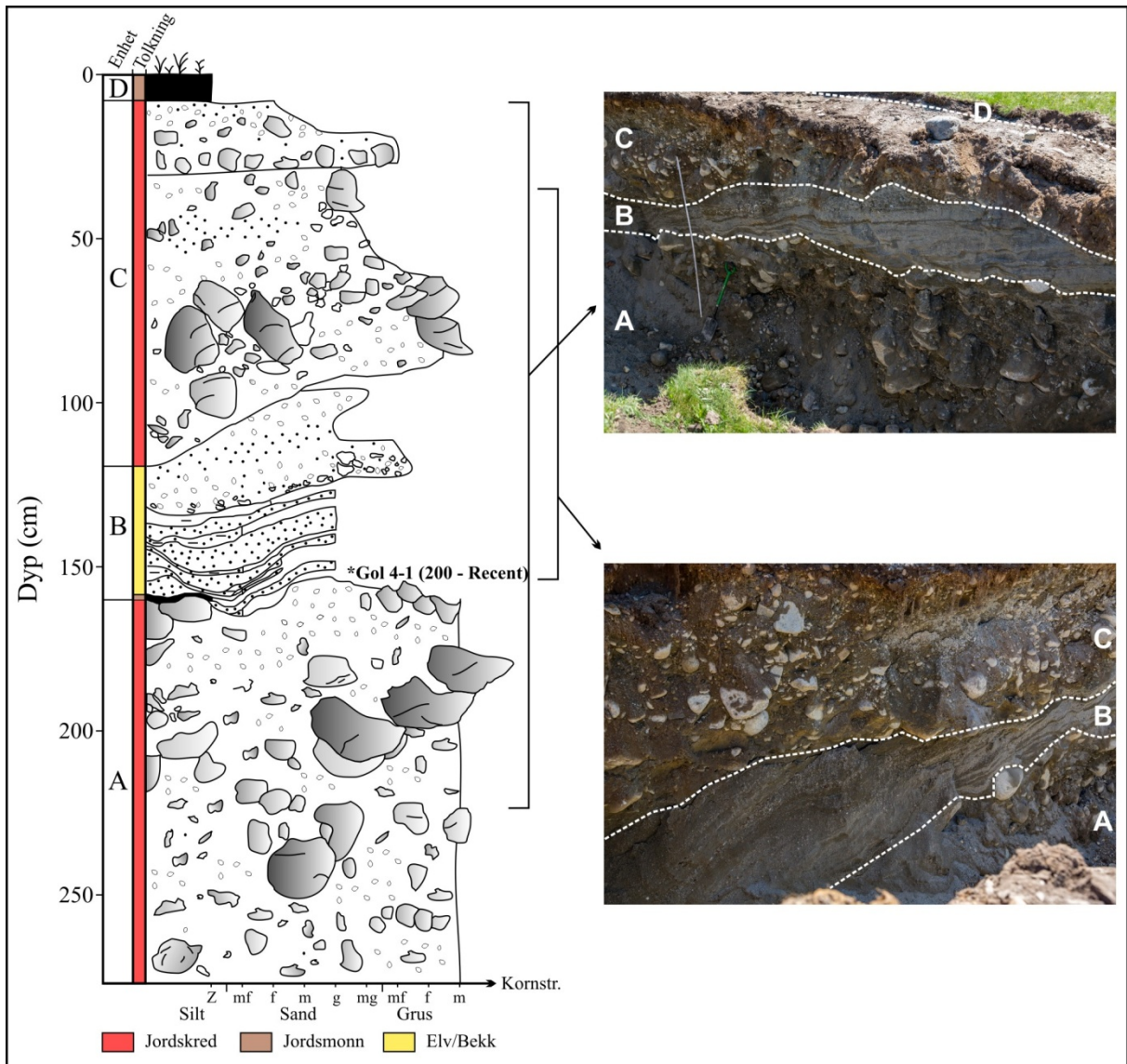
Enhet A består av et >110 cm tykt lag med matriksstøttet klaster opptil 80 cm i lengde. Matriksen består av silt til grus. Enkelte steder er det lite eller ingen matriks og laget er klastbåren. Det er ingen klar grense mellom de matriksbårne og klastbårne delene av laget. Laget kan følges lateralt over hele snittet, men undergrensen ble ikke avdekket. Et mm tynt lag med organisk innhold ligger rett over enhet A og en datering herfra gav en alder på mellom 1700 tallet og i dag (Gol 4-1; Tab. 1).

Enhet B består av en veksling mellom grov sand og siltige sandlag. Lagene varierer i tykkelse mellom 0,5 og 15 cm, med en generell økning i tykkelse og grovt materiale oppover i enheten. Lagene er lateralt utholdende, undulerende, tildels deformerte og skråstilt mot øst. Hele enheten kiler ut mot øst (Fig. 16). Nederste delen av enheten draperer og fyller igjen forsenkninger mellom klaster i underliggende Enhet A, noe som gir en gradert og konform grense mellom enhetene.

Enhet C har en skarp og erosiv nedre grense og består av et ~90 cm tykt grovkornet lag med klaster opptil ~50 cm lange og en matriks av siltig sand til grus. Over dette laget ligger et 25 cm tykt lag med matriksbåret klaster på opptil 20 cm i lengde. Grensen mellom lagene er konform, og begge viser en klar oppfining av matriks.

Enhet D består av svart, organiskrik jord.

