



Norges miljø- og
biovitenskapelige
universitet

Masteroppgave 2024 30 stp

Fakultet for miljøvitenskap og naturforvaltning

Korrelasjon mellom grottesediment i Svarthammarhola og glasiasjonsfaser i Fauske

Correlation between cave sediments in
Svarthammarhola and glacial phases in Fauske

Solveig Johansen

Lektorutdanning i realfag

Sammendrag

Grottesedimenter blir ansett som et viktig klimaarkiv, og undersøkelser av grottesedimenter kan være et viktig bidrag i forståelsen av tidligere klima og miljøresponser av det. Svarthammarhola er en grotte i Fauske som har forekomster av finkornede løsmasser. Med et gulvareal på 40 000 km² er grotta trolig en del av mega-karstformene som kan dateres tilbake til tiden før weichsel. På grunn av høy ferdsel i Svarthammarhola er det påført en enorm slitasje i Grotta, og forekomstene av løsmasser er fullstendig dekket av fotspor.

I dette studiet er det samlet grundige beskrivelser av grottesediment fra en lokalitet i Svarthammarhola. Dette er for å bevare informasjon om sedimentets karakter før det blir alvorlig forringet. Sedimentet som er undersøkt i Svarthammarhola antas å være avsatt ved iskontakt under siste istid. Isdekket har påvirket de hydrologiske forholdene i grotta, ved å skape oppdemmende forhold og dreneringsløp for smeltevann. Løsmassen viser en tydelig lagdeling, og variasjonene i avsetningen antas å være responser på glasiøse forhold.

Laminerte og massive finsedimentfacies tolkes til å være avsatt under oppdemmende forhold under et fullt isdekke. Laminerte og massive sandfacies er trolig avsatt i en periode hvor grotta var innenfor ablasjonsområdet til isdekket og mottok smeltevann og sandig sediment. Diamiktonfacies består av usortert materiale som antas å være avsatt etter suspensjon i høyenergisk fluvial transport. Dette kan ha forekommet mens grotteinngangene har vært i brefronten, etterfulgt av et brefremstøt eller deglasiasjon.

Snittene som er laget i sedimentet i Svarthammarhola har avdekket en oppgrovningssekvens. Dette antas å være en respons på en deglasiasjon. Ettersom iskontakt er antatt å være fra siste istid, kan denne oppgrovningssekvensen være relatert til skiftet fra et fullt isdekke til Fauske ble deglasialisert under midt- og sen-weichsel.

Summary

Cave sediments are regarded as important climate archives, and investigations of such sediments can be an important contribution to understanding past climate and environmental responses. Svarthammarhola is a cave in Fauske with occurrences of fine-grained sediments. With a floor area of 40,000 km², the cave is likely to be part of the mega-karst formations dating back to the pre-Weichsel era. Svarthammarhola is today a popular recreation site. The high numbers of visitors have exerted an extensive impact on the cave, and today, the sediments in the cave are completely covered in footprints.

This study presents descriptions of cave sediment from a site in Svarthammarhola as a contribution to preserve information about the sediment's character before further impact makes this impossible. The sediment studied in Svarthammarhola is believed to have been deposited under ice-contact conditions during the last glaciation. The ice cover influenced the hydrological conditions in the cave by creating damming conditions or drainage pathways for meltwater in the cave. Sections in the sediment show clear layering, and variations in the sediment are believed to be responses to different glacial conditions.

Laminated and massive fine sediment facies are interpreted to have been deposited under damming conditions during a full ice cover. Laminated and massive sand facies were likely deposited when the cave was within the ablation zone of the ice sheet, receiving meltwater and sandy sediment. Diamicton facies consist of unsorted material believed to have been deposited after suspension in high-energy fluvial transport. This may have occurred while the cave entrances were at the ice front, followed by an ice advance or deglaciation.

The sections made in the sediment in Svarthammarhola have revealed a sequence of upwards coarsening. This is believed to be a response to deglaciation. Since ice contact is assumed to be from the last glaciation, this coarsening sequence may be related to the transition from a full ice cover to deglaciation in Fauske during the mid- to late-Weichsel period.

Forord

Denne masteroppgaven markerer avslutningen på innholdsrike og lærerike år ved NMBU, hvor jeg nå fullfører en Lektorgrad i Realfag.

Jeg retter en stor takk til veileder Mona Henriksen for gode tilbakemeldinger og råd i arbeidet av denne oppgaven, og til biveileder Stein-Erik Lauritzen for å ha introdusert meg for grotter, og det spennende fagfeltet knyttet til dette!

Takk til grunneier som tillot å gjøre undersøkelser av sedimentet i Svarthammarhola.

Jeg ønsker å rette en takk til EvoCave for godt samarbeid og hjelp under feltarbeidet. Jeg ønsker å sende en spesiell takk til Rita. Din positivitet, nysgjerrighet og engasjement var et berikende innskudd i de lange dagene i Svarthammarhola!

Takk til mine flotte medstudenter på lesesalen for artige stunder med turning, kaffeslabras og «wordle». Marthine, det har vært en sann glede å dele denne perioden side om side med deg.

En spesiell takk går til familie og gode venner for deres uforbeholdne støtte og oppmuntring gjennom hele studietiden. I denne sammenhengen må jeg nevne «Gokk», altrekka i S.Lærken, Ingrid, Aase, Anne, Anna, Mathilde, Vendel-Agathe og Inga-Maja – jeg setter stor pris på hver og en av dere. Tusen takk til Simon for all glede du beriker hverdagen min med.

Solveig Johansen

15.mai 2024

Innhold

1	Innledning	1
1.1	Formål	2
2	Svarthammarhola	3
2.1	Geologi i Fauske.....	6
3	Grottesediment.....	8
3.1	Sedimenttransport i grotter.....	8
3.2	Glacial sedimentasjon i grotter	10
3.3	Sedimentære facies i grotter	12
4	Metode	14
4.1	Kartlegging.....	14
4.2	Sedimentlogg.....	15
4.2.1	Kornfordelingsanalyse	16
4.3	Analyser av sedimentbeskrivelser.....	17
4.4	Korrelere sedimentlogger	18
5	Resultat	19
5.1	Sedimentbeskrivelser	19
5.1.1	Finsedimentfacies (Cm, Cl / Cl(f), Ck, Sim, Sil).....	21
5.1.2	Sandfacies (Sm / Sm(def) og Sl)	22
5.1.3	Diamiktonfacies (Dmm og D(S)mm).....	22
5.2	Sedimentlogger.....	23
5.2.1	Snittvegg 1.....	24
5.2.2	Snittvegg 2.....	26
5.2.3	Snittvegg 3.....	28
5.2.4	Snittvegg 4.....	30
5.3	Profil av løsmassen.....	32
5.4	Partikkelanalyser	34
6	Diskusjon	36
6.1	Type avsetning.....	36

6.2	Vurdering av profil av løsmassen.....	38
6.2.1	Korrelerende sedimentlag	38
6.2.2	Diskontinuitet	39
6.2.3	Materialet under snittene	39
6.3	Finsedimentfacies.....	40
6.3.1	Massiv- og laminert leire.....	40
6.3.2	Fragmentert laminert leire	41
6.3.3	Granulert leire	44
6.3.4	Massiv- og laminert silt.....	45
6.4	Sandfacies.....	46
6.5	Diamiktonfacies	46
6.6	Alder på avsetningen.....	49
7	Videre arbeid.....	50
7.1	Dateringer.....	50
7.2	Besøksforvaltning.....	50
8	Etiske refleksjoner	52
9	Konklusjon.....	53
	Referanser.....	54

Vedlegg A

Vedlegg B

Vedlegg C

1 Innledning

«Cave sediments have come into their own as the unopened history book of the Pleistocene» (White, 2007).

I dag opplever vi antropogene klimaendringer, og det er et stort behov for å finne mer kunnskap for en robust håndtering av klimautfordringene vi står ovenfor. Et viktig bidrag er å skape en solid forståelse av tidligere klimautvikling og miljøresponser. Ved å undersøke godt bevarte indikatorer i naturen kan vi rekonstruere dette. Sedimenter er en slik indikator, og anses som viktige klimaarkiv. Deres fysiske egenskaper og oppbygning formes av de prosessene som var aktive under avsetningen, og har vist seg å kunne fortelle om forholdene på kloden millioner av år bak i tid. I Norge er derimot de fleste sedimenter på landoverflaten avsatt under siste istid, weichsel, og er sjeldent eldre enn siste istid maksimum som er omtrent 20 000 år siden.

På grunn av bevaringsforholdene kan grottesedimenter gå lenger tilbake i tid enn sedimentarkiver kjent på jordoverflaten, i vår del av verden, fordi de ikke har vært utsatt for erosjon fra isbreer (Solbakk et al., 2018). Grotter blir i flere tilfeller beskrevet som naturlige «sedimentfeller» (f.eks. Ford & Williams, 2007; White, 2007) hvor akkumulering av klastisk, biologisk og kjemisk materiale kan foregå hele leveperioden til en grotte. Ford og Williams (2007) sier at grottesedimenter «[...] er de mest varierte og rike avsetningene som dannes i terrestriske miljøer, og har en tendens til å bli bevart over lengre tidsperioder enn de fleste andre avsetninger" (oversatt fra engelsk). White antok i 2007 at det er stor sannsynlighet for at grottesedimenter vil, sammen med marine sedimentkjerner og iskjerner (fra Grønland og Antarktis), kunne bli den viktigste indikasjon av hvordan jordas klima har utviklet seg over de siste millioner av år.

Svarthammarhola er en grotte i Fauske, Nordland, med store forekomster av både fin- og grovkornede sedimenter. Grotta har også flerårig akkumulert is, som gjør den til en såkalt *isgrotte*. Isgrotter er antatt å være den minst undersøkte delen av den globale kryosfæren (Persoiu & Lauritzen, 2017). Ulv Holbyes oppdagelse av Svarthammarhola ble først publisert i 1969 i avisa Nordlands Framtid (Andreassen, 1969). På dette tidspunktet var allerede grotta kjent av grunneier. Året etter ble grotta kartlagt av medlemmer i den britiske gruppa «Kendal Caving Club» (K.C.C., 1970). I journalen fra en ny ekspedisjon i 1971 beskrives grotta som «The formation of Svarthammarhola is somewhat enigmatic» (K.C.C., 1971), altså framsto grotta som en gåtefull formasjon.

I dag er Svarthammarhola et populært turmål. Dette har ført til betydelig slitasje på grotta; løsmassene som hadde ligget urørt i flere tusen år i 1969, er i dag fullstendig dekket av fotspor (Lauritzen, 2010). Det er derfor viktig å sikre grundige beskrivelser av grottesedimentet i Svarthammarhola før den blir alvorlig forringet fra ferdsel. Beskrivelsene kan bidra til å avdekke indikatorer av miljøhistorien til området, samtidig som det vil være et bidrag i å øke kunnskap om finkornet grottesediment. Solbakk et al. (2018) har formulert dette behovet som: «På grunn av det sårbare underjordiske miljøet og verdien av potensiell naturhistoriske data [...] som kan trekkes ut fra [Svarthammarhola], må en nøye planlagt undersøkelse finne sted for å sikre at all mulig informasjon blir hentet ut på en solid og vitenskapelig måte» (oversatt fra engelsk).

1.1 Formål

Hensikten med denne masteroppgaven er å undersøke en lokalitet med grottesediment utsatt for høy slitasje i Svarthammarhola, før påkjønning fra økt ferdsel umuliggjør dette. Undersøkelsene har som formål å

- beskrive grottesedimentet, og dermed bevare kunnskapen om løsmassens karakter selv etter påkjønningen fra ferdsel har blitt for høy
- tolke hva grottesedimentet kan indikere om tidligere miljø og klima i Fauske
- bidra til økt kunnskap om finkornete grottesediment i Norge.

2 Svarthammarhola

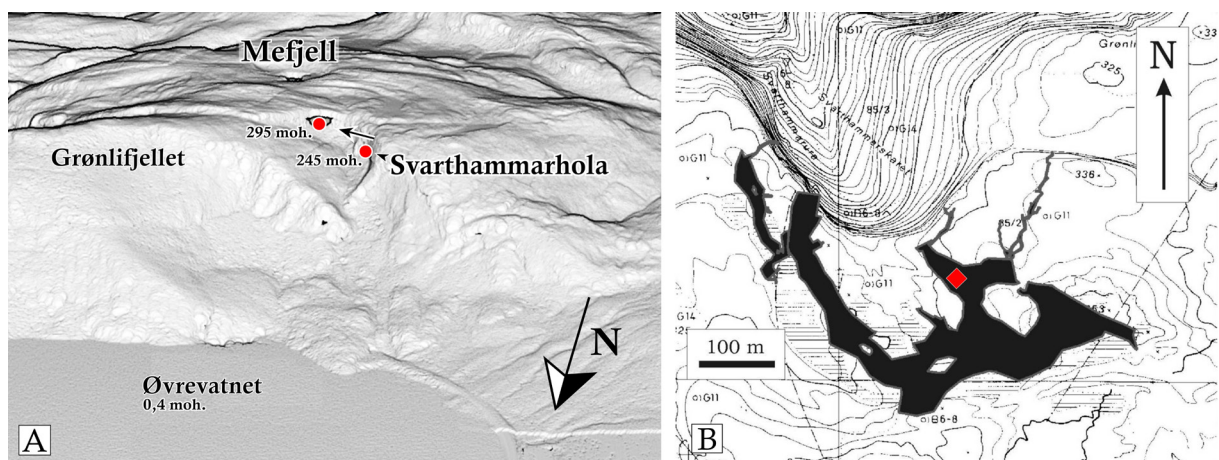
I Fauske, Nordland, ligger Svarthammarhola (N67.13'E15.31') (figur 2.1). Svarthammarhola er lokalisert i Grønlifjellet (330 moh.), som ligger i den nordlige delen av Mefjell-massivet (Kartverket, 2017). I fjellveggen, 245 og 295 moh., ligger grotteåpningene til Svarthammarhola. Fjellveggen av Grønlifjellet utgjør den ene dalsiden av en U-dal med Øvrevatnet i dalbunnen (se figur 2.2). Øvrevatnet er avgrenset av en endemorene til Skjerstadvfjorden og er den syvende dypeste innsjøen i Norge på 346 m (Askheim, 2024).

Svarthammarhola er et populært turmål. Fra Øvrevatnet går det en 1 km lang sti opp til Grotteåpningene, og i høysesongen er det nesten ukentlige besøk hit på opptil to busslaster av gangen (Lauritzen, 2010). Høy ferdselen har påført grotta en betydelig slitasje. Grotta er rasfarlig, og grunneier tillater ikke ferdsel hit (Lauritzen, 2022).



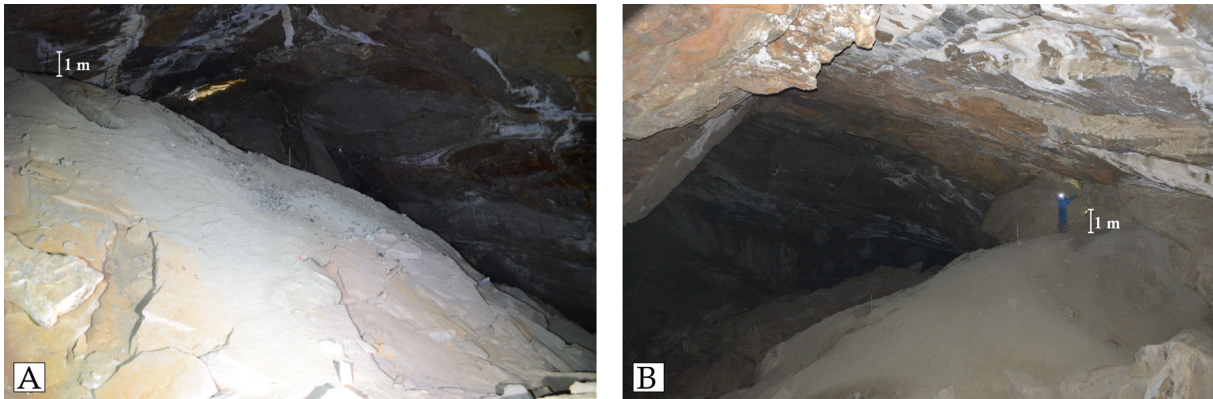
Figur 2.1: Svarthammarhola (rød firkant) ligger i Fauske kommune i Nordland fylke. Kart er modifisert fra Norgeskart.no.

Svarthammarhola er har et gulvareal på 40 000 km². Med en stor ismasse i grottas nedre del, er Svarthammarhola den største isgrotta i Skandinavia. Det er også en av verdens lavesteliggende isgrotter. Et enormt kollapsrom i grotta på omtrent 300x90x40 m/ (lengde x bredde x høyde) er antageligvis det største i Nord-Europa (Lauritzen et al., 2018). På grunn av størrelsen er Svarthammarhola trolig en del av mega-karstformene som kan dateres tilbake til tiden før istidene (Lauritzen, 2010). Datering av speleotemer i Svarthammarhola er datert til MIS5 (Fedje, 2006), og tas høyden til øverste grotteinngang i betraktning antas det at Svarthammarhola kan være dannet så tidlig som i MIS10, omtrent 362ka (Faulkner, 2018).



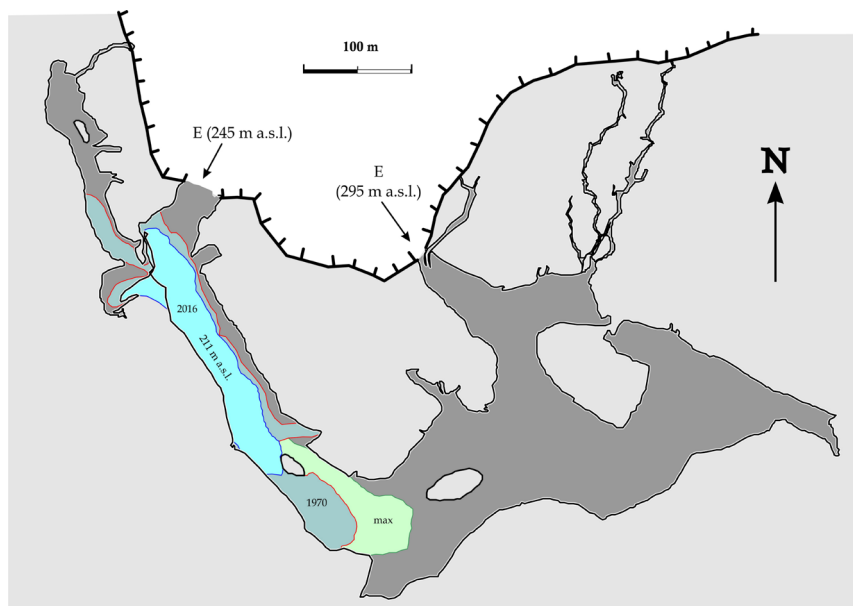
Figur 2.2: Svarthammarhola ligger i Grønlifjellet, som er en del av Mefjell-massivet. A: Inngangene til Svarthammarhola ligger i øvre del av dalsiden i Grønlifjellet. De to grotteinngangene på 295 moh. og 245 moh. er markert i rødt. Modifisert digital terrengmodell fra Hoydedata.no. B: Omrisset av Svarthammarhola lagt over et topografisk høyde-kart. Studieområdet er markert i rødt. Modifisert illustrasjon av S.-E. Lauritzen et al. (2005).

Gulvet i Svarthammarhola er dekket av store nedfallsblokker og stedvise store forekomster av finkornede løsmasser. En stor oppsamling av nedfallsblokker i øvre grotteinngang, gir et feilaktig inntrykk av at den enorme åpningen er under 2 m lav (Lauritzen, 2024). I figur 2.2 (B), markert i rødt, ligger en stor klastisk sedimentær avsetning, som på overflaten måler 11 m fra laveste til høyeste punkt (figur 2.3). Dette sedimentet i Svarthammarhola er tidligere antatt å være et bresjøsediment (Lauritzen, 2010). Det ligger blokker delvis over og under denne avsetningen. Blokkene som dekker gulvet er sterkt forvitret, og ligger bevart i grotta i en svært skjør tilstand. Det antas at forvitningsprosessene av dem kan ha foregått i anslagsvis > 30 000 år (Lauritzen et al., 2005).



Figur 2.3: Løsmassen innenfor den øverste inngangen i Svarthammarhola. Hver stolpe er 1 m høy. A: Løsmassen sett mot N-V. I bakgrunnen av løsmassen er inngangen til grotta opplyst av dagslyset utenfra. I venstre hjørne kan man skimte snitt 2. B: Løsmassen sett mot S-Ø med inngangen til grotta i ryggen.

Innenfor den nedre inngangen i Svarthammarhola ligger en ismasse (figur 2.4). Akkumulering av is i Svarthammarhola er et resultat av Balch-ventilasjon som skaper en kald sone i nedre del av grotta (Baastad, 2006; Lauritzen et al., 2018). I følge Luetscher og Jeannin (2004) sin klassifikasjon av isgrotter er derfor Svarthammarhola en dynamisk grotte med konveksjonsis. AMS ^{14}C datering av plantemateriale i isen indikerer at ismassen er dannet omtrent 1 200 evt. (Lauritzen et al., 2018). Observasjoner av ismassens volumendringer går helt tilbake til 1970 og er rekonstruert i figur 2.4. I dag betraktes ismassen som stillestående, men indre strukturer viser tegn på tidligere bevegelse noe som kan tyde på at isen er rester etter en aktiv isbre (Baastad, 2006). På grunn av dagens klimaendringer er isen i rask nedsmelting (Luetscher & Jeannin, 2004). I 2018 (Lauritzen et al.) ble ablasjonsraten beregnet til 18 cm årlig.