Enhet A og C er tolket til å være jordskredavsetninger, der Enhet C trolig består av avsetninger fra to skred. Enhet B er trolig elveavsetninger. Den laterale helningen av lagene indikerer at elvekanalen migrerte mot øst og tolkes å være en innfyllingssekvens av en kanal. Deformasjonen og utkilingen av lagene mot øst skyldes trolig erosjon og overlaging under avsetning av jordskredsedimentene i Enhet C.



Figur 16. Logg av snitt ved lokalitet 4. Se Figur 2 for oversiktskart.

Alderen på sedimentene er vanskelig å oppgi med nøyaktighet. Dersom dateringen er riktig må Enhet C, bestående av to skredavsetninger, være avsatt i nyere tid. Det er ingen kjente skredhendelser fra dette området, men det er rapportert skred fra lenge opp i dalen som gikk i forbindelse med Storofsen i 1789 og i 1812/13 (Skrednett.no). Dateringen indikerer at Enhet C kan være knyttet til samme hendelse, mens Enhet A er eldre.

4.2.5 Lokalitet 5

Lokaliteten ligger på privat grunn øst og nord for krysset mellom Breidokkvegen og Rolvshusvegen (Fig. 2). Et 10 m langt og i overkant av 1 m dypt snitt ble gravd i øst-vest retning (Fig. 17). Gropa ble gravd ned til fast fjell, og generelt er det lite løsmasser over

berggrunnen i dette området (Fig. 4). Totalt ble det datert 19 prøver fra snittet (Gol 5-1-1 til Gol 5-4-4; Tab. 1), og det er delt inn i 6 enheter (A-F; Fig. 18).



Figur 17. Graving av snitt ved lokalitet 5.

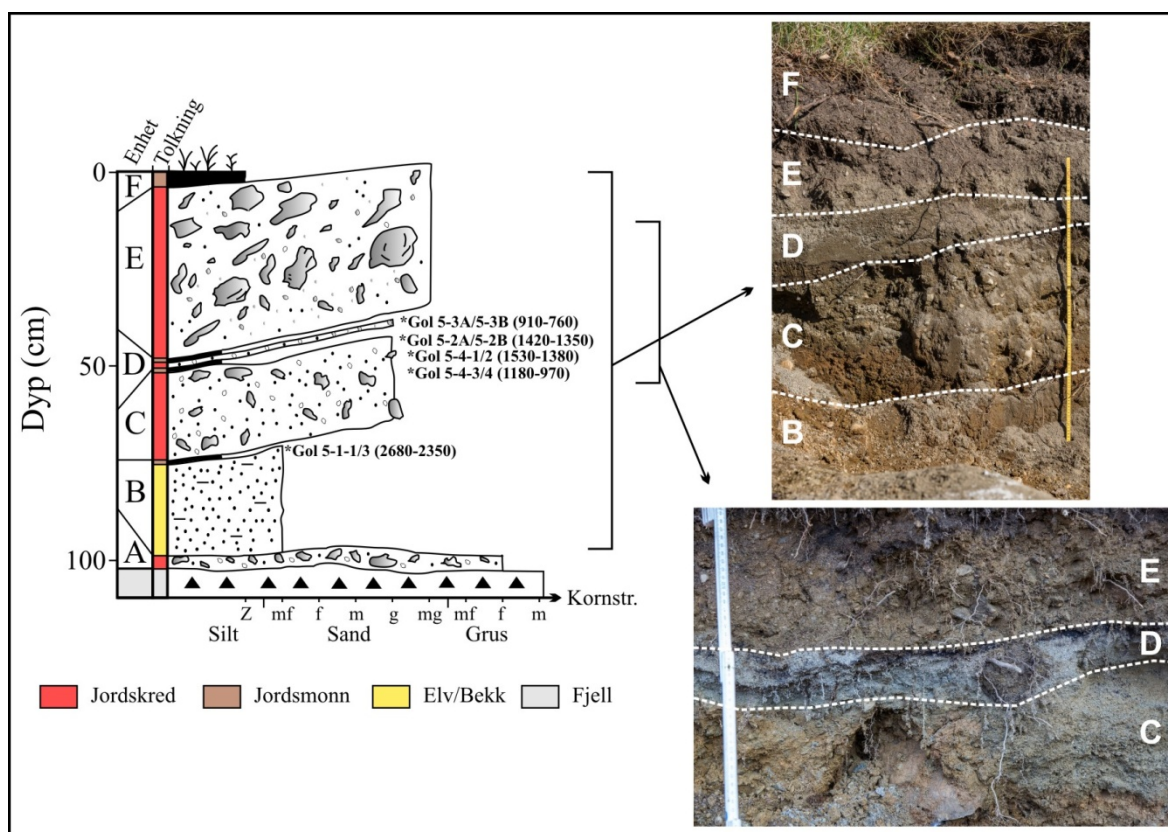
Enheter A, C og E består av henholdsvis 3, 22 og 45 cm tykke lag med matriksstøttet klaster opptil 15 cm i lengde. Matriksen består for det meste av sand. Lagene kan følges lateralt over hele snittet. Undergrensene er skarpe, men konforme.

Enheter B består av et 25 cm tykt siltig sandlag nederst og et tynt (<1 cm) organiskrikt lag øverst. Sandlaget varierer litt i tykkelse, men kan følges lateralt gjennom snittet. Tre dateringer fra det organiskrike laget gav en kombinert alder på mellom 2680-2350 år før nåtid (prøve Gol 5-1; Tab. 2).

Enheter C inkluderer et organiskrikt lag over det grove laget. Ti dateringer fra dette laget (prøver Gol 5-2 og 5-4 i Tab. 1) gav kombinerte aldre på mellom 1530-1350 og 1180-970 år før nåtid (Tab. 2).

Enheter D består av et 1-2 cm tykt grusig sandlag med et organiskrikt lag over. Seks dateringer fra det organiskholdige laget gav en kombinert alder på mellom 910 og 760 år før nåtid (Gol 5-3A til 5-3B; Tab. 2).

Enheter F består av et mørk brunt til svart organiskrikt lag.



Figur 18. Logg av snitt ved lokalitet 5. Se Figur 2 for oversiktskart.

Enhet A, C, D og E er tolket til å være, eller inneholde, jordskredavsetninger fra totalt 4 skred. Enhet B er trolig elve/bekke avsetninger, muligens siste fase av jordskredhendelsen som avsatte enhet A. Enhet F er dagens jordsmonn.

Alderen på skredavsetningene i enhet A er vanskelig å oppgi med nøyaktighet. Det at de ligger rett oppå berggrunn og under jordsmonnet som er datert til 2680-2350 år før nåtid betyr at de kan ha en alder fra deglasiasjonen til ~2500 år før nåtid. Det er ikke funnet deglasiasjonssedimenter i snittet, trolig fordi det er grunt til berggrunnen og elver/bekker har skylt vekk sedimenter. Skredavsetningene i Enhet C må ha en alder mellom ~2500 og 1000 år før nåtid, mens Enhet D trolig er mellom ~1000 og 750 år før nåtid. Enhet E må være enda yngre igjen, trolig mellom ~910 og i dag.

4.2.6 Lokalitet 6

Lokaliteten ligger på kommunal eiendom langs gjerdet på sørsiden av barnehagen (Fig. 2). Et 6 m langt og nesten 2 m dypt snitt ble gravd i øst-vest retning (Fig. 19). Totalt ble

det datert 10 prøver fra snittet (Gol 6-1A-1 til 6-3B-3; Tab. 1), og det er delt inn i 10 enheter (A-J; Fig. 20). Georadarprofil 226 (Fig. 5) går forbi snittet.



Figur 19. Undersøkelse av snitt ved lokalitet 6.

Enheter A, C, E, G og I består av lag med klaster i en grusig sandmatriks. Klastene har en lengste akse på opptil 40 cm. Lagene kan følges lateralt gjennom hele snittet. Grensene er skarpe, men konforme.

Enheter B består av et ~15 cm tykt sandig siltlag som er svakt laminert.

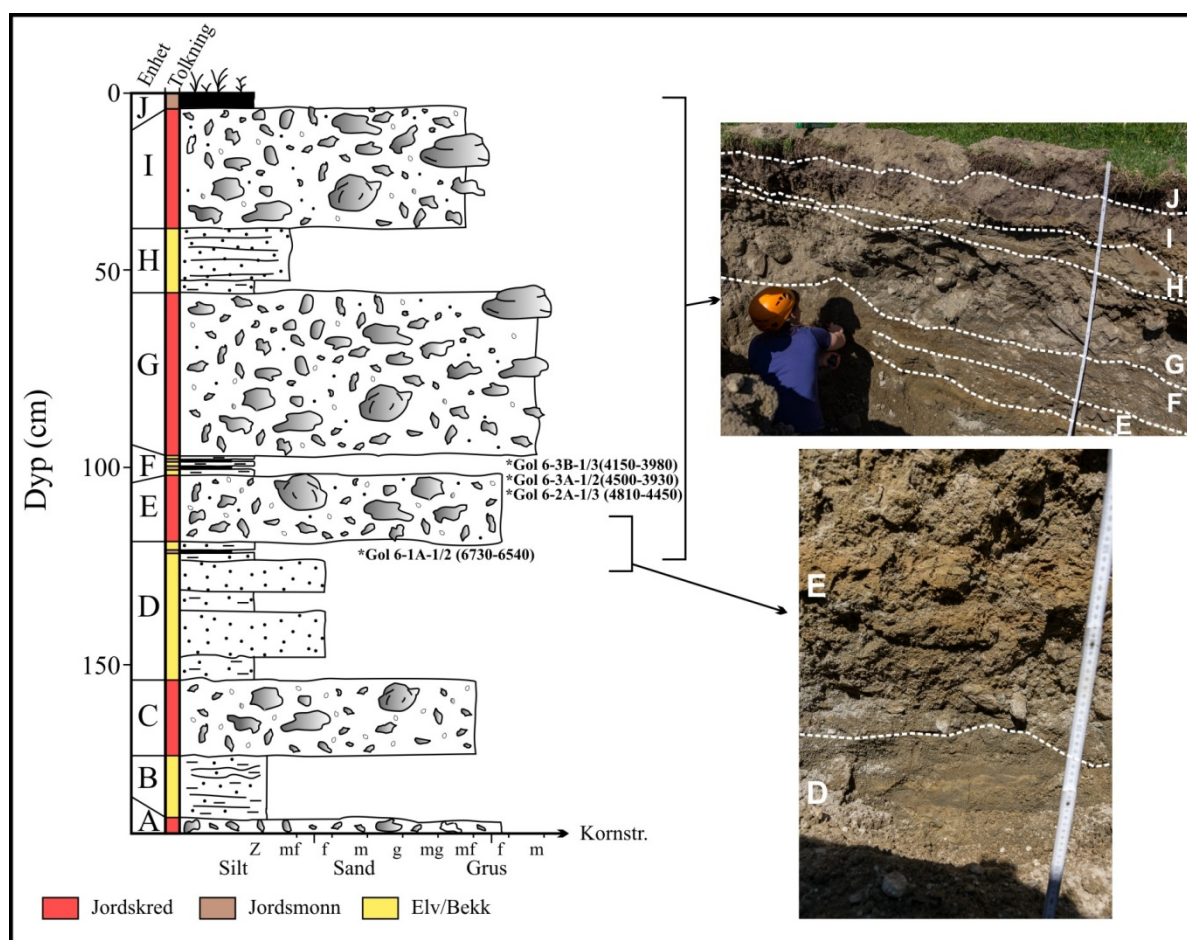
Enheter D består av to 6 cm siltlag i veksling med 8-10 cm tykke massive sand lag. Nært toppen av enheten ligger det et organiskrikt lag. To dateringer fra dette laget gav en kombinert alder på mellom 6730 og 6540 år før nåtid (Gol 6-1A; Tab. 2).