Figur 2.4: Svarthammarhola og ismassens utbredelse sett ovenfra. Ismassens største beregnede volum er markert grønn, mens utbredelsen fra 1970 er grå og 2016 er blå. Illustrasjon av S.-E. Lauritzen (2018).

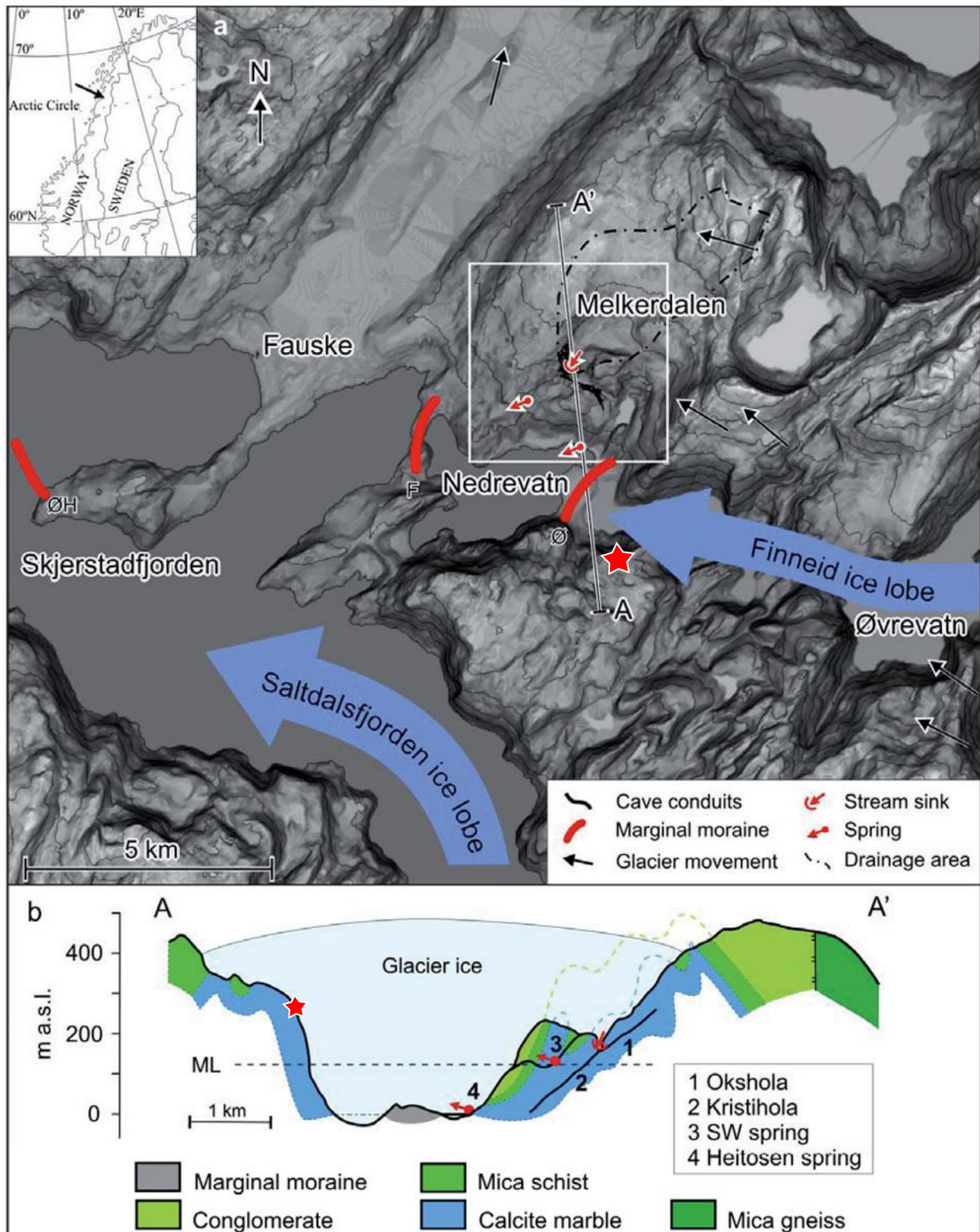
Den første kartleggingen av Svarthammarhola ble gjennomført i 1969 (K.C.C., 1970), og i nyere tid er det gjennomført flere studier på grotta. Det er gjennomført fire masterprosjekter på Svarthammarhola knyttet til mikrobiologi i ismassen (Sæbø, 2018), ventilasjonseffekter og mikroklima (Baastad, 2006), datering av speleotemer (Fedje, 2006) og klimaproxier fra grotteisen (Bjørlien, 2006). Det er i tillegg gjort studier på karstlandskapet for å kartlegge uoppdagede grotteløp i Svarthammarhola (Solbakk et al., 2018) og grottas alder (Faulkner, 2018; Lauritzen, 1990 referert i Lauritzen, 1996). Selv om sedimentene har blitt kartlagt, er det ikke gjort ytterligere undersøkelser av dem.

2.1 Geologi i Fauske

Svarthammarhola er en karstgrotte, og i Norge finnes det over 2000 slike grotter (Lauritzen, 2022). I Norge finnes karst utelukkende i kalkstein og marmor. Nordland er det fylket i Norge med størst areal av disse bergartene, og her finner man også det høyeste antallet av karstgrotter (Lauritzen, 2022).

Berggrunnen i Nordland er dominert av kaledonske foldede metasedimentære bergarter (Andersen, 1975; Roberts et al., 2002). De vanligste bergartene i dette skyvedekket er glimmerskifer og marmor. Kvartsitt og amfibolitt forekommer i mindre grad. Mefjell-massivet ligger i et marmorbånd, Rognangruppen, i Fauske-nappen i Nordland (Lauritzen et al., 2005). Fauske-nappen er omdannede sedimentære bergarter og størkningsbergarter fra kambriosilur, utsatt for metamorfose under den kaledonske fjellkjedefoldning (Gustavson et al., 2004). Rognanformasjonen består av dolomitmarmor og overliggende kalkspatmarmor (Roberts et al., 2001). På grunn av den foldede berggrunnen i Nordland er det også innslag av glimmerskifer i Grønlifjellet, hvor Svarthammarhola ligger (figur 2.5 B) (Kollung & Gustavson, 1995).

I løpet av kvartærtiden gjennomgikk Nordland gjentagende glasieringer, som førte til omfattende utvikling av fjordene i området (Mangerud, 2004). Under siste istids maksimum var hele den skandinaviske kontinentalsokkel dekket av Det fennoskandinaviske isdekket, og den regionale brebevegelsen i Fauske var mot nordvest. Under isavsmeltingen var dalen nedenfor Grønlifjellet fylt av Finneid-brearmen (figur 2.5), som ble matet fra større ismasser i øst, ved Sulitjelma (Andersen, 1975). Laterale morener fra Finneid-brearmen er funnet mellom 400 og 600 moh. i fjellene sør for Øvrevatn. I dalen er det identifisert tre pre-boreale endemorener: Øines-Holstad-, Finneid- og Øvrevatnmorenen (figur 2.5 A). Finneidmorenen har en estimert minimumsalder på 8760 ± 150 år før nåtid fra radiokarbondatering av marine skjell som dekker morenen. Skjell foran morenen er datert til 9570 ± 150 år før nåtid, som antageligvis er fra like før, eller samtidig, som morenen ble avsatt. Undersøkelser av marin grense i Skjærstadvfjorden, sør-vest for Øvrevatn-dalen (figur 2.5 A), er målt til 110 - 130 moh. (Andersen, 1975), og antas å være lik i Øvrevatnet (figur 2.5 B).



Figur 2.5: A) Kart over Fauske og brearmene i fjordene (blå piler) under deglasiasjonen av siste istid. Endemorenene er markert med rød strek og skrevet med forkortelser: ØH: Øines-Holstad-morenen, F: Finneidmorenen, Ø: Øvrevatnmorenen. B) Tverrsnittet A-A' viser berggrunn og Finneid-brearmen. Høyde på brearmen er illustrert til omtrent 400 moh., og marin grense er omtrent 120 moh. Svarthammarhola er markert med rød stjerne. Figuren er modifisert fra Skoglund og Lauritzen (2010) og baserer seg på Andersen (1975) og Gustavson et al. (2004).

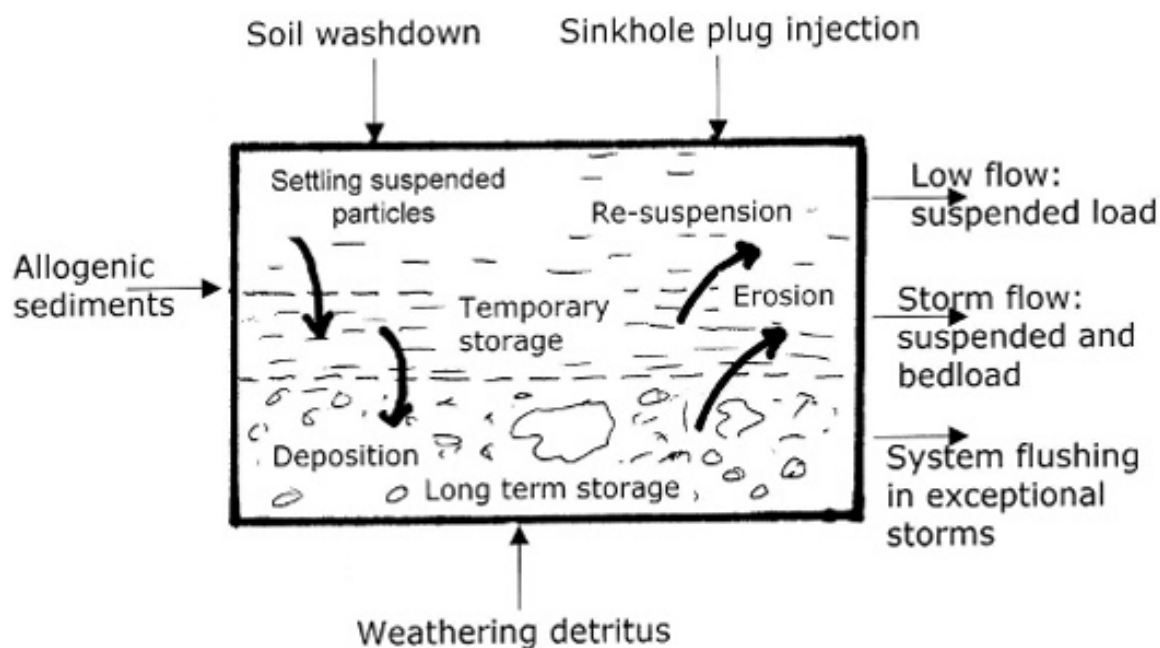
3 Grottesediment

Grotter er naturlige hulrom i landoverflaten og kan få store oppsamlinger av sedimenter (White, 2007). Grottesedimenter kan bestå av kjemisk og klastisk materiale. Kjemisk materiale er dannet på stedet, utfelt fra rennende eller dryppende vann (White, 2007). Eksempler på kjemisk materiale i grotter er marleiker, gips og is. Marleiker er en forsteining av kalsitt som utfelles fra kalkmettet porevann. En slik prosess skjer gjerne under deglasiasjon når porevann blir oppvarmet og dermed overmettet (Lauritzen, 2010). I sedimentlagene kan marleiker vokse til å få svært varierte og uregelmessige former. Gips består av kalsiumsulfat, som ofte er tilført vannfasen ved oksidasjon av pyritt til svovelsyre og påfølgende reaksjon med kalkstein. Sedimentasjon av gips i grotter skjer ved fordampning av sulfatholdig vann (White, 2007), med unntak av sjeldne tilfeller hvor gips har blitt skilt ut på grunn av lave temperaturer (Bögli, 2012). Is kan forekomme i grotter hvor morfologi og eksterne klimatiske forhold har lagt til rette for et internt mikroklima med isdannelse og bevaring av den (Ford & Williams, 2007).

Klastisk materiale er mekanisk transportert sediment fra autoktone eller alloktone kilder (White, 2007). Autoktont materiale innebærer forvitring- og rasmateriale fra selve grotta. Forvitningsmateriale er de uløselige komponentene som blir igjen fra forvitring av en grottekanal, mens rasmateriale innebærer for eksempel fallblokker fra tak og vegger i grotta. Alloktont materiale er fra ytre miljø, og slike sedimenter kan for eksempel være fraktet inn fluvialt eller eolisk. Ofte består løsmasser i grotter av materialer fra flere ulike kilder (White, 2007), og det kan være vanskelig å identifisere opphavet til materialet fordi korn av samme karakter og størrelse kan være fra ulike kilder (Ones, 2003).

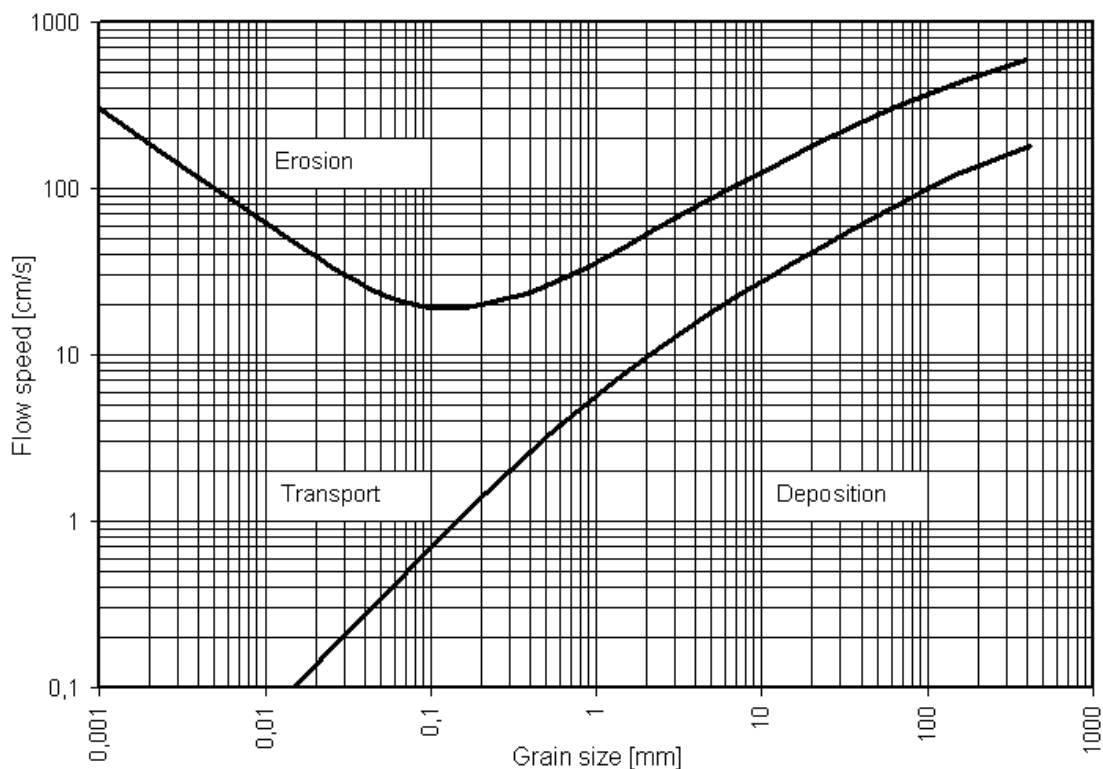
3.1 Sedimenttransport i grotter

Selv om sammensetningen, mineralogien og litologien i grottesedimenter i stor grad er bestemt av tilgjengelig materialet i kildeområdet, avhenger den imidlertid også av den interne dynamikken i grottekanalene (White, 2007). Prinsippene for sedimenttransport i grotter er vist i figur 3.1, og skjer hovedsakelig ved bunntransport og suspensjonsstransport.



Figur 3.1: Prosesser som påvirker sedimentasjon og omfordeling av klastisk materiale i grotter. Illustrasjon av W. White (2007).

Strømningshastighet, mengde vann, partikkelstørrelse og mengde partikler er nøkkelparametere som påvirker sedimenttransport i grotter (White, 2007). Lav strømningshastighet (*low flow*) transporterer suspendert materiale, mens sterk strømningshastighet (*storm flow*) i tillegg kan bunntransportere materiale (figur 3.1). Sammenhengen mellom strømningshastighet og transport av ulike partikkelstørrelser er illustrert i Hjulström-kurven (figur 3.2). Hjulström-kurven viser at relativt lave strømningshastigheter kan føre til avsetning av partikler, mens sterkere strømmer assosieres med transport og erosjon av partikler. I grotter kan det ofte skje brå overgang mellom disse avsetningsmiljøene (Bosch & White, 2004). Det betyr at avsatt materiale kan være lagret midlertidig, for å så bli re-suspendert og erodert av nye vannstrømmer (figur 3.1). Svært sterke strømningshastigheter (*system flushing*) kan spyle ut hele avsetninger i grotta (figur 3.1). Det er forholdet mellom strømningshastighet og partikkelstørrelse som avgjør hvilket materiale som blir skylt gjennom kanalsystemet og hva som blir igjen og utgjør den sedimentære lagrekken (White, 2007).

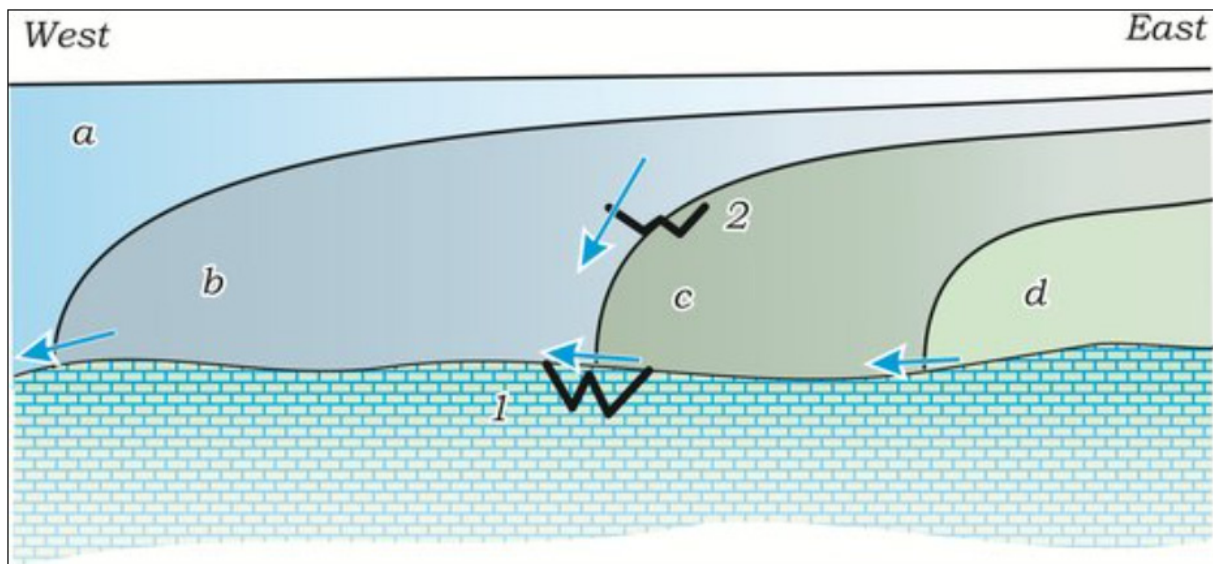


Figur 3.2: Hjulstrøms diagram viser sammenhengen mellom kornstørrelse (grain size) og strømningshastighet (flow speed), og indikerer om en strøm vil føre til erosjon (erosion), transport (transport) eller avsetning (deposition) av partikler. Illustrasjon modifisert til engelsk av Karrock (2009) CC BY-SA 3.0.

3.2 Glasial sedimentasjon i grotter

De hydrologiske forholdene i grotter i glasielle områder kan være sterkt påvirket av de overliggende breene. Vanligvis er dreneringsretningen, eller strømningsretningen, i grotter styrt av tyngdekraften med en nedadgående strøm. Dreneringsretningen i en vannfylt grotte med iskontakt blir derimot bestemt av helningen på breoverflaten (Lauritzen, 2010). Iskontakt er når en grotte ligger inntil eller under en isbre (f.eks. Lauritzen, 2023). Når isoverflatens gradient overgår grottas helning vil vannets trykkehøyde heves, og det skjer en endring til oppadgående strøm (Lauritzen, 2010). De skiftende strømningsretningene kan re-suspendere løsmasser og avsette de oppstrøms.