Enheter F består av tynne, massive siltlag med 2 mellomliggende, organiskrike lag. Silt lagene er lys grå i farge og grensen mot jordlagene virker å være gradert. Tre dateringer fra det nederste organiskrike laget gav en kombinert alder på mellom 4810 og 4450 før

nåtid (Gol 6-2A; Tab. 2). Fem dateringer fra det øverste organiskrike laget gav en alder på mellom 4500 og 3930 før nåtid (Gol 6-3A og 6-3B; Tab. 1).

Enhet H består av et massivt sandig siltlag nederst og et tykkere lag med diffus lagdelt, finsand øverst.

Enhet J består av mørk brun til svart organiskrikt lag.



Figur 20. Logg av snitt ved lokalitet 6. Se Figur 2 for oversiktskart.

Enhet A, C, E, G og I er tolket til å være jordskredavsetninger fra totalt 5 skred. Mellomliggende enheter B, D og H består av lag som trolig er elve/bekkeavsetninger. Noen av disse lagene er muligens relatert til jordskredhendelsen som avsatte enhetene under, eller kan være knyttet til individuelle ekstreme nedbørshendelser (Blikra & Nemeč, 1998; Sletten & Blikra, 2007). Siltlagene i Enhet F er trolig blekingsjord i tilknytning til selve jordsmonnlagene. Enhet J er dagens jordsmonn. Alderen på de to nederste skredavsetningene (enhet A og C) er vanskelig å oppgi med nøyaktighet, men de

må være eldre enn 6730-6540 år før nåtid. Skredavsetningene i Enhet E må ha en alder mellom ~6500 og ~4500 år før nåtid, mens skredavsetningene i enhetene G og H er yngre enn 4500-3930 år før nåtid.

5. DISKUSJON

Det kan være vanskelig å skille mellom morene-, skred- og elveavsetninger. Det skredavsatte materialet kommer fra den morenedekket skråningen i nord og består således av resedimenterte moreneavsetninger. Transportprosessens evne til å skille ut og sortere materialet i løpet av den tiden og avstanden det tar fra materialet løsnet i skråningen til det ble avsatt er ofte det eneste som kan skille dem fra hverandre. I de undersøkte snittene synes morenematerialet (bare funnet i Enhet A ved lokalitet 3) å være mindre sortert, mer kompakt, og inneholde flere og større klaster enn det som er tolket som skredmateriale i de andre lokalitetene. Tilstedeværelsen av jordsmonn lenger ned i stratigrafien i disse lokalitetene er også en indikasjon på at de grove lagene over kan være morenemateriale. Utvikling av jordsmonn tar tid og krever klimatiske betingelser som er 'uforenlig' med et glasialt miljø. Materialet mellom skredavsetninger er ofte resedimentert gjennom fluvial erosjon og transport, og skilles fra skredavsetningene på bedre sortering, mindre kornstørrelser og tilstedeværelse av sedimentære strukturer (Sletten & Blikra, 2007).

Det er identifisert totalt 16 individuelle jordskredlag i snittene. Hvor mange av disse som stammer fra samme skredhendelse er usikkert på grunn av at dateringene ikke har høy nok presisjon til å gjøre sikre korrelasjoner mellom de ulike snittene. Et forsøk på korrelasjon mellom lokalitetene er gjort (se Vedlegg 1), og om denne stemmer er det likevel registrert minimum 9 individuelle skredhendelser. Et jordskred/flomskred er en svært kortvarig hendelse, og således kan dateringer av jordskredavsetninger i ulike snitt gi svært lik alder, selv om avsetningene representerer skredhendelser med flere års mellomrom. I tillegg har slike jordskred/flomskred ofte en relativt beskjeden utbredelse lateralt (Fig. 1), og selv om lokalitetene ligger noen titalls meter fra hverandre så kan de inneholde avsetninger fra helt forskjellige jordskred hendelser. Dette kan illustreres med forskjellen i loggene mellom lokalitet 2 og 3 (Vedlegg 1) som ligger bare 20-30 m fra hverandre. Det er heller ikke gitt at alle skredhendelser er registrert i loggene. Jordskred kan være erosive og således ha fjernet spor etter tidligere skred. Påfølgende elve/bekke erosjon og flere hundre år med gårdsdrift og pløying av jorder kan også ha fjernet spor etter skred. Det er også mulig for skred å passere et gitt område uten å legge igjen avsetninger nok til å gjenkjennes i snitt.