Den hydrologiske påvirkningen en isbre kan ha på en grotte med iskontakt kan forklares med «bilvaskanalogien» (figur 3.3) (Lauritzen, 2010). En grotte er en passiv formasjon i landskapet, mens isbreer og isdekker er dynamiske og kan bevege seg over karstlandskapet. Isbreers fram- og tilbaketrekning kan minne om en bilvask. Ismassen kan både polere og skure overflaten, men også skylle vann gjennom grottene. Bilvaskanalogien beskriver effekten et isdekke og det englasielle grunnvannet har på plukking, skuring, vann- og sediment-tilførsel i karstlandskap. Modellen beskriver effekten av iskontakt i grotter i Norge (Lauritzen, 2010).



Figur 3.3: Bilvaskanalogien. To grotter (1 og 2) med iskontakt og ulik høyde i dalsiden. De påvirkes av ulike stadier i den glasiale syklusen (a, b, c og d). De blå pilene viser strømningsretning. Illustrasjon av S.-E. Lauritzen (2010).

Den glasiale syklusen kan deles inn i fire stadier (a, b, c og d), og påvirker de hydrauliske forholdene i grotter med iskontakt ulikt basert på høyde (1 og 2) (figur 3.3):

Situasjon a: Fronten av isdekket er ved kontinentalskråningen. Gradienten på isoverflaten er lav, og det er langsom strømningshastighet i grottene.

Situasjon b: Grottene ligger innenfor ablasjonsområdet til isdekket og mottar smeltevann. I grottene er det langsom strømningshastighet, men noe raskere enn i a.

Situasjon c: Grottene ligger i brefronten, og har stor tilførsel av vann og sedimenter. Høy strømningshastighet fører til re-suspensjon og erosjon i av sedimenter i grottene.

Situasjon d: Grottene ligger utenfor isdekket. Det er bare grotta i dalbunnen som mottar smeltevann fra breen.

I noen grotter med iskontakt kan det oppstå oppdemmende forhold av vann i grotta. Dette er analogt med situasjon a og b i bilvaskanalogien (figur 3.3). Bredemte oppsamlinger av smeltevann kalles bresjøer. På landoverflaten oppstår dette når isbreer blokkerer nedstrøms for det topografiske vannskillet, mens i grotter oppstår denne effekten når ismasser blokkerer nedstrøms for den topografiske dreneringen av grotta (Lauritzen, 2010).

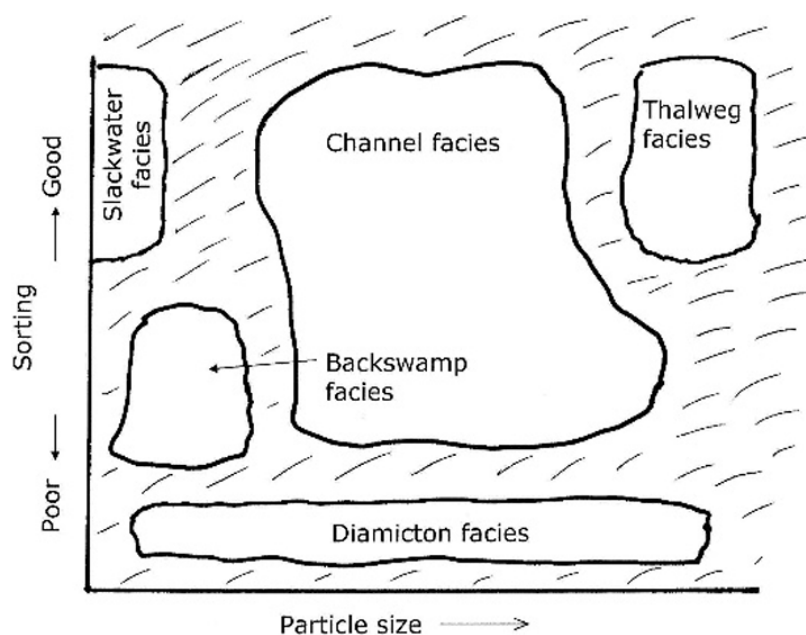
De mest distinkte kjennetegnet på en bresjøavsetning er godt sortert silt- og/eller leire (Jansson et al., 2005). I slike avsetninger kan det forekomme fin laminering av silt og leire. Lamina kan visuelt kjennetegnes ved et lyst relativt grovkornet lag og et mørkere finkornet lag. Dette oppstår som en respons på syklisk endring av strømningshastighet eller tilførsel av materiale.

Ved tilnærmet stillestående strømningshastigheter kan leire avsettes. Dette kan forekomme under kjølige perioder. I varmere perioder kan økt ablasjon føre til økt tilførsel av smeltevann og sediment i grotta. Økte strømningshastigheter fører til avsetning av grovere kornstørrelser. Mens leirlamina representerer kjølige perioder med fullt isdekke, representerer siltlamina varmere perioder med ablasjon og tilførsel av smeltevann i grotta. Sekvensene kan representere sesongvariasjoner, og da kalles det *varv*. Varv er vanlig å finne i grotter i glasierte områder (Ford & Williams, 2007). Leirlamina kan også oppstå ved endring fra oppadgående til nedadgående strøm, hvor strømningshastigheten på et tidspunkt er stillestående og kan avsette leire.

En oppdemt vannfylt grotte med iskontakt har høyere grunnvannsspeil enn den topografiske trykkehøyden. Dersom den blokkerende ismassen blir tilstrekkelig redusert, kan avdekte grottinganger plutselig kunne drenerer grotta for oppdemmet vann. Trykkehøyden blir lavere: enten til en annen glasial terskel-verdi eller til den topografiske trykkehøyden. Dreneringen kalles et «jøkulhlaup» og er ofte kortvarig og svært voldsom (Lauritzen, 2010). I grotter kan slike prosesser utføre svært mye erosivt arbeid på kort tid.

3.3 Sedimentære facies i grotter

Klastiske grottesedimenter kan klassifiseres i facies basert på kornstørrelse og sortering (figur 3.4). Denne klassifiseringen korrelerer sedimentet med de hydrauliske forholdene som kan ha påvirket avsetningsmiljøet i grotta (Bosch & White, 2004; White, 2007). Inndelingen omfatter fem facies: kanalfacies (*channel facies*) og rullesteinfacies (*thalweg facies*) som er bunntransportert avsatt materiale, lavstrømsfacies (*slackwater facies*) og diamiktonfacies (*diamicton facies*) som er avsatt suspendert materiale. *Backswamp facies* er akkumulert forvitret materiale avsatt i grotter med svært lave strømningshastigheter (White, 2007).



Figur 3.4: Klassifisering av grottesedimenter basert på forholdet mellom partikkelstørrelse og sorteringsgrad. Illustrasjon av W. White (2007).

Kanalfacies kjennetegnes som godt- eller delvis sorterte lag med silt, sand og grus. Materialet er bunntransportert, og avsetningene forekommer derfor ofte i vannførende grottekanaler. Eksponering av kanalfacies kan vise tydelig lagdeling, som representerer ulike strømningsforhold (White, 2007). De varierende egenskapene skyldes variasjon i strømningshastighet og opphavsmateriale (Bosch & White, 2004). Kanalfacies som blir utsatt for nye vannstrømmer kan få finmaterialet bli re-suspendert, mens grovmaterialet ligger igjen. Det gjenværende materialet er ofte godt sorterte rundete steiner, og kategoriseres som **rullesteinfacies** (Bosch & White, 2004). Rullesteinfacies kan også utgjøre bunnlaget av aktive elvestrømmer i grotter (White, 2007).

Lavstrømsfacies karakteriseres som godt sorterte finkornede avsetninger, ofte laminert silt og leire (Bosch & White, 2004). Grotter som blir fylt opp av vann får lag med lavstrøms-avsetninger hver gang grotta fylles. I grotter kan dette oppstå når vannførende kanaler blir oppdemt, eller i deler av grotta som etter vanntilførsel ikke naturlig dreneres (White, 2007). I løpet av tiden kanalen er fylt med vann, kan suspendert materiale synke til bunns og danne sedimentlag. Lavstrømsfacies kan ofte være laminert (Bosch & White, 2004; Ford & Williams, 2007).

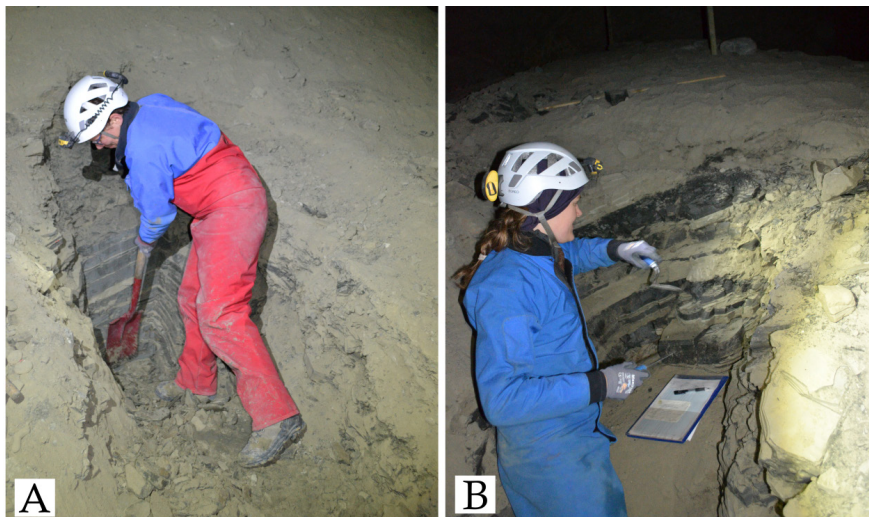
Diamiktonfacies utgjør en blanding av alle kornstørrelser, fra leire til stein. Diamiktonfacies er avsetningen fra de sterkeste strømningshastighetene, som i tillegg avsetter materiale. Avsetningen kjennetegnes ved at det er fullstendig mangel på sortering og lagdeling. Det er knyttet flere avsetningsmiljøer til avsetningen. Diamikton dannes likevel oftest av løsmasseskred eller ved suspensjon av hele avsetninger som har blitt oppvirvlet i energirike strømningshastigheter. Løsmasseskred kan forekomme i luftfylte grotter og under vann (Bosch & White, 2004; Ford & Williams, 2007).

I noen grotter er vannføringen så lav av strømningshastigheten aldri når terskelverdiene for suspensjon, og en kan få et materiale kalt **backswampfacies**. Vann forvitrer sedimentet i grottene, men restproduktet av dette blir umiddelbart avsatt på stedet med lite horisontal transport og akkumulerer til sedimentlag (White, 2007).

4 Metode

Løsmassen som er undersøkt i Svarthammarhola ligger innenfor den øverste inngangen (figur 2.2). Dette området er blant de som er utsatt for høy slitasje fra ferdsel, samtidig som størrelsen på avsetningen gjør den svært interessant for undersøkelser. Feltarbeidet strakte seg over ni dager fra 31.08.23 til 09.09.23. Bearbeiding av innhentet materiale er utført våren 2024.

For å undersøke avsetningen ble det gravd fem snitt i ulike høyder for å avdekke lagrekken i løsmassen. Snittene ble gravd frem med stikkspade, og deretter ble snittveggene rensket med murskje og kniv (figur 4.1). Gravingen for hvert snitt ble avsluttet i et hardt, massivt leirlag, som i hver snittvegg utgjør minst 20 cm.



Figur 4.1: Metoder som ble brukt i felt. A: Snitt i sedimentet ble gravd ut for hånd med spade. B: For å renske snittveggene ble det brukt murskje og kniv. Snittveggene ble deretter tegnet som en sedimentlogg.

4.1 Kartlegging

Det er kartlagt et tverrsnitt av grottekanalen ved løsmassens posisjon. Med en trianguleringsteknikk ble avstand, inklinasjon og retning målt med lasermåler fra et referansepunkt til nye punkt på overflaten av løsmassen og grotteveggene. Det er laget seks referansepunkter på løsmassens overflate. Plasseringen til snittene er manuelt målt med tommestokk, klinometer og kompass fra referansepunktene. Målingene danner grunnlaget til et punktdatasett av grottekanalens tverrsnitt med nøyaktig plasseringen av snittene. I hulekartprogrammet «Grottof» er punktdatasettet konvertert til et polygondatasett. Dette er lagt ved i vedlegg A. Polygondatasettet er korrelert med kartlegginger av Svarthammarhola (figur 2.4) og tegnet som nye kart i Inkscape.

4.2 Sedimentlogg

I felt ble lagrekken i snittveggene undersøkt ved å estimere kornstørrelse, avdekke strukturer og måle tykkelse på sedimentlagene. Det ble også telt leirlamina, målt «fallretning og fall» og gjort steinanalyser. I etterkant er det gjort to kornfordelingsanalyser for å vurdere den estimerte kornstørrelsen i felt. Den innhentede dataen er brukt til å illustrere fire sedimentlogger som beskriver snittveggene.

Kornstørrelser ble vurdert i felt, i samsvar med fordelingen i Tabell 4.1. Leire ble identifisert visuelt med en karakteristisk blank grå farge, silt hadde en myk silkeaktig tekstur hvor korn ikke kunne føles, mens sand hadde en kornete tekstur som også kunne observeres. Sedimentene ble deretter sammenlignet med medbrakte prøver av kjent kornstørrelse.

Tabell 4.1: Kornstørrelse basert på diameter på partiklene.

Sediment	Kornstørrelse
Stein	6,2 – 25 cm
Grus	2,0 – 62,0 mm
Grov sand	0,6 – 2,0 mm
Medium sand	0,2 – 0,6 mm
Fin sand	0,06 – 0,2 mm
Silt	0,002 – 0,06 mm
Leire	< 0,002 mm

I felt ble antall leirlamina i alle snittveggene telt. Tellingen ble gjennomført ved å telle direkte fra veggene med det blotte øyet. Det ble brukt røde knappenåler for å markere hvert 20-ende lamina. Ved tvil ble lagene inkludert i tellingen.

Fallretning og fall målt på utvalgte lag i alle snittveggene. Målinger ble gjort på forlengelser av tydelige lamina med en fast A4-skriveplate. I 90°-vinkelen mellom snittveggen og sideveggen ble platen plassert og korrelert med det utvalgte laget. Mens platen ble holdt stabil, ble fallretning og fall til laget målt med et klinometerkompass.

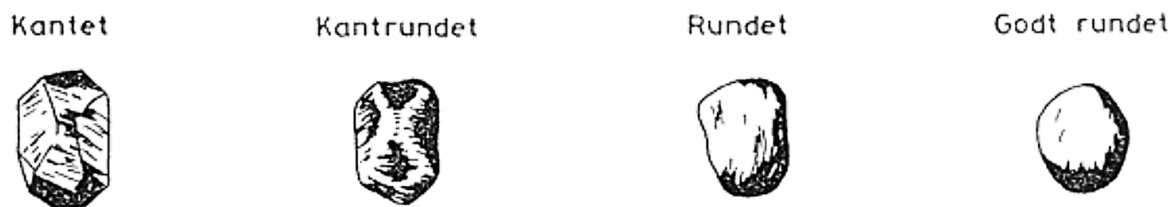
Det ble gjort en steinanalyse i alle lag som inneholdt steiner. De ti største partiklene ble plukket ut fra disse lagene og diameter er målt på partiklenes lengste akse. På de ti utvalgte partiklene er det utført en rundingsanalyse. De er klassifisert i fire kategorier (figur 4.2) utarbeidet av Olsen (1983).

Kantet: «Overflaten er uregelmessig, og mer enn halvparten av kanter og hjørner er skarpe.»

Kantrundet: «Over halvparten av hjørner og kanter er slitt, men kantene er enda tydelige. I mer enn halvparten av hovedhjørnene er krumningsradius mindre enn $1/6$ av minste hosliggende sidekant.»

Rundet: «Partikkelen er konveks med ovalt eller sirkulært omriss i minst ett plan. Kantene sees bare delvis og overflaten er glatt, men ikke uten uregelmessigheter. I minst halvparten av hovedhjørnene er krumningsradius større enn $1/6$ av minste hosliggende sidekant. Partikkelen kan ha bruddsår.»

Godt rundet: «Glatt overflate. Partikkelen er regelmessig konveks med ovalt eller sirkulært omriss i minst to plan. Små bruddsår kan forekomme.»



Figur 4.2: Fire klassifiseringer av rundingsgrad: kantet, kantrundet, rundet og godt rundet. Illustrasjon av O. Prestvik og D. Trømborg (1999).

I rundingsanalysen kan de utvalgte partiklene være lite representative for den helhetlige beskrivelsen av partiklene i laget. Optimalt burde en rundingsanalyse bli utført på 100 tilfeldige partikler i et valgt område. I denne undersøkelsen er det altså gjort få målinger, og disse er kun utført på de største fragmentene. Observasjonene er likevel inkludert i steinanalysen, og blir ansett som en veiledning for den sannsynlige gjennomsnittlige rundingsgraden.

4.2.1 Kornfordelingsanalyse

To bedømmelser av kornstørrelse i felt er i etterkant kontrolltestet med kornfordelingsanalyser gjennomført på laboratorium. Det ble brukt et siktesett med følgende sikteåpninger: 0,5mm, 0,25mm, 0,125 mm og 0,063 mm.

Ett lag beskrevet som medium sand er tørrsiktet. Tørrsiktingen foregikk ved å røre rolig i sikteskålene med en kost for å føre partiklene gjennom sikteåpningene. Denne omrøringen ble gjort minst to minutter for hver sikteåpning. Andelen materiale i hvert siktesett ble deretter veid, og omgjort til «prosent av total masse», ut fra den sammenlagte massen til prøven.

Ett lag beskrevet som silt er tørrsiktet, og deretter våtsiktet. Total masse for prøven ble først målt. Etter tørrsiktingen ble den separerte andelen av kornstørrelse $<0,063$ veid og deretter

fjernet fra prøven. Før våtsiktingen ble det gjenværende materialet helt over i en vannløsning med et løsningsmiddel for å løse opp alle aggregater. Under våtsiktingen ble det helt vann over sikteskålene for å føre partiklene gjennom sikteåpningene. Materialet i hver sikteskål ble vasket ned i egne beholdere, som deretter ble satt i tørkeskap på 60°C i 17 timer. Kornstørrelser <0,063 ble vasket ut av prøven. Andelen av materiale i hvert siktesett ble deretter veid og omgjort til «prosent av total masse», ut fra massen som ble målt før første sikting. Masse for kornstørrelse <0,063 er beregnet som: *Total masse av prøven – sammenlagt masse for materiale >0,125 mm = masse materiale <0,063*.

Prosentandelene for hver kornstørrelse er lagt inn i et logaritmisk diagram, for å visualisere en kornfordelingskurve for de to prøvene.

4.3 Analyser av sedimentbeskrivelser

Et mål med denne studien er å tolke hva sedimentet kan indikere om tidligere klima og miljø i Fauske. Sedimentbeskrivelser er derfor ytterligere analysert for å innhente informasjon om transportmekanismer og avsetningsmiljø.

I sedimentloggene er det klastiske sedimentet tilordnet facieskoder basert på Valen et al. (1997, modifisert fra Eyles et al., 1983). De er beskrevet ut fra struktur, kornstørrelse og sortering. Basert på kornstørrelse og sortering er facies korrelert med klassifiseringen av grottesedimenter som indikerer avsetningsmiljø (figur 3.4).

For å innhente informasjon om transportmekanismer for løsmasser i Svarthammarhola, er partikkelstørrelser korrelert med trolig strømningshastigheter for transport i Hjulströms diagram (figur 3.2). Fordelingen i Tabell 4.1 er benyttet som referanse for partikkelstørrelsene. For steiner i løsmassen er det tatt utgangspunkt i gjennomsnittlig diameter målt i steinanalysene. Ettersom rundingsgraden på en partikkel er et resultat av abrasjon- og knusningsprosessers varighet, karakter og styrke (Olsen, 1983), blir gjennomsnittlig rundingsgrad i steinanalysene ansett som veiledende indikatorer for en mulig fluvial transport av de respektive lagene. Hjulströms diagram er også benyttet som indikator for strømningshastigheter som fører til avsetning av partikkelstørrelser

En helhetlig vurdering av transportmekanismer og avsetningsmiljø og på facies er lagt til grunn for å korrelere sedimentet med den glasiale syklusen i bilvaskanalogien (figur 3.3).

4.4 Korrelere sedimentlogger

Korrelasjon av sedimentlogger og polygondata fra kartlegging utgjør vurderingsgrunnlaget til å illustrere et profil av den interne sedimentologien og stratigrafien i løsmassen. Overflaten av løsmassen i dette profilet går gjennom toppunktene av hvert snitt. Orienteringen på profilet er 25°N. Den visuelle helningen på sedimentlagene er funnet ved å konvertere lagenes fallretning og fall til synlig helning i den gitte profilorienteringen i konverteringsprogrammet «Visiblegeology» (u.å.). For å korrelere sedimentlag i profilet forutsettes det at lagene har kontinuerlig utstrekning fram til de kuttet av løsmassens overflate eller er fraværende i nærliggende lag. Det samme antas for grensene mellom dem. Det antas at facies som overlapper er deler av samme avsetning, og også forekommer mellom de avdekkede snittene.