Basert på dateringene og avsetningene er det klart at det har vært skredaktivitet i det undersøkte området gjennom stort sett hele holocen. De eldste skredene gikk trolig i forbindelse med deglasiasjonen i området. På den tiden var det lite vegetasjon på de bratte skråningene, og sedimentene var dermed mer utsatt for utglidninger i perioder med ekstrem nedbør og/eller snøsmeltning. De yngste skredene har gått for mindre enn 1000 år siden, muligens for mindre enn 200 år siden.

Valg av lokaliteter var i stor grad styrt av tilgjengelighet. Det hadde vært ønskelig å kunne undersøke området nærmere skredløpene i skråningen ovenfor Breidokk. Ettersom gradienten avtar vil skredene spre seg og etter hvert stoppe opp, og det er derfor sannsynlig at flere skredhendelser ligger mer proksimalt til kilden. Individuelle skredavsetninger kan også ha begrenset bredde slik at de ligger utenfor gravegropene som er undersøkt. Således kan man anta at skredfrekvensen har vært høyere enn våre resultater viser. En ny runde med graving basert på disse resultatene vil kunne gjøre korrelasjonen mellom skredhendelsene mer nøyaktig samt hjelpe til med å identifisere flere skredlag.

Skredløpene i skråningen nord for Breidokk er relativt store og indikerer at relativt mye materiale har blitt fraktet ned gjennom dem. I dag ser kanalene ut som om de har vært uvirksomme i lang tid, med fullvoksne trær og mye stein/blokk nede i løpene. Som det går frem av dette studiet har de trolig likevel vært aktive flere ganger de siste 1000 år. Man kan spørre seg hvordan det kan bli så store skredløp i et såpass lite dreneringsområde. Lokale gårdseiere sier at det er spesielt under vårløsningen når det kommer mye nedbør samtidig som det er litt tele igjen i jorda at det skapes ustabilitet i løsmassene.

Dateringene indikerer at området var deglasiert før 9900 år før nåtid. Hvis alderen på Rukkedaltrinnet ved Flå på 10 200 år er riktig (Kristiansen og Sollid (1985, 1996) må de siste stadier av deglasiasjonen ha gått fort.

Georadaren har vist seg å være nyttig til å finne dyp til fjell og tykkelsen på løsmasseavsetningene. Dermed kunne vi raskt peke ut områder som var egnet for å grave snitt. Målingene er også ikke-destruktive slik at man kan få undersøkt områder med mye infrastruktur som er vanskelig tilgjengelige med eks. gravemaskiner. Georadardataene gav imidlertid lite informasjon om stratigrafien i løsmassene. For eksempel er det umulig å skille

mellom morene- og skredavsetninger basert på georadar alene, til det er oppløsningen for dårlig og avsetningene for like. Georadar er også relativt dårlig egnet til å måle veldig grove avsetninger ettersom det ofte blir mye støy i form av hyperbler. De undersøkte avsetningene er relativt grunne (<4 m) og således kunne muligens en høyere frekvens enn de 100Mhz antennene som vi brukte gi en bedre oppløsning. Likevel vil det i praksis være svært vanskelig å skille morene fra skredavsetninger, individuelle skredavsetninger fra hverandre og identifisere jordsmonn etc.

Resultatene beskrevet ovenfor viser at stratigrafiske studier som dette er helt nødvendig for å få et bilde av skredfrekvens og tidsrammen for disse. Før den kvartærgeologiske kartleggingen i målestokk 1:10 000 ble utført (Rubensdotter og Sandøy, *under arbeid*) eksisterte det kun et fylkeskart i målestokk 1:250 000 for dette området. På dette kartet var det kartlagt morenemateriale i skråningen ovenfor Breidokk og breelvavsetninger nede på viften (Vedlegg 2A), altså ingen avsetninger eller morfologi relatert til skredprosesser. Under den detaljerte kvartærgeologiske kartleggingen ble det avdekket en rekke skredløp og skredelementer i skråningen (Vedlegg 2B). Nede i det bebygde området er imidlertid jordoverflata så bearbeidet og nedbygd at det var svært vanskelig å bestemme opprinnelig jordart. Området ble dels kartlagt som "Menneskepåvirket materiale, ikke nærmere spesifisert", dels som morenemateriale og dels som breelvavsetning. Som et direkte resultat av arbeidet som er rapportert her er det kvartærgeologiske kartet justert slik at det nå viser jordskredavsetninger i området nedenfor skråningen (Vedlegg 2C). I tilfeller der menneskelig aktivitet og nedbygging gjør det vanskelig å fastslå opprinnelig jordart har man altså ikke engang utbredelse av skredavsetninger på overflaten som datagrunnlag når skredfaren skal vurderes. Resultatene som foreligger i denne rapporten vil derfor ha stor betydning for faresonekartleggingen som skal gjøres i området ved Breidokk i Gol sentrum.