Det er en svakhet knyttet til denne metoden. Snittene gir kun innblikk i løsmassens lagdeling i de øverste meterne av den minst 11 m dype løsmassen. Denne metoden av å korrelere sedimentlag, og tolke omliggende løsmasser, kan derfor være mer presis for de øverste delene av løsmassen. For de nedre delene, eller deler lenger vekk fra snittene, er det få referansepunkt som kan indikere strukturen her. Til tross for disse svakhetene anses metoden som den mest hensiktsmessige metoden ut fra den dataen som er samlet inn. Profilet være et viktig bidrag i å visualisere den helhetlige oppbygningen av løsmassen. Dette kan deretter bidra til en økt forståelse for storskalaprosessene som har påvirket formasjonen av sedimentet. Vurderinger av korrelasjoner, diskontinuitet og eventuelle mangler i profilet blir vurdert i diskusjonen.

5 Resultat

I løsmassen ble det laget fem snitt (figur 5.1). Undersøkelser fra disse danner grunnlaget for fire sedimentlogger, et hypotetisk profil av løsmassen og en tolkning over av dannelsesmiljø.

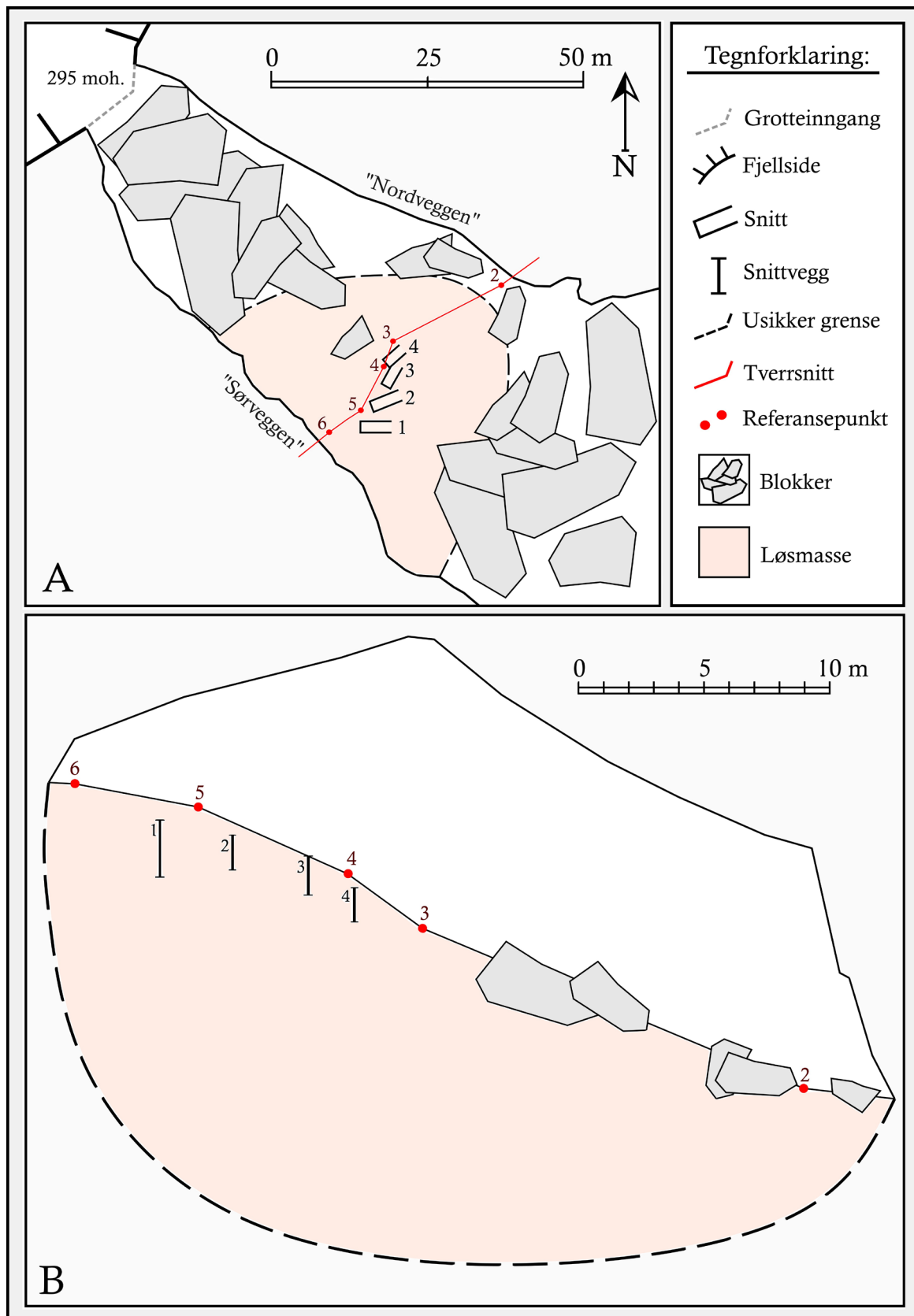
5.1 Sedimentbeskrivelser

Løsmassen som er undersøkt måler 11 m fra laveste til høyeste punkt. Det høyeste punktet ligger inntil sørveggen, og har en bratt skråning ned til det laveste punktet langs nordveggen (figur 5.1). Løsmassen ligger som en forhøgning i grottekanalen (figur 2.3). Rundt løsmassen ligger det store oppsamlinger av fallblokker fra taket. Det er ukjent hvor stor utstrekning løsmassen er under steinene, eller om den er fullstendig fraværende her. Løsmassen er fullstendig dekket av fotspor og øverst er det rester av en gammel bjørneseng. Oppå løsmassen ligger både forvitret materiale, beinrester og rundete steiner. Etter å ha laget snitt i løsmassen ser man at den består av tydelig lagdeling. Sedimentlagene har stor variasjon og forekommer både som godt sortert leire eller som et usorterte lag med steiner.

Lag av ulik kornstørrelse og sortering er beskrives med facieskoder. Facieskoder er basert på faciesinndeling i Sirijordgrotta og Hamsundhellern (Eyles et al., 1983 referert i Valen et al., 1996; Valen et al., 1997). Av disse er det identifisert tre hovedkategorier basert på kornstørrelse (tabell 5.1).

Tabell 5.1: Klassifisering av sediment funnet i den undersøkte løsmassen i Svarthammarhola. Inndeling facieskoder er etter Eyles et al., 1983 (referert i Valen et al., 1996; Valen et al., 1997).

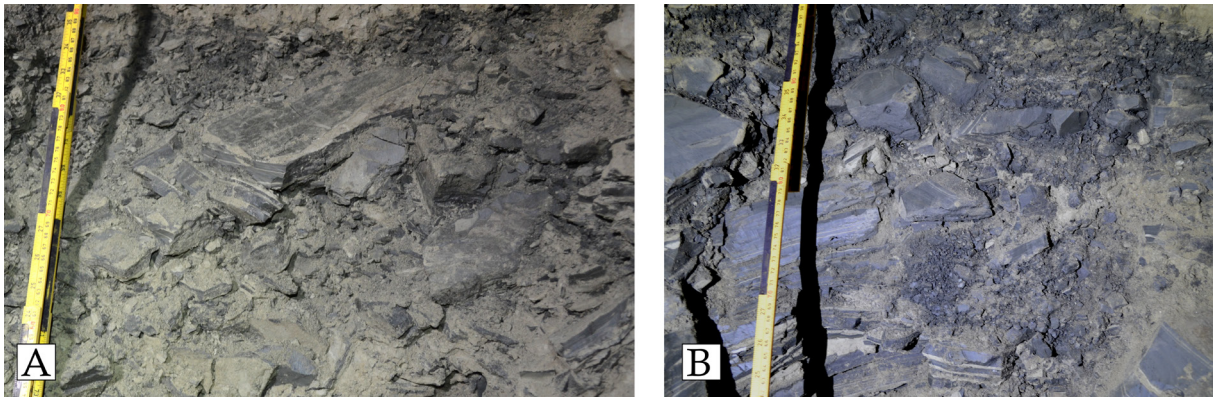
Sedimentfacies	Facieskoder	Beskrivelse
Finsedimentfacies	Cm	Massiv leire
	Cl / Cl(f)	Laminert leire / Fragmentert laminert leire
	Ck	Granulert leire
	Sim	Massiv silt
	Sil	Laminert silt
Sandfacies	Sm / Sm(def)	Massiv sand / Massiv sand med deformasjon
	Sl	Laminert sand
Diamiktonfacies	Dmm	Matriksboren, massiv diamikton
	D(S)mm	Matriksboren, massiv sandig diamikton



Figur 5.1: Skisse av den undersøkte avsetningen med nøyaktig plassering av snittene (A) og snittveggene (B). Omrisset er basert på polygondata som er framstilt i GrottoIf. Blokkene er ikke identiske med antall og størrelse av det som befant seg i grotta, men illustrerer omfanget av mengde blokker som utgjorde grottegulvet. Både rand og dybde på løsmassen er tegnet som «usikker grense»: dens diffuse ytterkant ligger delvis under blokker og dybden på løsmassen er ikke kjent. A: Inngangen og løsmassen illustrert med et fugleperspektiv. B: Illustrert tverrsnitt av grottekanalen med foreslått dybde til løsmassen.

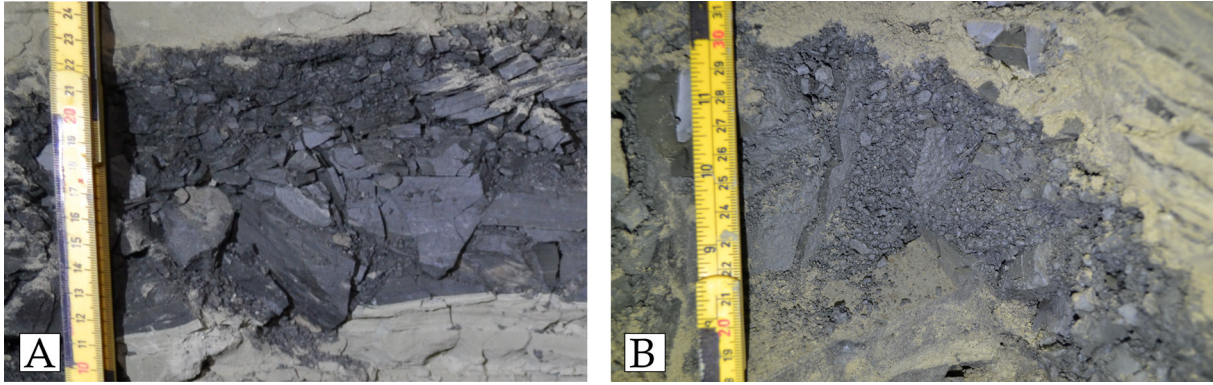
5.1.1 Finsedimentfacies (Cm, Cl / Cl(f), Ck, Sim, Sil)

Finsedimentfacies opptrer som finkornede sediment: leire (>0,002 mm) og silt (0,002-0,06 mm). Leire forekommer på ulike måter: massiv, laminert, fragmentert og granulert. Massiv leire, **Cm**, er svært godt sortert og har en blank grå-blå farge. Laminert leire, **Cl**, har i tillegg til en blank går farge, tydelig laminert struktur med innslag av silt. Intervallene på laminaene er svært varierte. Den høyeste frekvensen telt i felt er 100 lamina på 10 cm. I noen distinkte lag er laminert leire oppsprukket og fragmentert: **Cl(f)** (figur 5.2). Fragmentene er angulære, og størrelse varierer fra 1 cm til 20 cm i diameter. Flere av dem er laminert, men lamina kan ikke korreleres mellom fragmentene. Fragmentene er rotet i ulike retninger, og mellom fragmentene er det en vesentlig mengde silt. De er ikke observert et mønster i fallretning og fall på fragmentene, de fremstår tilfeldig.



Figur 5.2: To eksempler av fragmentert laminert leire, *Cl(f)*. A: *Cl(f)* i snittvegg 3. B: *Cl(f)* i snittvegg 4.

Granulert leire, **Ck** (figur 5.3), er en facies med tykkelse fra 3 til 5 cm. Lagene inneholder pakkede rundete leirefragmenter med diameter opp til 1 cm og angulære leirefragmenter opp til 2 cm. Mengdeforholdet mellom disse varierer i de ulike lagene. Denne facies må ikke forveksles med **Cl(f)**. **Ck** har ikke silt og sand mellom fragmentene, fragmentene har heller ingen eller svært få spor av lamina, og rundete granulater er ikke til stede i **Cl(f)**. **Ck** forekommer som et eget granulert leirlag mellom andre silt/sand-facies eller som den øverste delen av massiv eller laminert leire.



Figur 5.3: To eksempler av granulert leire, Ck. Disse forekomstene har ulike mengdeforhold rundete og angulære fragmenter, men begge har rundete fragmenter uten innslag av silt og sand mellom dem. A: Ck i snittvegg 2, med både angulære og rundete fragmenter. B: Ck i snittvegg 3, med nesten utelukkende rundete fragmenter.

Silt forekommer både som massiv, **Sim**, og laminert, **Sil**. **Sim** består hovedsakelig av silt, men det kan forekomme sporadiske innslag av leirlamina. I **Sil** er frekvensen av leirlamina høyere, og lagene med leire varierer mellom 2 mm til 1 cm tykkelse. Det er flere tilfeller av normalgradering i siltlagene til leirlaminaene.

5.1.2 Sandfacies (Sm / Sm(def) og Sl)

Sandfacies består av massiv og laminert sand med kornstørrelse på 0,06 mm – 0,6 mm. Den massive sanda, **Sm**, er observert både som fin og medium sand, og kan veksle mellom dette i samme facies. Medium sand utgjør den groveste sand-fraksjonen funnet i denne type facies. **Sm(def)** ligner på **Sm**, men er i tillegg preget av tydelig deformasjon. Laminert sand, **Sl**, inneholder både leirlamina og siltlamina. Det er ofte normalgraderinger før disse laminaene. Det er funnet flere marleiker i denne type facies.

5.1.3 Diamiktonfacies (Dmm og D(S)mm)

Diamiktonfacies er dårlig sortert, massive og matriksboren. De kan bestå av leire, silt, sand, grus og stein: **Dmm**. I noen lag er det ikke funnet steiner. Disse lagene fremstår mer sandige og er beskrevet som **D(S)mm**.

5.2 Sedimentlogger

I løsmassen ble det laget fem snitt. I hvert snitt er det blitt rensset en snittvegg, og av disse er det laget fire sedimentlogger. To snittvegger, som ligger 0,5 m fra hverandre, viste stor grad av overlapp og er brukt for å lage en felles sedimentlogg: «Sedimentlogg 4». Plasseringen av snittene og snittveggene er vist i figur 5.1.

Sedimentloggene har felles tegnforklaring (figur 5.4). For hver sedimentlogg er orienteringen til innerste snittvegg oppgitt. Retningen på selve snittet vil være 90° forskjell. I sedimentloggene er det oppgitt facieskoder, antall telt leirlamina og histogram fra steinanalyser som er gjort i noen utvalgte lag. Histogrammet viser fordeling av rundingsgrad, samt gjennomsnittlig diameter (Gj.snitt) på de ti største partiklene som er analysert. Der det er gjort kornfordelingsanalyser oppgis «*prøve x.x» ved det aktuelle laget. Illustrasjonene representerer den synlige helningen i snittveggen, noe som også er vist i fotografi ved loggen. Fallretning og fall er oppgitt ved de aktuelle lagene som er målt. Beskrivelse og klassifisering av facies oppgitt i sedimentloggene er oppgitt i 5.1 *Sedimentbeskrivelser*. Helhetlige beskrivelser av sedimentloggene i de respektive kapitlene er fra bunn og oppover.

Tegnforklaring:

	Steiner		k: Granulert leire	Overganger:	
	Diamikton Leire, silt, sand, grus		L: Leirlinser		Skarp
	Sand		Leirlamina		Gradvis
	Silt		Utkilende lag		e: Erosiv
	Leire		M: Marleik		
	f: Fragmentert laminert leire		G: Gips -lag / -kuler		

Figur 5.4: Tegnforklaring for sedimentloggene og profilene av sedimentet i Svarthammarhola.

5.2.1 Snittvegg 1

Snittvegg 1 er fra snittet som ligger høyest og nærmest grotteveggen i løsmassen (figur 5.5). Toppen er 0,4 m lavere enn det høyeste punktet på løsmassen, 4 m fra sørveggen. Snittveggen er 2,25 m høyt og har 55 observerte leirlamina.

Nederst i snittvegg 1 er det et 20 cm tykt lag med finsedimentfacies, i sekvensen Cm–Ck. Cm ser ut til å fortsette videre nedover. Det er gradvis undre grense fra Ck til Cm. Overliggende sandfacies, med sekvensen Sm–Sm(def)–Sm, har skarp undre grense til Ck. Laget med sandfacies er 80 cm tykt, og består hovedsakelig av fin sand. I det deformerte laget, Sm(def), er det et større fragment bestående av vertikalt lagdelt leire og silt som ligger i en matriks av fin sand (se foto i figur 5.5). Fragmentet måler 30 cm horisontalt og 10 cm vertikalt.

Laget over sandfacies består av finsedimentfacies, Sil–Sim–Ck–Sim, som er 85 cm tykk og har skarp undre grense. Fallretning og fall i Sil er målt til 130/10. Det er gjort en kornfordelingsanalyse fra 155 cm i Sim, «Prøve 1-6» (tabell 4.1), som viser at prøven består av 25% sand og 75% silt og leire. I felt ble derimot laget vurdert som fin sand. Den aktuelle delen av sedimentloggen er korrigert. De omliggende lagene er ikke endret, og det kan vurderes om deres ekte kornstørrelse er noe mindre enn tolkningen tegnet i sedimentloggen. Ck består av ca. 70% rundete granulater og ca. 30% angulære.

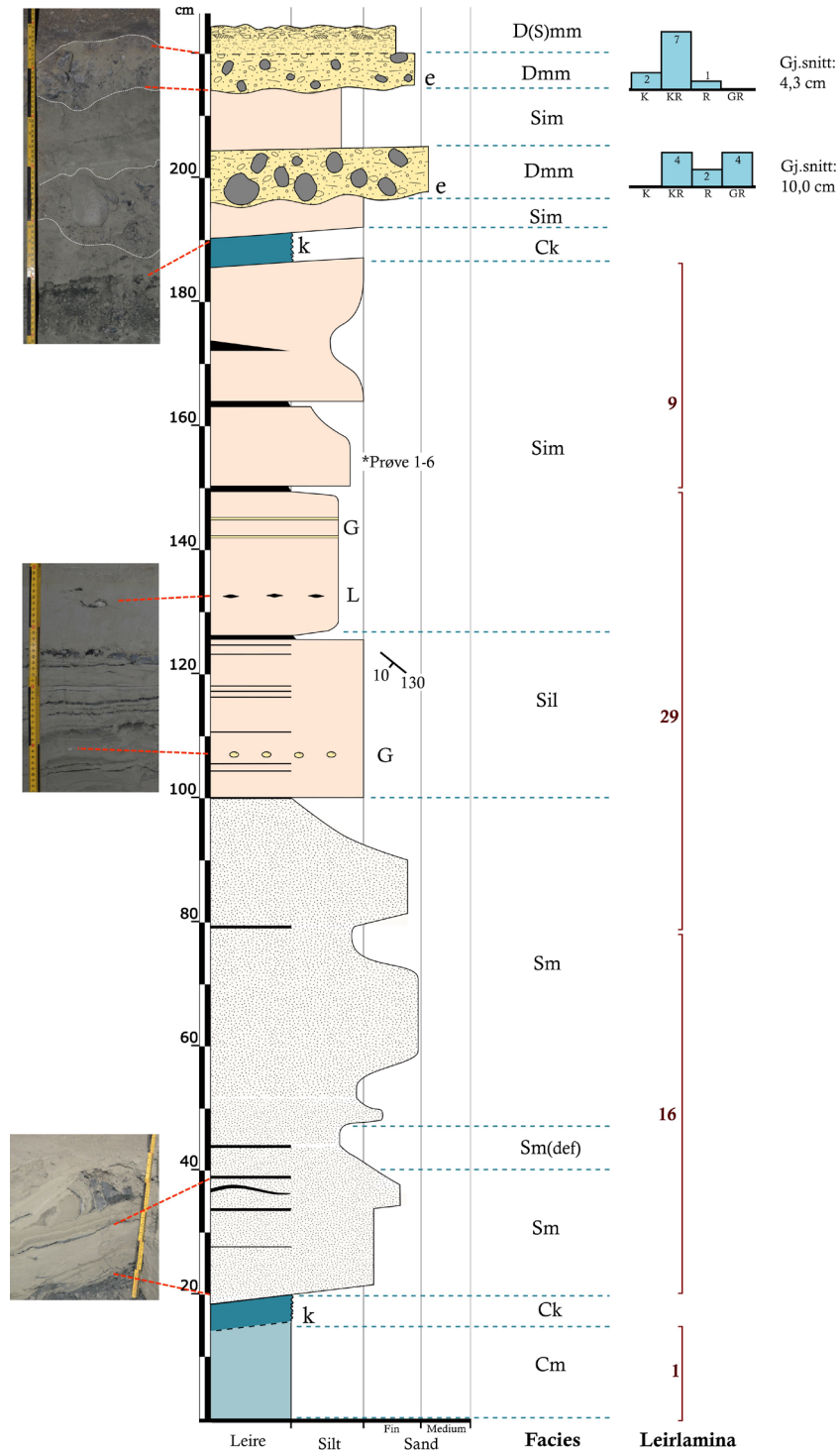
I de øverste 30 cm av snittveggen er det funnet tre diamiktiske lag, Dmm–Sim–Dmm–D(s)mm. Begge av Dmm-lagene har erosiv undre grense mot Sim. Øvre grense av Dmm er enten skarp, mot Sim eller gradvis, mot D(S)mm.

Det er gjort to rundingsanalyser på de ti største partiklene i hvert lag med Dmm. Rundingsanalysen i det nedre av disse lagene viser en gjennomsnittlig diameter på 10,0 cm, hvor kantrundet og godt rundet er de vanligste rundingsgradene. Dersom disse partiklene er transportert fluvialt indikerer Hjulstrøms diagram (figur 3.2) at partiklene av denne størrelsen kan være fraktet med en strømningshastighet >100 cm/s. Rundingsanalysen på de ti største partiklene i det øvre laget har en gjennomsnittlig diameter på 4,3 cm. Den dominerende rundingsgraden er kantrundet. Disse partiklene kan være fraktet med en strømningshastighet > 30 cm/s. Fra det overliggende topplaget med D(S)mm til Dmm er det gradvis undre grense.

Snittvegg 1 har en annen distinkt karakter enn de tre andre snittveggene. Leirfacies er først funnet 2 m ned i sedimentet, med unntak av et 5 cm tykt lag med Ck i snittveggens øvre del. Det har også langt færre leirlamina, med 55 observerte tilfeller. I øvre del er det gjort funn av tre forskjellige diamiktiske lag, hvor det i de andre snittveggene bare er identifisert én diamiktonfacies. Dette er eneste tilfellet hvor det er funnet stein og grus som ikke er en del av topplaget. Det er også gjort funn av det som antas å være gipslag og gipskuler.

Snittvegg 1

Svarthammarhola



Figur 5.5: Sedimentlogg for snittvegg 1 i Svarthammarhola. For tegnforklaring, se figur 5.4. Snittveggen er orientert 0°N og har en høyde på 2,25 m. Det er gjort to steinanalyser og én kornfordelingsanalyse i denne snittveggen.

5.2.2 Snittvegg 2

Toppen av snittvegg 2 er 1,0 m lavere enn løsmassens høyeste punkt, og ligger 7 m fra sørveggen (figur 5.7). Snittveggen er 1,45 m høyt og har 201 observerte leirlamina.

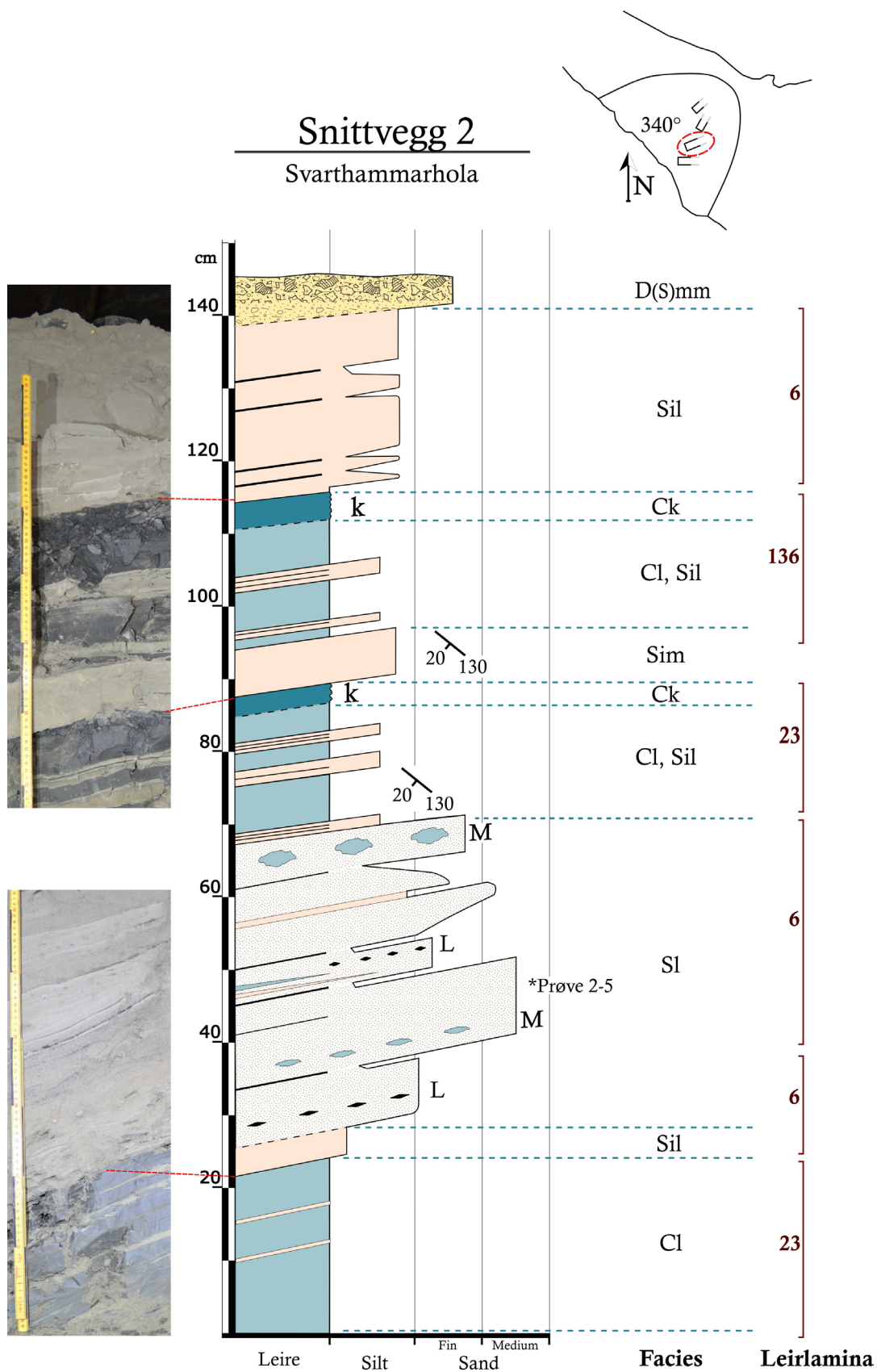
Nederst i snittvegg 2 er et 25 cm tykt lag med finsedimentfacies, Cl–Sil. Cl ser ut til å fortsette nedover. Sil har undre skarp grense. Fra Sil til sandfacies, Sl, er det en gradvis overgang: kornstørrelsen blir gradvis større, men det er fortsatt leirlamina i lagene. Sl er 40 cm tykt. Det er gjort en kornfordelingsanalyse fra 40 cm i Sl, «Prøve 2-5» (figur 5.13), som viser at prøven består av 30% fin sand og 50% medium sand. Dette samsvarer med tolkningen som ble gjort i felt. Dette laget er den grovste sandfraksjonen observert i felt. I Sl er det funnet flere marleiker på ulike dybder.

Overliggende finsedimentfacies, Cl,Sil–Ck–Sim–Cl,Sil–Ck–Sil, er 45 cm tykt og har skarp undre grense til sandfacies. På to ulike steder er det målt fallretning og fall på 130/20. Dette laget består både av laminert leire og laminert silt, med unntak av Sim, et massivt silt-lag med 8 cm tykkelse. I denne finsedimentfacies er det observert en svært variert hyppighet av antall lamina. Nedre Cl,Sil–Ck har 23 lamina på 25 cm, mens øvre Cl,Sil–Ck har 136 lamina på 20 cm. Det øverste laget med Sil har derimot 6 lamina på 25 cm, og normalfordeling før hvert leirlamina. Det er skarp grense mellom alle facies, med unntak av Ck som har undre gradvis grense. Begge lag med Ck har høyere andel angulære granulert leire enn rundete. Diamiktonfacies, D(S)mm, har gradvis undre grense til finsedimentfacies.



Figur 5.6: I Snitt 2 er det en normalforkastning med et sprang på omtrent 30 cm og orientering på 10°N. De to røde linjene illustrerer et leirlag som er korrelert på hver side av forkastningen.

I snittvegg 2 er det avdekket en forkastning med et sprang på omtrent 30 cm og en orientering på omtrent 10°N (figur 5.6). Forkastningen ser ut til å fortsette dypere enn sittet, og det er ikke kjent hvor dypt det kan være. Forkastningen går gjennom begge veggene i snitte 2, men er ikke synlig i snittene på hver side av dette.



Figur 5.7: Sedimentlogg for snittvegg 2 i Svarthammarhola. For tegnforklaring se figur 5.4. Snittveggen er orientert 340°N og har en høyde på 1,45 m. Det er gjort én kornfordelingsanalyse i denne snittveggen.

5.2.3 Snittvegg 3

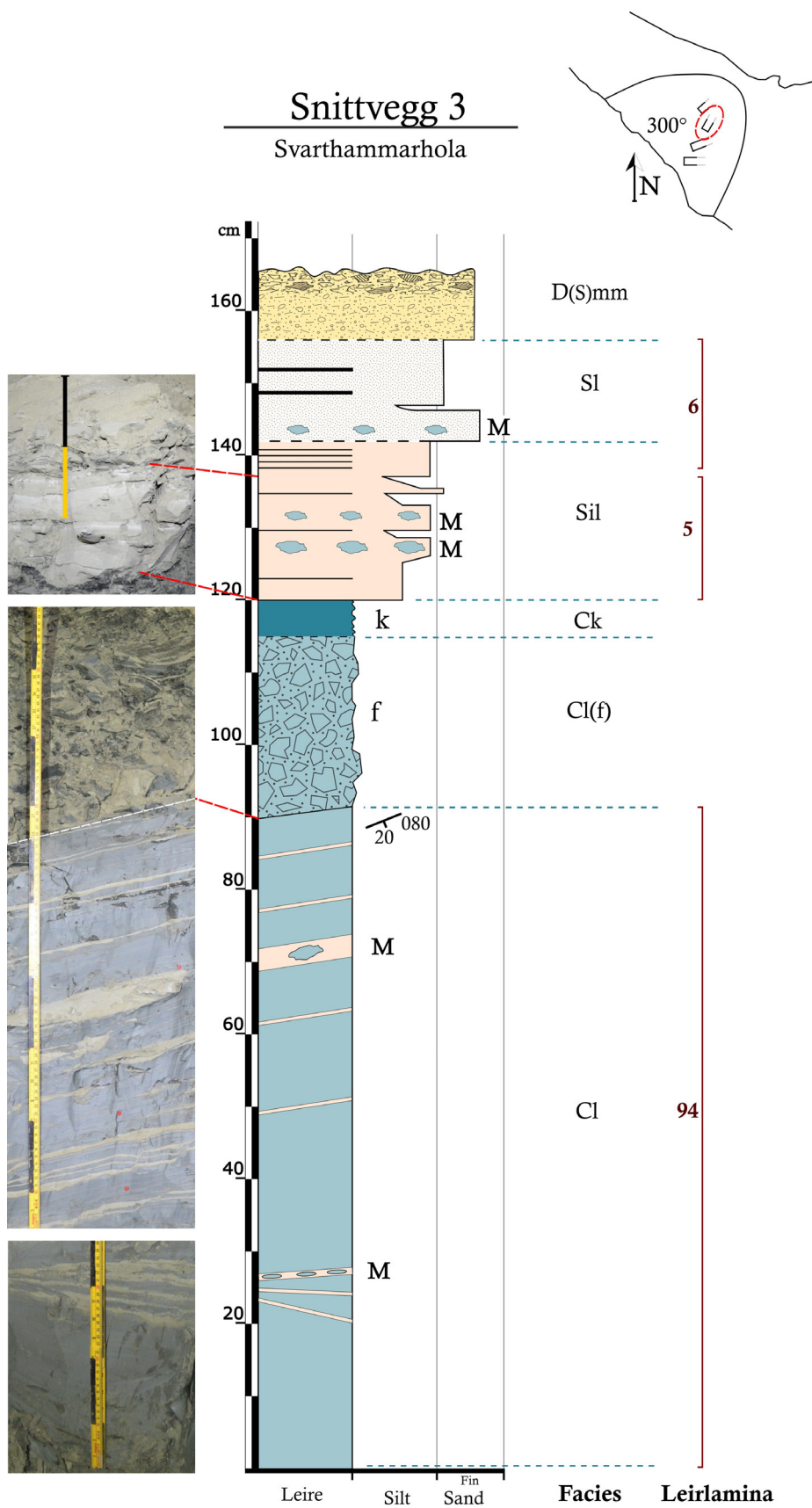
Toppen av snittvegg 3 (figur 5.9) er 1,7 m lavere enn løsmassens høyeste punkt og ligger omtrent 10 m fra sørveggen. Snittveggen er 1,65 m høyt og har 105 observerte leirlamina.

Nederst i snittvegg 3 er det avdekket en 120 cm tykk finsedimentfacies, Cl–Cl(f)–Ck–Sil. Cl er 90 cm tykk og her er det telt 94 leirlamina. Cl ser ut til å fortsette nedover. Det er funnet to lag med marleiker av ulik form. Ved 25 cm har marleikene en konsekvent mynt-form: en sirkulær form med 6 cm i diameter og 1 cm tykkelse. Ved 70 cm er marleikene større og har en uregelmessig fasong. Fallretning og fall øverst i Cl er målt til 080/20. Cl(f) er 35 cm tykt og har skarp undre grense til Cl (figur 5.8). De kantede fragmentene i Cl(f) har svært varierende størrelse fra 1 cm til 20 cm langs den lengste akse. Fra Cl(f) til Ck er det en gradvis overgang – både størrelsen på fragmentene, og andelen silt mellom dem avtar, fram til laget utelukkende består av 50/50 angulære og rundete leirgranulater.



Figur 5.8: I snittvegg 3 har Cl(f) skarp undre grense til Cl.

Overliggende Sil er 20 cm tykt og har skarp undre grense til Ck. Overliggende Sl er 15 cm tykt og har gradvis undre grense til Sil. Disse lagene har lignende karakter med laminering og forekomst av marleiker, men Sil har mindre kornstørrelse og har normalgradering til leirlamina, i motsetning til Sl som ikke har det. Topplaget er diamiktfacies, D(S)mm, er 10 cm tykt og har gradvis undre grense til sandfacies.



Figur 5.9: Sedimentlogg for snittvegg 3 i Svarthammarhola. For tegnforklaring se figur 5.4. Snittveggen er orientert 300°N og har en høyde på 1,65 m.

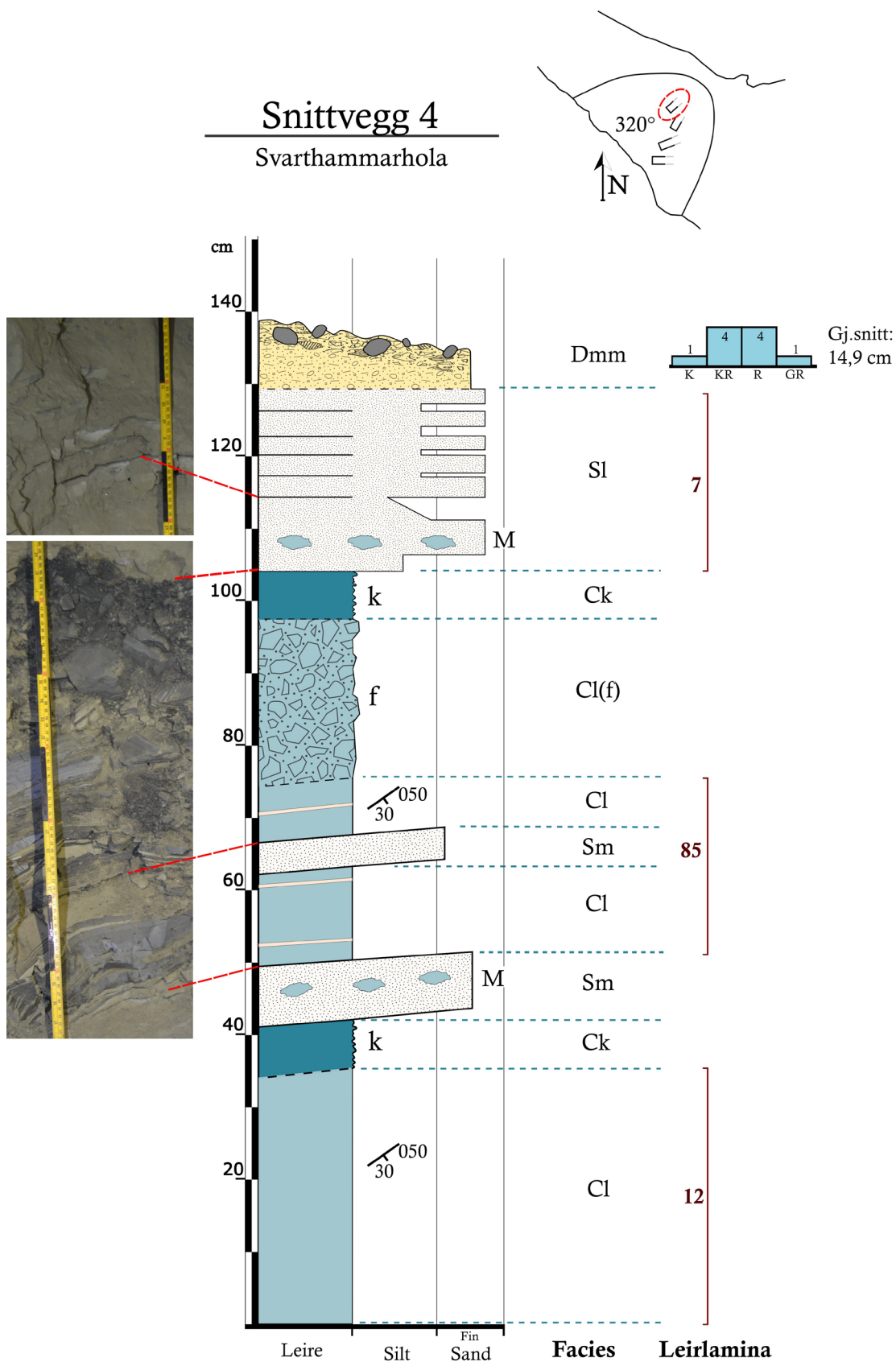
5.2.4 Snittvegg 4

Snittvegg 4 (figur 5.10) er sammensatt av to snittvegger plassert ved siden av hverandre. Toppene til to snittveggene er 3,1 m og 3,6 m lavere løsmassens høyeste punkt. Ved å følge et lag Ck fra den ene snittveggen til den andre er disse overlappende snittveggene sammenstilt. Det er telt 105 leirlamina i lagrekken.

Det nederste laget i snittvegg 4 består av 30 cm finsedimentfacies, i sekvensen Cl–Ck. Cl ser ut til å fortsette videre nedover. Helningen på Cl er 050/30. Overliggende Ck har gradvis undre grense og består av større andel rundete enn angulære leirgranulater. Overliggende lag av sandfacies og finsedimentfacies, i sekvensen Sm–Cl–Sm–Cl har alle skarp undre grense. Denne sekvensen består av 85 lamnina. Øvre Cl har en målt fallretning og fall på 050/30.

Overliggende finsedimentfacies, Cl(f)–Ck, er 40 cm og har en gradvis undre grense. Cl(f) er bare observert to steder i snittveggene, og denne sekvensen med Cl(f) er lik den andre forekomsten funnet i Snittvegg 3 (figur 5.9). Ck består av omtrent 70% angulere og 30% rundete leirgranulater. Overliggende sandfacies, Sl, har skarp undre grense til finsedimentfacies. Til leirlaminaene i Sl er det ikke observert tydelig normalgradering før leirlaminaene. Overliggende topplag med diamiktonfacies, Dmm, har gradvis undre grense til Sl.

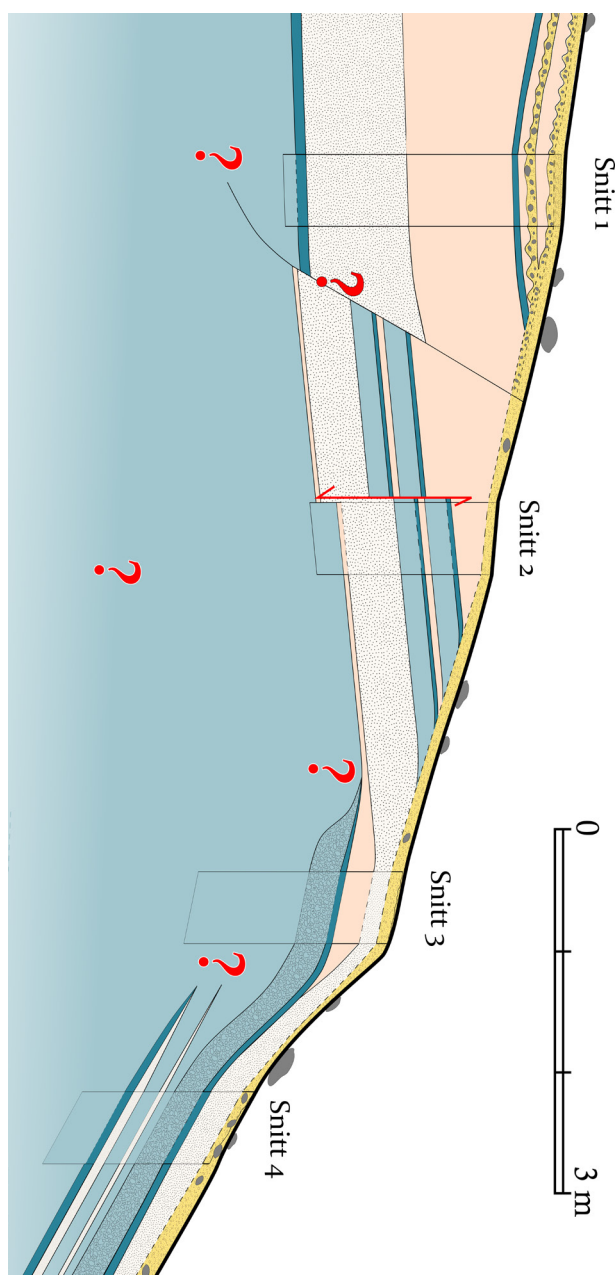
Ettersom Dmm består av stein er det gjennomført en rundingsanalyse på de ti største partiklene i laget. Gjennomsnittlig diameter på de ti partiklene er 14,9 cm, og vanligste rundingsgrad er kantrundet og rundet. Dersom disse partiklene er transportert fluvialt indikerer Hjulströms diagram (figur 3.2) at partiklene av denne størrelsen sannsynligvis blir fraktet i strømningshastighet > 120 cm/s.