6. OPPSUMMERING/KONKLUSJON

Denne rapporten oppsummerer arbeidet som ble gjennomført som et supplement til overflatekartleggingen gjennomført i Gol i 2015/16 og er tenkt som et hjelpemiddel i faresonekartleggingen av området som skal utføres i 2017. Det er utført stratigrafiske undersøkelser av skredavsetninger ved hjelp av georadar og graving av snitt for å identifisere avsetninger fra individuelle skredhendelser. I tillegg ble det samlet inn daterbart materiale for å kunne tidsfeste identifiserte skredavsetninger. Følgende konklusjoner kan trekkes:

- Det er identifisert 16 skredlag i gravegroper som representerer minimum 9 individuelle skredhendelser. Trolig har det gått langt flere skred.
- Det har vært skredhendelser i det undersøkte området gjennom hele holocen, trolig også flere innenfor de siste 1000 år.
- Resultatene som det rapporteres om her vil ha direkte innvirkning på faresonekartleggingen av området.
- En slik studie er et nyttig hjelpemiddel for å utføre skredfarevurderinger, men man er avhengig av å finne gode og tilgjengelige lokaliteter. Dette studiet viser at det er mulig å få gode resultater også i områder med mye bebyggelse og infrastruktur.
- Georadar har vist seg nyttig i arbeidet med å finne gode lokaliteter (dyp til fjell og tykkelsen på løsmassene), men har begrensninger når det gjelder identifisering av ulike avsetningstyper.
- Resultatene det vises til her og metodene som er brukt kan (og bør) vurderes i andre områder der det skal utføres kartlegging og vurdering av skredfare. Det er eneste muligheten man har til å få et bilde av hvordan skredfrekvensen har vært over tid i et område som ikke har historiske data.
- Resultatene som presenteres i denne rapporten vil også kunne være til hjelp i arealforvaltning og planlegging, og kan danne grunnlag for undervisning, forskning og arkeologiske arbeider.

TAKK TIL

Hallgrim Berg ved Kommunalteknisk avdeling hos Gol kommune var til stor hjelp i tilretteleggingen av feltarbeidet. Turhus Maskin gjorde en glimrende jobb med gravingen og opprydding av lokalitetene.

7. REFERANSER

- Blikra, L.H. & Nemeč, W. 1998: Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, s. 909-959.
- Kristiansen, K.J. & Sollid, J.L. 1985: Buskerud fylke – kvartærgeologi og geomorfologi. Kart 1:250 000. Geografisk Institutt, Universitetet i Oslo.
- Kristiansen, K.J. & Sollid, J.L. 1996: Buskerud fylke – kvartærgeologi og geomorfologi, beskrivelse til kart 1:250 000. Fylkesmannen i Buskerud, Miljøvernavdelingen, Rapport nr. 7.
- Bronk Ramsey, C. 2009: Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51, 337-360.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., 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, 1869-1887.

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, s. 619-635.

TEKSTBILAG 1

Georadar – Metodebeskrivelse, datainnsamling og prosessering

Georadar er en elektromagnetisk målemetode som kan benyttes til undersøkelse av lagdeling og strukturer i grunnen. Med en spesiell antenne sendes elektromagnetiske bølgepulser ned i jorda. En del av bølgeenergien blir reflektert tilbake til overflaten når bølgepulsen treffer en grense som representerer en endring i mediets dielektriske egenskaper. Resten av energien vil fortsette nedover og det kan fås reflekterte signaler fra en rekke grenseflater. Refleksjonene kan registreres med en mottakerantenne på overflaten. De mottatte signaler overføres til en kontrollenhet for forsterkning (og digitalisering ved digital georadar). Signalene sendes derfra til skriver (ved analog georadar) eller PD (digital georadar). Fra en utskrift av et georadar-opptak kan toveis gangtid (t_{2v}) til de forskjellige reflektorene avleses. For å bestemme virkelig dyp til en reflektor må bølgehastigheten (v) i overliggende medium være kjent eller kunne bestemmes.

Bølgehastigheten kan bestemmes ved CDP-målinger ('common depth-point'). Slike målinger utføres ved å flytte sender- og mottakerantenne skrittvis og like langt ut til hver side fra et fast midtpunkt og registrere for hver ny posisjon. Refleksjoner vil da ideelt sett komme fra samme punkt på en reflektor som er planparallel med overflaten. Når antenneavstanden øker, vil reflekterte bølger få lenger gangvei og økning i gangtid. Denne økning i gangtid kan det ved digitale opptak kompenseres for ved å utføre NMO-korreksjon ('normal move-out'). Størrelsen på korreksjonen er avhengig av antenneavstand, toveis gangtid og bølgehastighet i materialet over reflektoren. Et CDP-opptak korrigeres med forskjellige hastigheter, og den hastighet som etter NMO-korreksjon gir best amplitude etter summering av trasene, angir radarbølgehastigheten i mediet.

Etter at hastigheten er bestemt kan dypet (d) beregnes etter uttrykket;

$$d = \frac{vt_{2v}}{2}$$

I vakuum er bølgehastigheten lik lyshastigheten: $c = 3.0 \cdot 10^8$ m/s. I alle andre media gjelder følgende relasjon;

$$\epsilon_r = \left(\frac{c}{v}\right)^2$$

hvor ϵ_r er det relative dielektrisitetstallet. ϵ_r -verdien for et materiale vil derfor være en bestemmende faktor for beregning av dyp til reflektorer. I tabellen på neste side er det gitt en oversikt over erfaringstall for ϵ_r i en del materialtyper. Tabellen viser også hastigheter og ledningsevne i de samme media.