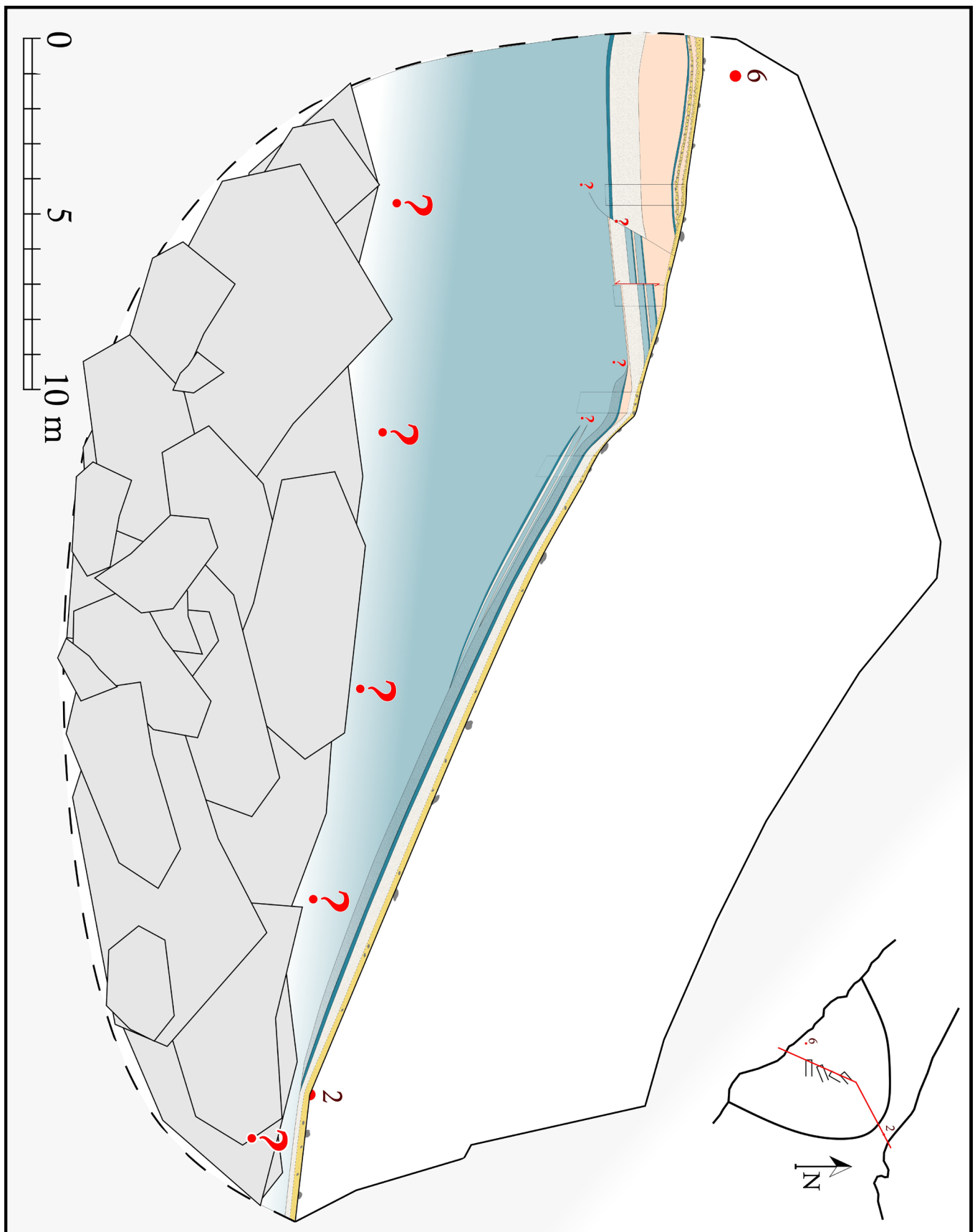
Figur 5.10: Sedimentlogg for snittvegg 4 i Svarthammarhola. For tegnforklaring se figur 5.4. Snittveggen er orientert 320°N og har en høyde på 1,40 m. Det er gjort én steinanalyse i denne snittveggen.

5.3 Profil av løsmassen

Snittene har en dybde mellom 1,4 - 2,3 m og starter mellom 0,4 – 3,6 m lavere enn løsmassens høyeste punkt. I snittveggene er det funnet tydelig lagdeling, men sammensetningen av disse er ulike i snittene. En tolkning av korrelasjonen mellom snittene er vist i figur 5.11 og et helhetlig forslag av løsmassens profil er vist i figur 5.12.



Figur 5.11: Et forslag til korrelasjon mellom snittene. Profilet er orientert 25°N. For tegnforklaring se figur 5.4. Spørsmålstegn viser til områder hvor det er større usikkerhet knyttet til sedimentets faktiske karakter.

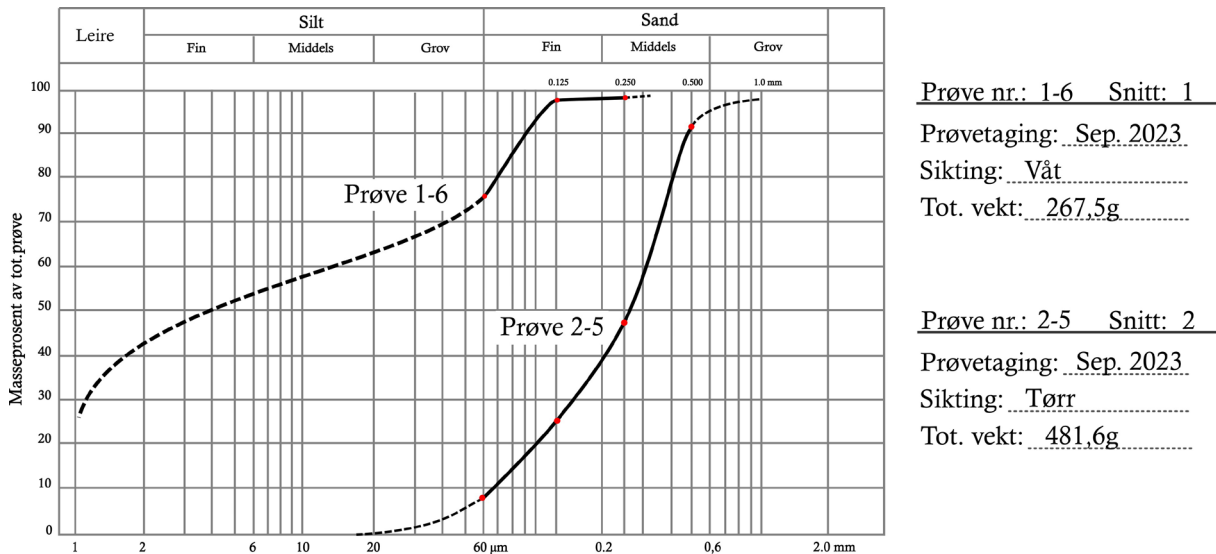


Figur 5.12: Forslag til en mulig oppbygning av sedimentologien og stratigrafien i den undersøkte løsmassen i Svarthammarhola. Profilet er orientert 25°N forbi snittene, men vinkler mot referansepunkt 2 etter dette. For tegnforklaring se figur 5.4. Spørsmålstejn viser til områder hvor det er større usikkerhet knyttet til sedimentets faktiske karakter.

5.4 Partikkelanalyser

Av partikkelanalyser er det gjort to kornfordelingsanalyser og fire steinanalyser. De to kornfordelingsanalysene er brukt til å korrelere kornstørrelse i sedimentloggene. Kurvene fra analysene kan leses av i figur 5.13. *Prøve 1-6* er fra finsedimentfacies i snittvegg 1, og viser at 75% av prøva er silt og leire. Denne viser betydelig mer finmateriale enn *Prøve 2-5* fra en sandfacies i snittvegg 2, som består av 30% fin sand og 50% medium sand.

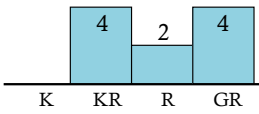
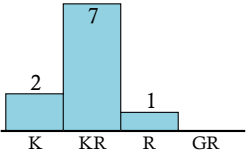
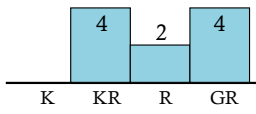
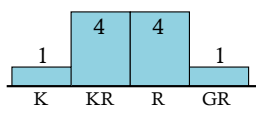




Data om vekt og prosentandeler for de to sikteprøvene er lagt ved i Vedlegg B.



Figur 5.13: Kornfordelingsanalyse av to prøver. «Prøve 1-6» er en finsedimentfacies fra Snittvegg 1 og viser at 75% av prøva er silt og leire. «Prøve 2-5» er fra en sandfacies i snittvegg 2 og viser at 50% av prøva er medium sand. Stiplede linjer er en teoretisk fordeling av prøvenes masse som havnet over- eller nedenfor siktens største og minste maske

De tre steinanalysene fra snittvegg 1 og 4 er beskrevet i sine respektive sedimentlogger. I tabell 5.2 kan disse ses i sammenheng med steinanalysen på de ti største steinene i topplaget for hele løsmassen. Alt innhentet materiale i de fire prøvene er lagt ved i Vedlegg C. Blant de ti største steinene som dekte løsmassen, er gjennomsnittlig rundingsgrad «rundet». Ingen av de ti partiklene er kantet. Gjennomsnittlig diameter er 20,3 cm. Dersom det antas at de rundete partiklene er fraktet fluvialt indikerer Hjulstrøms diagram (figur 3.2) at partikler av denne størrelsen er fraktet på en hastighet >150 cm/s. Gjennomsnittlig diameter og strømningshastighet fra denne prøven er høyere enn de andre tre.

Tabell 5.2: Sammenligning over de fire steinanalysene som er utført i løsmassen. Hver prøve er utført på de ti største partiklene i sitt område.

Lokalitet Parameter	Topplag (Hele løsmassen)	Snittvegg 1 (5-15 cm under topplag)	Snittvegg 1 (20-30 cm under topplag)	Snittvegg 4 (Topplag)
Histogram				
Gjennomsnittlig rundingsgrad	Rundet	Kantrundet	Rundet	Kantrundet/Rundet
Gjennomsnittlig diameter	20,3 cm	4,3 cm	10,0 cm	14,9 cm
Foto				

For snittvegg 1 (5-15 cm under topplag) ser vi at den gjennomsnittlige diameteren for partiklene er 4,3 cm. Dette er det laveste gjennomsnittet funnet i lag som har stein, og det betyr at de største partiklene i dette laget både er stein og grus. Ingen prøver fikk en gjennomsnittlig diameter mindre enn det som regnes som stein, altså 6,2 cm.

6 Diskusjon

I Svarthammarhola er det funnet sedimenter med stor variasjon av kornstørrelse og sortering. Variasjonen inkluderer blant annet store nedfallsblokker, diamikton, marleiker og forekomster av laminert leire. I dette kapitlet blir det diskutert hvilke avsetningsmiljøer som har formet de observerte facies. Lag av facies blir deretter korrelert med forekomster i de andre snittveggene. Dette danner utgangspunktet for en illustrert profil av løsmassen. Ved å studere profilet vil det bli gjort en helhetlig tolkning av hva sedimentet kan indikere om tidligere miljøhistorie i området rundt grotta.

6.1 Type avsetning

I Svarthammarhola er det avdekt store forekomster av finkornede sedimenter, leire og silt. Etter klassifiseringen av klastiske grottesedimenter (figur 3.4) defineres disse finkornede, godt sorterte avsetningene som lavstrømsfacies. Dette er en avsetning som, ifølge klassifiseringen, har tilnærmet stillestående vann som avsetningsmiljø. Dette støttes også av Hjulstrøms diagram (figur 3.2) som indikerer at silt-partikler avsettes når strømningshastigheten avtar til $<0,3$ cm/s og leir-partikler på en strømningshastighet $<0,1$ cm/s. Det må altså vært tilnærmet stillestående vann i Svarthammarhola som kan ha forårsaket en slik avsetning. I taket av grotta, over avsetningen, er det forekomster av konkresjoner. Det antas at forekomster av disse kjemiske utfellingene må ha skjedd i vann, noe som derav kan skyldes et forhøyet grunnvannspeil over lang tid. Det er altså stor sannsynlighet for at løsmassen i Svarhammarhola er avsatt under et forhøyet grunnvannspeil i grotta.

Det er tre faktorer som kan forårsake et slikt forhøyet vannspeil i grotter (f.eks. Kilhavn, 2017; Nese, 1996):

- i. Berggrunn
- ii. Havnivå
- iii. Iskontakt

Dersom det forhøyede vannspeilet i Svarthammarhola skyldes berggrunn, må sedimentet være fra en periode hvor morfologien på nedre grotteinngang har vært annerledes eller tettet av rasmateriale. I dag er nedre grotteinngang et effektivt dreneringsutløp, og en vannstand opp til høyden av utgangen når ikke opp til sedimentet plassering. Det er svært lite sannsynlig at sedimentet er bevart fra tiden før dagens grottemorfologi i Svarhammarhola. Det er også usannsynlig at rasmateriale kunne skapt en lik demmende effekt som den fullstendige blokkeringen som må ha vært i Svarthammarhola. Marin grense i dalen er estimert til 120 moh. (figur 2.5), noe som ikke når laveste grotteinngang på 245 moh. Den mest sannsynlige årsaken til et forhøyet vannspeil i Svarthammarhola må derfor være iskontakt. Ved iskontakt kan isen

hatt en demmende effekt på grotta. Basert på tykkelsen av finkornede avsetninger kan det antas at det oppdemmede vannet har vært stagnert i lange perioder. De finkornede avsetningene i Svarhammerhola antas derfor å være en bresjøavsetning fra da grotta var fylt av vann på grunn av iskontakt.

Bresjøsediment er ikke uvanlig i grotter i Nordland. Det samme er identifisert i Storsteinshola i Kjølpsvik (Nese, 1996), Grønli-setergrotta i Rana (Hestangen, 2005), Sirijordgrotta i Vefsen (Valen et al., 1997), og Lapphullet og Larshullet i Rana (Kilhavn, 2017). I de tre førstnevnte grottene er sedimentet datert til å være avsatt under siste istid. Det er funnet lignende forekomster av laminerte bresjøsedimenter i to brenningshuler i Norge: i Hamsundhelleren (Valen et al., 1996) og Skjonghelleren (Larsen et al., 1987). Dette er ikke grotter, men hellere: grunnere hulrom hvor sollyset kan trenge inn i hele hulen. Ettersom de bare har én inngang, kan de ikke ha gjennomstrømning, slik som et karsthule oftest vil ha. Selv om formasjonene er ulike Svarthammarhola, er sedimenter i hellerene antatt å være avsatt under bredemte forhold. I Hamsundhelleren er laminert leire korrelert til «Laschamp excursion» 43 000 – 47 000 år før nåtid og «The Lake Mungo excursion» 28 000 år før nåtid. I Skjonghelleren er laminert leire datert til 12 500 og 30 000 år siden, korrelert til siste istids maximum.

Mengden tilført sediment og variasjonen i partikkelstørrelse i Svarthammarhola indikerer en betydelig sedimenttilførsel, samt tidvis høye strømningshastigheter som kan ha fraktet kornstørrelser av sand, grus og stein. Bilvaskanalogien (figur 3.3) viser at størrelse på en isbre og dens responser på klimaet kan i stor grad påvirke de hydrauliske forholdene i en grotte med iskontakt (Lauritzen, 2010). Det tas utgangspunkt i at denne analogien beskriver den glasiale påvirkningen på de hydrauliske forholdene i Svarthammarhola:

- a) Et fullt isdekke med brefronten til kontinentalskråningen vil gi svært langsom vannbevegelse i Svarthammarhola.
- b) Ved deglasiasjon ligger inngangene til Svarthammar innenfor ablasjonsområdet til breen og mottar smeltevann.
- c) Inngangene til Svarthammarhola ligger i brefronten mottar store mengder smeltevann.
- d) Brefronten ligger øst for Svarthammarhola, og grotta mottar ikke smeltevann.

Med denne analogien antas variasjoner i kornstørrelse og sortering i sedimentet i Svarthammarhola å være responser på glasiale forhold som har forårsaket iskontakt og oppdemming av vann.

Avsetningen som er undersøkt i Svarthammarhola fyller den sørlige siden av grottekanalen. Sedimentet ligger som en forhøyning over grottegulvet, som ellers er dekket av fallblokker. Høydeforskjellen fra det øverste punktet i løsmassen på sørlige side til laveste punkt langs nordveggen er 11 m (figur 2.3). I enkelte andre lokaliteter i grotta er det forekomster av

løsmasser som også ligger høyere enn det omliggende blokkdekte gulvet. I en vannfylt grottekanal ville bresjøavsetninger mest sannsynlig blitt avsatt jevnt over hele grottegulvet, fremfor på avgrensede steder ved ulikt høydenivå inni grotta. Etter avsetning har derfor store deler av løsmassene antageligvis blitt erodert vekk. Med dagens grottemorfologi er det lite sannsynlig å få elveløp av denne størrelsen på grunn av mangel på tilstrekkelig tilsig av vann og størrelsen på øvre grotteinngang. Dagens grotteinngang er under 2 m høy, men denne inngangen har vært mye større. Fra det laveste referansepunktet ved løsmassen kan man antageligvis følge grottegulvet, under fallblokker, ut inngangen (S.-E., Lauritzen, personlig kommunikasjon, 08.05.2024). Ettersom inngangen ligger høyere enn løsmassens høyere punkt gir dette en minimum diameter til inngangen på over 13 m. Store mengder vann kan ha strømmet inn her og erodert vekk sediment før ras fra overflaten stengte inngangspartiet. Det antas derfor at store deler av sedimentet i Svarhammarhola er erodert vekk, og at dette skyldes kort- eller langvarig fluvial erosjon fra da grotteinngangen var større enn i dag. Muligens fra situasjon b eller c i bilvaskanalogien (figur 3.3).

6.2 Vurdering av profil av løsmassen

Det er knyttet stor usikkerhet til profilet av løsmassen (figur 5.11 og figur 5.12). Snittene avdekker kun løsmassens lagdeling i de øverste meterne av den minst 11 m dype løsmassen. Det er stor sannsynlighet for at løsmassen har flere lag enn de som er avdekket i snittene. I tillegg er det usikkert hvorvidt lagene i løsmassen faktisk korrelerer eller ikke. Tolkningen av lagenes utstrekning forutsetter at de følger fallretning og fall fram til de naturlig kuttet av løsmassens overflate eller er fraværende i nærliggende lag. Vurderinger av korrelasjoner, diskontinuitet og eventuelle mangler i profilet blir diskutert i kapitlene nedenfor.

6.2.1 Korrelerende sedimentlag

Det er flere sedimentlag som antas å korrelere med hverandre (figur 5.11). Dette baserer seg på overlappingen som forekommer mellom facies forutsett at lagene har kontinuerlig utstrekning.

Cl utgjør det nederste laget i snitt 1, 2 og 3. Det anses som høyst sannsynlig at disse er en del av det samme laget. Dybden på leira er derimot svært usikker.

Cl(f) og Ck kan korreleres mellom snitt 3 og 4. Lagene har omtrentlig lik helning og tykkelse, samtidig som de ligger i nærheten av hverandre.

Sl i snitt 2, 3 og 4 kan korreleres med hverandre. Selv om tykkelsen på forekomstene er svært ulik indikerer fallretning og fall at de kan henge sammen.

Topplag av diamikton i alle snitt antas å være en del av samme avsetningsmiljø. Topplaget dekker hele avsetningen, har tilnærmet lik sorteringsgrad og tykkelse. Det er likevel noe

variasjon i forekomster av steiner i det diamiktiske topplaget. Dette kan skyldes at noen snitt tilfeldigvis ligger utenfor umiddelbar nærhet til steiner.

6.2.2 Diskontinuitet

Mellom snittene er det flere sedimentlag som viser tegn til å være diskontinuerlige (figur 5.11). Dette observeres når sedimentlag ikke observeres blant sideliggende snitt, selv om helningen på lagene tilsier dette.

Det er ikke mulig å korrelere noen lag fra snitt 2 til snitt 1, med unntak av topplaget. Lag av silt og leire som finnes i snitt 2 er ikke synlige i snitt 1. Helningen på lagene av silt og leire i snitt 2 tilsier at disse burde vært synlige i snitt 1, dersom de hadde vært kontinuerlig. I tillegg stemmer ikke det nederste laget av leire overens: nederst i snitt 2 er det C1 og i snitt 1 er det Cm. På grunn av ulikheten mellom snittene antas det at sedimentet i hver av de er avsatt på ulikt tidspunkt. Ettersom leir- og siltlagene i snitt 2 kuttet av sandfacies i snitt 1, er trolig sedimentet i snitt 1 yngst og har erstattet det sedimentet som lå der tidligere. Sedimentet i snitt 1 er antageligvis fylt inn i en åpen kanal i løsmassen, som er dannet etter en erosjons-hendelse. Dette inntrykket forsterkes av den store deformasjonen som ble funnet i snittvegg 2 (figur 5.7), som kan ha falt ned i en slik kanal. I grotter er det vanlig at avsatt sediment gjentatte ganger blir re-suspendert eller erodert av nye vannstrømmer (figur 3.1). Sterke vannstrømmer anses som den mest sannsynlige hendelsen som kan ha erodert vekk denne mengden materiale. Det antas at mangelen på korrelasjon mellom snitt 1 og 2 skyldes en elvenedskjæring langs sørveggen, og at sedimentet avsatt i snitt 1 er avsatt senere enn sedimentet avdekket i snitt 2, 3 og 4.

De to nederste lagene av Sm i snitt 4 er ikke observert i snitt 3. Det antas at sedimentlagene er diskontinuerlige og faser ut før snitt 3.

De øverste lagene av diamikton i snitt 1 er ikke observert i de andre snittene. Dette kan ha to årsaker: lagene av diamikton kan være avsatt over hele løsmassen, men er deretter delvis erodert vekk. Lagene med diamikton kan også kun være avsatt over snitt 1. Det sistnevnte antas som lite sannsynlig. Ettersom diamikton i snitt 1 er den høyestliggende avsetningen i Svarthammarhola er det grunn til å anta at prosessene som flyttet sedimentet hit også har påvirket større deler av grottekanalen. At deler av lagene er borte kan skyldes erosjon i etterkant, fra fluviale prosesser, ferdsl, eller begge.

6.2.3 Materialet under snittene

Det er en enorm del av løsmassen som ikke er avdekt i snittveggene. Løsmassen har en minimum tykkelse på 11 m, og de fire snittene har en dybde mellom 1,4 og 2,3 (figur 5.11). Det er knyttet en stor usikkerhet til hvilket materiale som ligger under leiren som alle snittene avslutter i.

Gulvet av grottekanalen, under løsmassen, består trolig av fallblokker fra taket. Like forekomster av blokk-dekkede gulv ser man i grottekanaler som *ikke* er fylt med løsmasser. Det anes som svært lite sannsynlig at fallblokkene under løsmassen er fjernet før løsmassen ble avsatt.

Overgangen mellom fallblokker og leiren avdekket nederst i alle snittene er usikker. Dette er et stort område i løsmassen som ikke er avdekt, og det er ikke observert noen tegn i felt som kan indikere hva som ligger i dette området. Det anses som høyt sannsynlig at området kan ha innslag av andre facies. I litteraturen blir både kanalfacies og diamiktonfacies nevnt som materiale som kan forekomme under leire eller som nederste facies i lagrekker. Bosch og White (2004) forteller at lavstrømsfacies ofte blir avsatt som det siste laget over kanalavsetninger. Ford og Williams (2007) trekker diamikton frem som en facies som ofte utgjør den nederste facies av sedimentære lagrekker i grotter. Det er usikkert om dette er tilfellet i Svarthammarhola, men ettersom det ikke er avdekt andre facies er leire illustrert ned til fallblokkene.

Overgangen mellom elvededskjæringen i snitt 1 og underliggende massiv leire er usikker. Ettersom det antas at sterke vannstrømmer har erodert vekk det opprinnelig materialet ned til leire, ligger det sannsynligvis omfordelt leire, muligens Cl(f) eller Ck, i denne overgangen.

6.3 Finsedimentfacies

Leire i Svarthammarhola forekommer som Cm, Cl, Cl(f) og Ck. Silt i Svarthammarhola forekommer som Sim og Sil. De mest distinkte kjennetegn på en bresjøavsetning er avsetninger bestående av godt sortert silt og/eller leire (Jansson et al., 2005).

6.3.1 Massiv- og laminert leire

Massiv leire (Cm) og laminert leire (Cl) er finkornede og godt sorterte lag i sedimentet. Med utgangspunkt i klassifiseringen av grottesedimenter (figur 3.4) er Cm og Cl en lavstrømsfacies, noe som indikerer at det er transportert ved suspensjon. Cm er bare funnet i snittvegg 1, som det nedre laget. På bakgrunn av sorteringsgrad og tykkelse antas det at denne avsetningen representerer en periode med svært stabile forhold av stillestående vann med strømningshastighet <0,1 cm/s. Med utgangspunkt i bilvaskanalogien (figur 3.3), er dette analogt med situasjon a, hvor brefronten når kontinentalskråningen og skaper stagnerende vannstrømmer i grotta.

Cl finnes i snittvegg 1, 2, og 3. At leiren er laminert tyder på pulserende tilførsel av grovere finmateriale og at det kan være sykliske sesongvariasjoner, som varv. Smelting av is på sommerhalvåret tilfører smeltevann og sediment i grotta og avsetter et lag grovere sediment. Om vinteren avtar denne tilførselen, og stagnerende strømningshastigheter fører til avsetning

av leire. Laminering kan også forekomme ved en endring i dreneringsretning. Dreneringsretningen, eller strømningsretning, i en vannfylt grotte med iskontakt blir bestemt av helningen på breoverflaten (Lauritzen, 2010). Dersom helningen av breoverflaten har overgått Svarthammarholas helning, vil trykkgradienten øke, og dette kan snu strømningsretningen fra nedadgående- til oppadgående. I skiftet mellom strømningsretningene er vannet stagnert, og denne strømningshastigheten kan avsette svært finkornede partikler, som leire. Grovkornede lag kan bli avsatt når strømningsforholdene øker. For å få laminerte enheter må det vært sykliske skift av strømningsretning over lengre perioder. Antageligvis har begge avsetningsmiljøene på ulik tid påvirket sedimentasjon i Svarthammarhola og avsatt Cl. Det er ikke identifisert hvilke deler av Cl som korreleres med de to avsetningsmiljøene. I forhold til bilvaskanalogien samsvarer Cl med situasjon a: full glasiasjon (figur 3.3).

6.3.2 Fragmentert laminert leire

I de to tilfellene av fragmentert laminert leire (Cl(f)) er det målt en relativt stor helning på lagene: 080/20 i Snittvegg 3 og 050/30 i Snittvegg 4. Fragmentene er kantet noe som tyder på kort fraktavstand og minsker sannsynligheten for fluviale forhold som kunne rundet fragmentene. Glasiøle innsjøsedimenter som inneholder fragmenter av denne størrelsen kan indikere at sedimentasjonen er påvirket av rasprosesser (Jansson et al., 2005). Dette inntrykket forsterkes av at fragmentene ligger i tilfeldige retninger. Fragmentene i Cl(f) er laminerte og ligner på underliggende Cl. Cl(f) tolkes derfor til å være en sekundær avsetning som rasmateriale av opprinnelig Cl.

Cl(f) har ett tilfelle av skarp undre grense og én gradvis til Cl. I tilfellet med skarp undre grense (figur 5.8) ser det ut til at det fragmenterte laget har sklidd på underliggende Cl. Det kan stilles spørsmål ved hvorfor denne grensen var skarp, og at raset bare har påvirket deler av Cl. Mellom fragmentene i Cl(f) er det silt. Underliggende Cl har svært få innslag av siltige lamina. Det kan derfor antas at Cl(f) har hatt en ustabil struktur med større innslag av silt, som har gjort det mer utsatt for ras enn bedre sorterte underliggende leirfacies.

I begge tilfeller av Cl(f) har overliggende lag Ck gradvis undre grense. Det er ukjent om Ck er relatert til rashendelsen av Cl(f). Over Ck ligger Sil og Sl i hver sine snittvegger. Disse ser ikke ut til å være påvirket av omveltningen som har skjedd i de underliggende lagene, og Sil og Sl har derfor antagelig blitt avsatt etter rashendelsen. Det er flere hendelser som kan ha forårsaket et ras av karakteren til Cl(f).

- i. Helningsgrad
- ii. Stress fra fallblokker
- iii. Stress fra sterke vannstrømmer
- iv. Frostsprengning

I dag har laget med Cl en stor helning, og dette kan ha sammenheng med overliggende Cl(f). Cl kan ha blitt avsatt med stor helningsgrad, for eksempel dersom den draperte et bratt underlag. Helningen kan også økt etter laget ble avsatt. En slik situasjon kan ha oppstått da sedimentet på motsatt side av grottekanalen ble erodert vekk. Dette materialet kan ha støttet løsmassen til en stabil struktur, og fraværet av dette kan ha ført til utglidning av alle lagene i avsetningen. Det er ikke gjort en endelig konklusjon på årsaken til den bratte helningen. Raset av Cl kan være utløst spontant på grunn av tyngdekraft i den bratte helningen. Likevel kan det antas at raset kan være utløst av andre hendelser. Selv om det er ukjent hvorvidt helningsgraden var utløsende for raset, antas det at helningsgraden har vært en medvirkende faktor i raset av Cl til Cl(f).

Stress forårsaket fra fallblokker kan ha vært en utløsende årsak for et ras av Cl. Blokker som har falt fra taket kan ha tilført nok energi ved nedslaget til å fragmentere sedimentet eller skyve Cl til et ras. Det er ikke funnet blokker i snittene vi har gravet ut, med unntak av blokker oppå løsmassen. Ettersom lag med Sil og Sl over Cl(f) ikke er påvirket av underliggende ras, er det også lite sannsynlig at rasblokker på toppen av løsmassen er årsaken til fragmenteringen. Dersom fallblokker har forårsaket ras må disse derfor ligge under Sil og Sl. Det ble ikke funnet slike blokker i snittene. Det ble heller ikke observert abnormaliteter på sedimentets overflate som indikerer blokker under 30-50 cm sand og silt. Det antas lite sannsynlig at fallblokker har utløst ras av Cl.

En annen utløsende årsak for et ras av Cl kan ha vært stress fra sterke vannstrømmer. Vannstrømmer i Svarthammarhola kan oppstå i forbindelse med tilførsel av smeltevann eller en plutselig drenering av den vannfylte grotta. Fragmentene i Cl(f) er kantet. Derfor må vannstrømmen antageligvis hatt minimal erosjon på fragmentene. I en drenering av grottekanalen kan dette skje dersom dreneringen har vært kortvarig. En kortvarig drenering av en vannfylt grotte har derimot sannsynligvis vært svært energifull, noe som kan ligne et jøkulhlaup. I Svarthammarhola kan et jøkulhlaup ha forekommet når ablasjonsområdet til isdekket åpner blokkeringen til den nedre grotteinngangen. Den nedre grotteinngangen er nedstrøms for den naturlige dreneringsretningen. Dersom grotta er vannfylt, og isen smelter og frigjør denne dreneringsmuligheten vil det oppstå et jøkulhlaup: en kraftig, men kortvarig, tapping. En hypotese om et jøkulhlaup blir imidlertid svekket av Cl(f) sin skarpe undre grense til Cl. En hendelse av karakteren til et jøkulhlaup ville antageligvis laget en erosiv grense, og kunne også fraktet vekk fragmentene i Cl(f). En langsom drenering er også noe usannsynlig. Dette fluviale miljøet ville trolig påført langvarig erosjon på fragmentene. Avsetningen av Cl(f), med kantede fragmenter og skarp undre grense, framstår ikke forenelig med det forventede avsetningsmiljøet forårsaket av en drenering av en vannfylt grotte.

Cl(f) er avdekket 4 m lavere enn det høyeste punktet i løsmassen, og 7 m høyere enn grottegulvet. I motsetning til en drenering av grotta, som kan påføre fluvial erosjon på hele

løsmassens overflate, kan strømmende smeltevann påføre erosjon på lavere deler av løsmassen. Dette avhenger av elveløpets vannstand og plassering. Dersom løsmassens høydeforskjell til grottegulvet er lik som i dag, kan et tidligere elveløp langs grottegulvet erodert løsmassen uten å påvirke Cl(f) der den er eksponert i snittvegg 3 (figur 5.9) og 4 (figur 5.10). Ved ablasjon kan isoverflaten synke til Svarthammarholas grotteinnganger og resultere i stor tilførsel av smeltevann. Breelven som blir dannet kan ha erodert vekk støttende materiale i nedre del av Cl eller fragmentert nederste lag av Cl. Denne instabiliteten kan ha forplantet seg oppover og forårsaket et ras. Dette kan forklare omveltningen på de kantede fragmentene. I bilvaskanalogien (figur 3.3) samsvarer dette med situasjon c.

Fragmentering av Cl kan ha gjort laget ustabil og forårsaket et ras. Fragmentering kan ha skjedd ved frostsprengning. Frostsprengning i sedimenter kan føre til vertikal oppsprekking. Sammen med lagenes horisontale laminering kan dette føre til en tredimensjonal fragmentering. En slik frostsprengning og fragmentering av laminert leire er observert i Hamsundhelleren (Valen et al., 1996). Dette er ikke en grotte, men en heller, og vil ikke ha vanngjennomstrømming på lik måte som i Svarthammarhola. Selv om morfologien er ulik er også sedimentene i Hamsundhelleren antatt å være avsatt under glasiøse forhold. De frostsprengte fragmentene hadde diameter opp til 4-5 cm. Lag av slik tekstur var opp til én meter tykke og viste tegn til oppfining oppover. Til tross for fragmentering var laminaene bevart som horisontale lag i hele avsetningen. Det har altså ikke vært en omorganisering, slik som rasmaterialet i Svarthammarhola. Dette kan skyldes at lagene av laminert leire i Hamsundhelleren ikke har hatt samme helningsgrad som i Svarthammarhola. I Hamsundhelleren kan også frostsprengningen ha fortsatt kontinuerlig, samtidig som strukturen på det finkornede sedimentet er intakt. Dette kan forklare den lille diameteren på fragmentene i Hamsundhelleren.

Ut fra størrelsen på fragmentene i Cl(f) er det få tegn til gjentagende fragmentering. Dersom frostsprengning er den utløsende faktoren for et ras i Svarthammarhola, har forholdene for gjentagende frysing sannsynligvis vært kortvarig. I Hamsundhelleren er forekomster av fragmentert laminert leire forbundet med isfrie forhold (Valen et al., 1996). I Svarthammarhola kan frostsprengning anses som en kortvarig isfri periode rundt Svarthammarhola.

Det er mest trolig at ras av Cl i Svarthammarhola skyldes fragmentering fra frostsprengning eller stress fra vanngjennomstrømninger i grotta. Begge disse avsetningsmiljøene representerer perioder med deglasiasjon fra da smeltevann rant gjennom grotta, eller i etterkant da den var tømt. Det samsvarer med situasjon c eller d i bilvaskanalogien (figur 3.3).

6.3.3 Granulert leire

Granulert leire (Ck) forekommer som lag over andre leirfacies, Cm, Cl og Cl(f), med undre gradvis grense. I ett tilfelle, i snittvegg 1, forekommer Ck som med skarp undre grense til Sim. Forekomsten av Ck har både angulære og rundete granulat, av ulikt mengdeforhold. Granulatene som er rundet har en diameter opp til 1 cm og indikerer fluvial transport. Dersom det tas utgangspunkt i Hjulströms diagram kan en diameter på 1 cm antas å bli avsatt på strømningshastigheter <math><11,5 \text{ cm/s}</math> (figur 3.2). Det er knyttet stor usikkerhet rundt dette estimatet, ettersom Hjulströms diagram tar utgangspunkt i partikkelstørrelse på kvartskorn (Boggs, 2001) og ikke granulat. Ck fremstår som delvis sortert med variert effektiv partikkelstørrelse. Ck klassifiseres derfor som kanalavsetning fraktet med bunntransport i strømmende vann. Forholdet mellom angulære og rundede partikler indikerer lite erosjon, og kan skyldes kort transport materialets opphavskilde. Ck tolkes til å være en sekundær avsetning fra underliggende leirfacies.

Det er funnet lignende forekomster av granulert leire i to brenningshuler i Norge: Hamsundhelleren (Valen et al., 1996) og Skjonghelleren (Larsen et al., 1987). Granulert leire i Hamsundhelleren, som forklart i kapittel 6.3.2 *Fragmentert laminert leire*, er ulik ved at frostsprengningen har laget kantede fragmenter og bevart en laminert struktur i opphavsmaterialet. Avsetningen av Ck har antageligvis ikke vært dannet fra frostsprengning.

I Skjonghelleren forekommer granulert leire som øverste del av laminert leire. Lag av granulert leire har tykkelse opp til 10 cm og erosiv undre grense. Diameter og rundingsgrad på granulatene er ikke direkte beskrevet i artikkelen fra 1987, men i sedimentloggen (Larsen et al., 1987, figur 6, s. 273) blir leirgranulatene som utgjør laget «Granulated clay» kalt «*smaller clasts of clay*» og symbolisert som sirkler, halvparten så store som symbolet for «*clasts of clay. Max size ca. 5 cm*» engelsk). Ut fra dette antar jeg at granulatene i Skjonghelleren er rundete med omtrentlig diameter på 2 cm. Dette ligner leirgranulatene som utgjør Ck i Svarthammarhola.

Lag av granulert leire i Skjonghelleren er tolket til å være formet av smeltevann fra deglasiasjon, som har erodert og omfordelt laminert leire. Den fluviale prosessen har ført til at leirlagene har erosiv undre grense. I Svarthammarhola er undre grense tolket som gradvis. Det er likevel mulig at undre grense kan være erosiv. Dette kan ha skjedd dersom underliggende leire har sprukket opp og blitt fylt av rundete leirgranulat, og laget en utydelig erosiv undre grense. Ck i Svarthammarhola tolkes til å være fluvialt erodert av smeltevann fra deglasiasjon, som situasjon b eller c i bilvaskanalogien (figur 3.3). Ck er derfor en kanalfacies med allohton leire som opphavsmateriale.

I snittvegg 1 har Ck skarp undre grense mot Sim. Laget består av ca. 70% rundete granulater. Dette kan skyldes lengre fraktavstand fra andre leirforekomster i grotta, eller fordi erosjonen har forgått ned til bunnen av leirlaget som er kildeavsetningen.

6.3.4 Massiv- og laminert silt

I snittveggene opptrer silt både som massiv silt (Sim) og laminert silt (Sil). Det antas en strømningshastighet $<0,3$ cm/s (figur 3.2) for å få avsetninger av kornstørrelsen til silt. Dette er noe høyere enn for leire, men begge strømningshastighetene assosieres med nærmest stillestående vann. Ettersom Sim og Sil er godt sortert finmateriale anses de som lavstrømsfacies, og materialet er derfor trolig fraktet med suspensjon.

Siltfacies representerer perioder med økt tilførsel av siltig sediment og strømningshastigheter som tillater silt til å avsettes. Økt tilførsel av silt i grotta kan skyldes en periode hvor dette har vært mer tilgjengelig i kildeområdet. Avsetningsmiljøet kan være påvirket av høyere strømningshastigheter i forbindelse med økt vanngjennomstrømning ved tilførsel av smeltevann og dreneringsmuligheter. Sim er bedre sortert enn Sil, og disse faktorene antas å ha vært mer stabile i periodene Sim har blitt avsatt enn Sil. I Skjonghelleren (Larsen et al., 1987) ble et lignende avsetningsmiljø tilknyttet laminert silt. En isbrekant i nærheten av helleren kunne forårsake mer variabel sedimenttilførsel og høyere strømningshastigheter i helleren. Dette gjenspeilete seg som laminering i silten. På bakgrunn av dette er det sannsynlig at Sil i Svarthammarhola er avsatt i en periode med mindre avstand til brekanten enn Sil. Med utgangspunkt i bilvaskanalogien (figur 3.3) samsvarer likevel avsetningen av både Sim og Sil med en brefront ved kontinentalskråningen, situasjon a, som skaper langsom vannbevegelse i grotta eller en større nærhet til ablasjonsområdet, som situasjon b.