Dybderekkevidden for georadarmålinger er i stor grad avhengig av elektrisk ledningsevne i grunnen og av den utsendte antennefrekvens. Både økende ledningsevne og en økning i antennefrekvens vil føre til hurtigere demping av bølgepulsene og dermed minkende penetrasjon. I godt ledende materiale som marin silt og leire vil penetrasjonen være helt ubetydelig. I dårlig ledende materiale som f.eks. tørr sand, kan det forventes en dybderekkevidde på flere titalls meter når det benyttes en lavfrekvent antenne (f.eks. 50 eller 100 Mhz). For grunnere undersøkelser vil en mer høyfrekvent antenne gi bedre vertikal oppløsning.

<u>Medium</u>	ϵ_r	<u>v (m/ns)</u>	<u>ledningsevne (mS/m)</u>
<i>Luft</i>	1	0.3	0
<i>Ferskvann</i>	81	0.033	0.1
<i>Sjøvann</i>	81	0.033	1000
<i>Leire</i>	5-40	0.05-0.13	1-300
<i>Tørr sand</i>	5-10	0.09-0.14	0.01
<i>Vannmettet sand</i>	15-20	0.07-0.08	0.03-0.3
<i>Silt</i>	5-30	0.05-0.13	1-100
<i>Fjell</i>	5-8	0.10-0.13	0.01-1

Tabell over relativt dielektrisitetstall, radarbølge-hastigheter og ledningsevne i vanlige materialtyper.

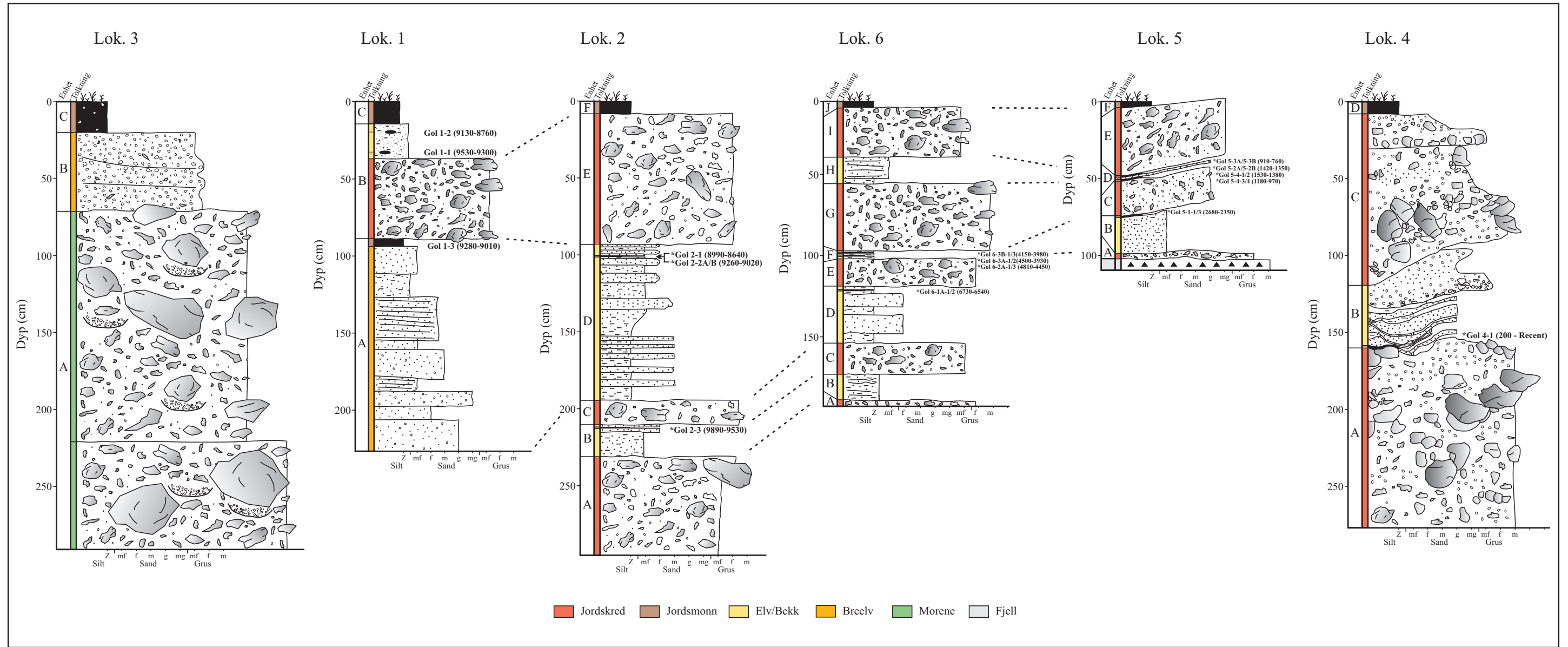
Georadaren som ble benyttet er digital og av typen Malå RTA. Systemet ble brukt med en 100 MHz RTA ('Rough Terrain Antennae'). Sender og mottaker er plassert etter hverandre inne i 'slangen'. Flyttavstanden var 1 m. Det ble ikke utført målinger for å bestemme

radarbølgehastigheten i grunnen. I profilene (Fig. 3 og 4) er det benyttet en gjennomsnittshastighet på 0,01 m/ns for beregning av høydeskala. Hastigheten er forenlig med nær vannmettede løsmasser, men er trolig for lav for tørre avsetninger og kan være noe for høy for avsetninger under grunnvannsnivå. Tykkelsen av løsmassene over grunnvannsnivå kan derfor være større enn høydeskalaen viser, mens tykkelsen av løsmassene under kan være noe mindre.



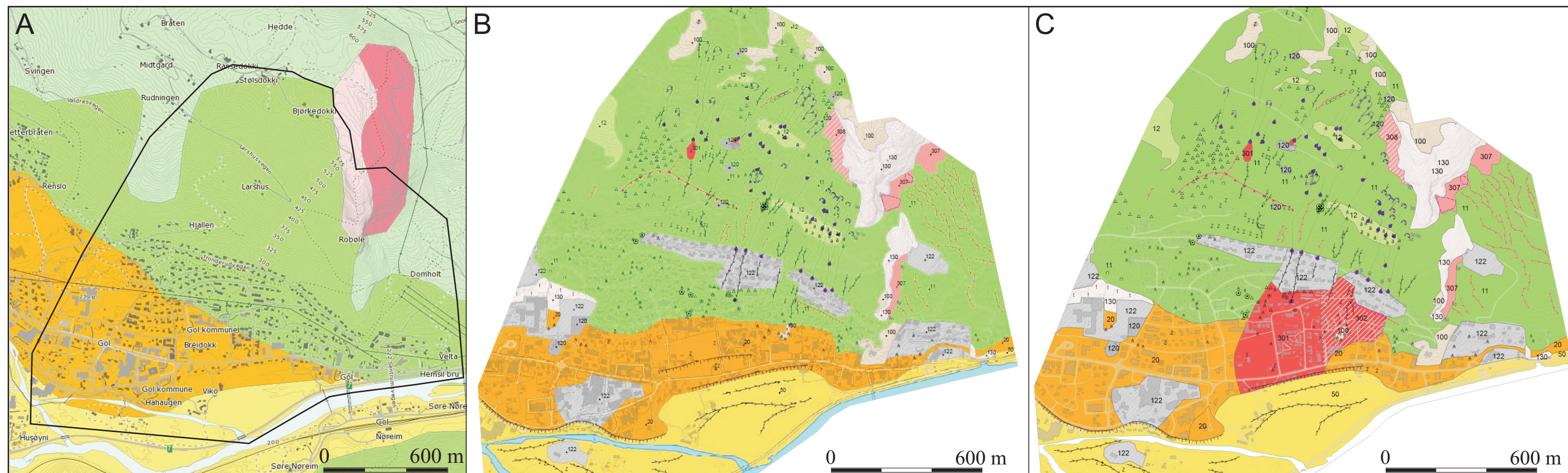
Innsamling av georadar data i Gol med Malå RTA 'snake' antenne.

VEDLEGG 1



Logger av alle snitt samlet. Stiplede linjer representerer mulige korrelasjoner mellom individuelle lag.

VEDLEGG 2



Tegnforklaring

t	100, Humusdekke / tynt torvdekke over berggrunnen	13, Brøelvnedskjæring	012-Morenemateriale, usammenhengende eller tynt dekke over berggrunnen
Z	120, Fyllmasse	21, Smeltevannsløp	011-Morenemateriale, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
A	14, Ablasjonsmateriale	41, Iskontaktskråning	050-Elve- og bekkeavsetning (Fluvial avsetning)
n	305, Haug og ryggformet overflate	101, Elve- eller bekkenedskjæring	020-Breelvvavsetning (Glasifluvial avsetning)
u	307, Liten utgliding	102, Tidligere elve- eller bekkeløp	130-Bart fjell
^	401, Liten fjellblotning	301, Skredvifte, ytterkant	100-Humusdekke/tynt torvdekke over berggrunn
Δ	402, Høyt blokkinnhold i overflaten	306, Skredkant	120-Fyllmasse (antropogent materiale)
⊙	404, Blokk, mindre enn ca. 10 m ³	307, Jord- og flomskredløp	122-Menneskepåvirket materiale, ikke nærmere spesifisert
⊕	405, Stor blokk, større enn ca. 10 m ³	312, Levé	307-Steinsprangavsetning, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
a	407, Utvasket overflatelag, underliggende masser mer finkornige	351, Rygg	308-Steinsprangavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
δ	551, Kilde (grunnvannsutslag)		301-Jordskredavsetning, sammenhengende dekke, stedvis med stor mektighet
Sp	85, Steinsprang		302-Jordskredavsetning, usammenhengende eller tynt dekke
si	86, Løsmasseskredmateriale		

Forskjellige versjoner og detaljgrad av kvartærgeologiske kart over området. Kartet i A viser data som forelå før kartleggingsprosjektet og undersøkelsene startet (NGU.no) og er basert på fylkeskartet. Svart linje viser omrisset til kartene i B og C. Kartet i B viser første utkast av det kvartærgeologiske kartet som forelå før denne undersøkelsen startet, mens kartet i C er justert for resultatene fra denne undersøkelsen (etter Rubensdotter og Sandøy, *under arbeid*).



NORGES
GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE
· NGU ·

Norges geologiske undersøkelse
Postboks 6315, Sluppen
7491 Trondheim, Norge

Besøksadresse
Leiv Eirikssons vei 39
7040 Trondheim

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