I siltfacies er det gjort funn av det som tolkes til å være gipslag og -kuler. Sedimentasjon av gips i grotter skjer oftest ved fordampning av sulfatholdig porevann (White, 2007), eller i mer sjeldne tilfeller hvor gips er skilt ut på grunn av lave temperaturer (Bögli, 2012). I Svarthammarhola har sulfat blitt tilført vannfasen gjennom oksidering av pyritt, antageligvis fra glimmerskifer eller hornblendeskifer, som er sidebergarten til marmor i Mefjellet. I Larshullet (Kilhavn, 2017) er det også gjort funn av gips i finkornet sediment. Disse forekomstene var nålformet i leire. Disse avsetningene er tolket til å være utfelt ved fordampning, da grotta var luftfylt etter deglasiasjon. Det kan antas et lignende avsetningsmiljø for gips i Svarthammarhola. Under perioder med brefront bak Svarthammarhola kan sulfatholdig porevann ha fordampet, og ført til utfelling av gipslag eller -kuler. Dette er analogt med situasjon d i bilvaskanalogien (figur 3.3). Det bør likevel understrekes at det ikke er gjort tester for å bekrefte at forekomsten er gips, men det baserer seg på tolkninger gjort visuelt i felt.

6.4 Sandfacies

Sandfacies opptrer som massiv sand (Sm) og laminert sand (Sl) med partikkelstørrelse mellom 0,06 og 0,6 mm. Avsetningene er godt sortert, og på grunn av en middels kornstørrelse kategoriseres de som kanalfacies – en facies som er fraktet ved bunntransport. I Hjulströms diagram antas det at transport av denne kornstørrelsen kan skje ved en strømningshastighet $>0,03$ cm/s, mens deposisjon kan skje ved $<4,0$ cm/s. Sand i løsmassen er derfor antagelig fraktet med strømmende vann. I en bredemt grotte er dette avsetningsmiljøet sannsynligvis knyttet til perioder med deglasiasjon og økt tilførsel av smeltevann og sandig sediment. Dette samsvarer med situasjon b og c i bilvaskanalogien (figur 3.3). Den samme tolkningen er gjort i Lapphullet og Larshullet, hvor sand er tolket til å være glasifluviale avsetninger i forbindelse med deglasiasjon (Kilhavn, 2017).

Det er en forekomst av massiv sand med deformasjon (Sm(def)) i Svarthammarhola. Deformasjonen er et vertikal laminert silt- og leirfragment. Dette fragmentet er mest sannsynlig fra en annen del av løsmassen, og har veltet fra horisontal til vertikal laminering. Strømningshastigheten for sand er ikke sterk nok til å frakte et fragment av denne størrelsen. Det antas derfor at segmentet kan ha falt, eller rast, fra et annet sted i løsmassen.

De fleste forekomster av marleiker er i forbindelse med sandfacies. Dannelse av marleiker kan skje når porevann varmes opp, og kalsitt utfelles fra kalkmettet proevann (Lauritzen, 2010). Derfor indikerer forekomster av marleiker varmere perioder og deglasiasjoner. Marleikene forekommer oftest i sand, som er avsatt i situasjon b eller c (figur 3.3), og dette stadiet av den glasiiale syklusen kan være riktig miljø for dannelse av marleiker.

6.5 Diamiktonfacies

Diamiktonfacies er dårlig sorterte med et stort sprik av kornstørrelser. I Svarthammarhola forekommer diamikton som matriksbåren massiv diamikton (Dmm) og matriksbåren sandig diamikton (D(S)mm). Diamikton er en type facies som kan være tilknyttet mange ulike avsetningsmiljøer (Ford & Williams, 2007). Denne avsetningstypen er oftest dannet av løsmasseskred eller ved suspensjon av hele avsetninger som har blitt oppvirvlet i energirike strømningshastigheter. Løsmasseskred kan forekomme i luftfylte grotter og under vann (Bosch & White, 2004; Ford & Williams, 2007). I Svarthammarhola er diamikton funnet som topplaget i alle snittveggene, i tillegg til to lag diamikton dypere i snitt 1. Topplaget i alle snittene antas å være en del av samme avsetning, noe som blir foreslått i 6.2.1 *Korrelerende sedimentlag*. Det er derfor tre avsetninger av diamikton som i dette kapittelet blir korrelert med mulige avsetningsmiljøer.

Avsetningsmiljøet til diamikton i Svarthammarhola kan skyldes et løsmasseskred eller avsetning av suspendert materiale av ulike kornstørrelser. Med dagens fordeling av løsmasser i

Svarthammarhola er det lite sannsynlig å få et løsmasseskred over løsmassen. I dag er øverste punkt av løsmassen betraktelig høyere enn områdene rundt, og 11 m høyere enn det laveste punktet. Et løsmasseskred ville sannsynligvis rast med tyngdekraften nedover. I dag er det ikke overliggende kildemateriale for et slikt ras. Den eneste muligheten er derimot at skredet kan være fra en periode med annen fordeling av løsmasser inni grotta. For diamikton i snitt 1 er dette lite usannsynlig. Lagene er kun funnet i snitt 1, og med en tykkelse på 20 cm anses det lite sannsynlig å ikke finne et liknende lag i snittet 2 m bortenfor. Topplaget av diamikton dekker hele løsmassen. Dette materialet er derfor antageligvis avsatt etter at løsmasser omkring dette er fjernet. Dette forutsetter at hele topplaget er avsatt under samme hendelse. Det er gjennomført rundingsanalyser av de største partiklene i lag diamikton. Alle disse analysene viser at partiklene i noe grad er erodert, enten som kantrundet eller rundet (tabell 5.2). Dette kan være fra fluvial erosjon før partiklene er avsatt, eller i sammenheng med frakt av dem. Gjennom analyse av finsedimentfacies og sandfacies er det vist at Svarthammarhola i stor grad har vært påvirket av fluviale avsetningsmiljøer, som både har ført inn leire og hatt kraft til å erodere vekk store mengder løsmasser ved den nordlige grotteveggen. Løsmasseskred anses derfor som mindre sannsynlig enn alternativet om fluvial avsetning av diamikton.

I snitt 1 er det to lag med Dmm, 20-30 cm og 5-15 cm under topplaget. Lagene er like tykke og har erosiv undre grense. De har derimot ulik gjennomsnittlig kornstørrelse og rundingsgrad på de ti største partiklene (tabell 5.2). Disse partiklene i nederste Dmm er sannsynligvis fraktet i strømningshastigheter >100 cm/s. De fluviale strømmene kan ha erodert underliggende løsmasser og være årsaken til Dmm sin undre erosive grense. Dmm består også av sand og finkornet materiale. Dette materialet blir oftest avsatt under lavere strømningshastigheter. Dette kan ha oppstått ved tilførsel av mindre vann eller en oppdemming av vann i grotta. Over Dmm er det avsatt Sim med skarp undre grense. Ettersom Sim avsettes i oppdemmende forhold, anses det derfor som mest sannsynlig at det dårlig sorterte materialet er avsatt umiddelbart ved stagnerende strømningshastighet under oppdemming grunnet et breframstøt. Dette er analogt med situasjon c i bilvaskanalogien, med en utvikling til situasjon b (figur 3.3).

I øverste Dmm i snitt 1 indikerer de ti største partiklene en strømningshastighet >30 cm/s for frakt av dette materialet. Det antas at disse vannstrømmene skyldes drenering av smeltevann fra et overliggende isdekke. En lavere strømningshastighet kan skyldes mindre tilførsel av smeltevann, som kan være forårsaket av mindre ablasjon, større avstand til ablasjonsområdet eller andre dreneringsløp for smeltevannet. Variasjonen kan også skyldes en endring i tilgjengelig kildemateriale til en lavere kornstørrelse. Ettersom topplaget med diamikton har gradvis undre grense til Dmm som trolig skyldes slitasje, er det vanskelig å identifisere hvilke forhold som kan ha ført til variasjonen av kornstørrelser i dette laget av Dmm. Dersom endringen skyldes avtagende strømningshastighet kan dette skyldes isframstøt eller reduksjon.

Det kan foreslås et breframstøt med oppdemmende forhold, likt som i analogien forklart ovenfor. Sedimenter fra oppdemmingen kan være erodert vekk i etterkant. Et annet forslag kan være en avtagende strømningshastighet grunnet overgang til isfri periode. Det er ikke mulig å gjøre en solid konklusjon på disse teoriene. Likevel er det sannsynlig at øverste lag Dmm er avsatt under situasjon c i bilvaskanalogien (figur 3.3).

Topplaget av diamikton som dekker hele løsmassen i Svarthammarhola er omtrent 20 cm tykt. Det antas at dette laget er avsatt i samme hendelse. Topplaget i Svarthammarhola er sterkt preget av ferdsel. Løsmassen er dekket av fotspor, og det er usikkert hvor dypt denne slitasjen går i sedimentet. I alle snittene var undre grense av topplaget gradvis. Dette kan skyldes en omfordeling som har gått ned til de underliggende lagene. Det er derfor uvisst om det diamiktiske topplaget har lik karakter nå som da det ble avsatt, eller er blitt fullstendig forringet av ferdsel. Selv om topplaget viser tydelige tegn til slitasje er det mulig å gjøre enkelte tolkninger av denne facies. Det inneholder steiner, som både ligger oppå og i topplaget. I tillegg til steiner inneholder laget sand og finkornet materiale. Selv om mengdeforholdet mellom kornstørrelsene er ukjent, vet vi at laget er dårlig sortert og har stor spredning av kornstørrelser. Dette sannsynliggjør at topplaget er diamikton i samsvar med klassifiseringen av grottesedimenter (figur 3.4).

Dersom topplaget av diamikton er avsatt suspendert materiale indikerer kornstørrelsen en enorm strømningshastighet på partiklene. Det ble utført rundingsanalyser på de ti største partiklene i løsmassens topplag, som ved fluvial transport antagelig har hatt strømningshastighet >150 cm/s (tabell 5.2). Når inngangene til Svarthammarhola er i ablasjonsområdet til den overliggende breen kan det være svært stor tilførsel av smeltevann over sediment, men også utspyling og erosjon. Ved høyenergiske dreneringsforhold kan det vært tilførsel av rundete steiner, samtidig som vannfasen frakter re-suspendert materiale. I de to tidligere situasjonene av diamikton er variasjonen av kornstørrelser foreslått å skyldes oppdemming eller avtagende vannstrømning. For topplaget forventes en avtagende vannstrøm, som til slutt tømmer grotta for vann. Etersom materialet i nyere tid er omfordelt av ferdsel er det umulig å trekke endelige konklusjoner på avsetningsmiljøet til topplaget. Likevel anses det mest sannsynlig med et avsetningsmiljø som situasjon c i bilvaskanalogien, etterfulgt av en full deglasiasjon over området. (figur 3.3).

6.6 Alder på avsetningen

Det er ikke gjort dateringer i forbindelse med undersøkelsen av løsmassen i Svarthammarhola.

Ettersom løsmassen i Svarthammarhola er avsatt under iskontakt, knytter dette avsetningsperiode til en glasial periode. Under kvartærtiden, de siste 2,6 millioner år, har Nordland gjennomgått gjentagende glasieringer. Det antas at bresjøavsetningen i Svarthammarhola er tilknyttet en av disse. Bresjøavsetninger i andre grotter i Nordland er datert eller korrelert til å være avsatt på grunn av iskontakt under siste istid, i midt- og sen weichsel. I Grønligrotta er leire- og siltavsetninger i klippetunnellen datert til å være avsatt mellom 9500 og 8900 år før nåtid (Løvlie et al. 1988, referert i Hestangen, 2005). I Sirijordgrotta er laminert leire korrelert med «The lake Mungo excursion» 28 000 år før nåtid. Sedimenter i Storsteinshola (Nese, 1996) er datert til weichsel alder, mens Lapphullet og Larshullet (Kilhavn, 2017) er foreslått til å være avsatt under midt-weichsel.

Glasiale forhold under midt- og sein weichsel har lagt til rette for iskontakt med mange grotter i Nordland. Det kan antas at Svarthammarhola under de samme glasiere forholdene også har hatt iskontakt under siste istid, og at dette har påvirket de hydrauliske forholdene i grotta med ulike strømningshastigheter under den glasiere syklusen (figur 3.3). I grotter er det forholdet mellom strømningshastighet og partikkelstørrelse som avgjør hvilket materiale som blir skylt gjennom kanalsystemet og hva som blir igjen og utgjør den sedimentære lagrekken (White, 2007). Dersom tidligere istider har avsatt sedimenter i Svarthammarhola kan det forventes at disse har blitt utsatt for høy erosjon i forbindelse med gjentagende forhøyede grunnvannsspeil og drenering under, eller før, siste istid. Det antas derfor at løsmassen i Svarthammarhola mest sannsynlig er avsatt på grunn av iskontakt under siste istid.

Løsmassene i Svarthammarhola fremstår de som en oppgrovende sekvens. Dette kan ses i profilene (figur 5.11 og figur 5.12) hvor nedre del av løsmassen er dominert av leire, mens de overliggende består av silt, sand og stein. Oppgrovende sekvenser i bresjøer kan illustrere forholdet fra fullt isdekke til deglasiasjon i området. Isbreer som i ulike stadier av siste istid kan ha forårsaket iskontakt med Svarthammarhola er Det fennoskandinaviske isdekket etterfulgt av Finneid-brearmen under deglasiasjonen. I samsvar med bilvaskanalogien (figur 3.3) er det sannsynlig at iskontakt med Det fennoskandinaviske isdekket kan ha forårsaket langsom strømningshastighet i Svarthammarhola. Ved iskontakt med Finneid-brearmen kan et nærmere ablasjonsområdet ha forårsaket dreneringsforhold inni grotta. Det er ikke kjent hvilke deler av løsmassen som representerer de ulike periodene, og antageligvis har det vært gradvis overgang mellom dem. Likevel kan den oppgrovende sekvensen indikere at løsmassen i Svarthammarhola er avsatt under siste istid, i midt- og sein-weichsel, fra et fullt isdekke fram til Fauske ble deglasiert.

7 Videre arbeid

7.1 Dateringer

I dette prosjektet er en stor forekomst av klastisk sediment i Svarthammarhola undersøkt og beskrevet, og deretter korrelert til ulike faser i en glasial syklus. Det antas at løsmassen er avsatt under deglasiasjonen av siste istid, men det er ikke utført dateringer av materialet i løsmassen. Å datere dette materialet kan være et viktig bidrag i å rekonstruere deglasiasjonen i Fauske.

Det er identifisert tre endemorener fra Finnes-brearmen (Andersen, 1975). Én av disse er datert til være dannet samtidig som, eller like etter 9570 ± 150 år før nåtid. Det bør tilstrebes å finne en datering av denne tidsperioden i løsmassen i Svarthammarhola. Ved å identifisere type avsetning dannet i denne perioden, kan det aktuelle avsetningsmiljøet korreleres med isbreens avstand til grotta. Dette kan også være et bidrag i å utvikle bilvaskanalogien, ved å gi en nøyaktig rekonstruksjon av korrelasjonene som blir foreslått.

I Svarthammarhola kan det være aktuelt å gjennomføre dateringer som ^{14}C -, uranserie- og Optisk stimulert luminescens (OSL) -dateringer. Det er ikke gjort funn av organisk materiale i løsmassen i Svarthammarhola, med unntak av beinrester på overflaten. ^{14}C -dateringer av dette kan gi en minimumsalder på løsmassen, men dette materialet er antageligvis yngre enn siste istid. I løsmassen er det flere forekomster av marleiker. Disse er samlet fra sine adskilte lag, men det er ikke gjort uranserie-dateringer av dem. I grottesedimentet i Svarthammarhola ønsker jeg å foreslå datering med OSL. Dette forutsetter at partiklene i sedimentet har blitt utladet i eksponering av sollys før de er avsatt. I tillegg kan en OSL-datering gi et aldersestimat for når partiklene er ført inn i grotta, fremfor når de ble avsatt i sin nåværende posisjon.

I Svarthammarhola kan korrelerings-dateringer utføres på finsedimentfacies ved paleomagnetisme. Dette har blitt gjort i grotter med varierende suksess. I Grønligrotta viste dateringene høy spredning og de ble valgt å se vekk fra (Hestangen, 2005). Usikre dateringer oppstod også i Sirijordgrotta (Valen et al., 1997), men her ble det også hentet ut prøver som ga gode dateringer, slik som Storsteinsholesystemet (Nese, 1996) også erfarte.

Dette masterprosjektet har gitt sedimentologiske og stratigrafiske beskrivelser av løsmassen i Svarthammarhola. Ved utvikling av nye korrelerende metoder innenfor grottesedimenter oppfordres det til å gjøre nye vurderinger av korrelasjon med glasial utvikling i området.

7.2 Besøksforvaltning

Det observeres enorm slitasje i Svarthammarhola. I undersøkelsen av løsmassen er topplaget svært forringet, og det er uvisst hvor mye av sedimentets klimaarkiv som er blitt borte i omveltningen fra ferdsel. En stor mengde skrift som er risset inn i grotteveggene utgjør også en forringelse av Svarthammarhola som rekreasjonsområde. Dette er slitasje som har akkumulert

over årene det har vært ferdsel her. Opp til grotta går en sti som er flyttet to ganger på grunn av slitasje. Lauritzen (2010) belyser at denne slitasjen også kommer i grotta, men her er det ikke mulig å fordele påkjennelsen.

I dag eksisterer en rekke tiltak for å bevare det skjøre indre miljøet i Svarthammarhola. Det eksisterer en påbudt rute ved turer i grotta (Lauritzen, 2010), og på nett eksisterer grundige beskrivelser av «regler for ferdsel av grotter» og en advarsel mot rasfarlige partier (Peakbook, 2021). I boka «Nordland blir til» har grunneier uttalt seg om at det ikke lenger tillates ferdsel i grotta fordi den er svært rasfarlig (Lauritzen, 2022). Under vårt feltarbeid møtte vi likevel flere turgåere som gikk uten tilstrekkelig sikkerhetsutstyr. Dette viser et tydelig behov for en bedre forvaltet ferdsel i Svarthammarhola. Ikke bare for å bevare grottas økosystem og naturmiljø, men også for å forsikre trygg ferdsel i karstlandskapet.

8 Ethiske refleksjoner

Å undersøke sedimentet i Svarthammarhola har åpnet for etiske refleksjoner knyttet til naturvern og hensynsfull grottebruk. Grotter er forbundet med sårbare økosystemer, og er blitt beskrevet som det mest skjøre og sjeldne eksisterende økosystemet på kloden (Davies, 1977). I feltarbeidet var det avgjørende å handle med respekt og forsiktighet for å minimere belastningen på grotta. Likevel innebar forskningsmetoden å grave snitt i sedimentet – en metode som påfører betydelig irreversibel skade på løsmassen.

I sammenheng med å beskrive slitasje fra ferdsel er det viktig å også anerkjenne slitasjen påført løsmassen gjennom dette forskningsprosjektet. For å kompensere for inngrepet forårsaket av graving, ble alle snitt fylt igjen med utgravd materiale. Til tross for at overflaten fremstår relativt lik som før, har fyllmaterialet i snittene blitt mer porøst enn tidligere og kan antageligvis gli ut selv ved minimalt trykk. Forskningsprosjektet har dermed påført Svarthammarhola en visuell forringelse, samtidig som det naturlig nok ikke vil være mulig å gjøre lignende undersøkelser i de utgravede områdene på senere tidspunkt.

I et større perspektiv kan disse motsetningene anses som en interessekonflikt knyttet til grotters bruksverdi. Oppgaven skal ikke gå ytterligere inn på dette temaet, da det faller utenfor rammen for prosjektet.

9 Konklusjon

Det klastiske sedimentet som er undersøkt i Svarthammarhola viser tydelig lagdeling. Sedimentet tolkes til å være avsatt ved iskontakt under siste istid, weichsel. Under iskontakt har et isdekke påvirket avsetningsmiljøet i grotta ved å skape oppdemmende forhold eller dreneringskanaler for smeltevann. Variasjoner i sedimentet antas å være responser på disse glasiiale forholdene.

Leire og silt, laminert og massiv, er avsatt under et forhøyet grunnvannsspeil under iskontakt. Isdekket med iskontakt til Svarthammarhola kan ha forårsaket et avsetningsmiljø med langsom vannbevegelse i grotta når fronten er ved kontinentalskråningen. Silt er avsatt i noe høyere strømningshastighet enn leire, og kan være en respons på en isfront og et ablasjonsområde som er noe nærmere Svarthammarhola. Avsetningsmiljøet korreleres med en glisial periode.

Fragmentert laminert leire og granulert leire er sekundære avsetninger. Fragmentert laminert leire er rasmateriale av laminert leire. Ras er forårsaket av tyngdekraft, frostsprengning eller vannstrømmer som har destabilisert lag med allerede bratt helning. Granulert leire er fluvialt omfordelt leire. Forekomstene er responser på glasiiale forhold, da Svarthammarhola hadde tilførsel av smeltevann eller var tør, knyttet til en brefront nær, eller bak, grotteinngangene.

Sand, massiv og laminert, er avsatt i et avsetningsmiljø med strømmende vann. Dette kan være i forbindelse med tilførsel av smeltevann og sediment til Svarthammarhola, fra da grotta lå i isdekkets ablasjonsområde.

Diamikton i topplaget er preget av slitasje fra ferdsel. Det er identifisert tre ulike lag av diamikton. Diameter på de største partiklene indikerer høye strømningshastigheter. Avsetning av suspendert materiale av ulike kornstørrelser har skjedd på grunn av avtagende strømningshastigheter. Dette kan ha skjedd da Svarthammarhola var i brefronten, etterfulgt av et breframstøt eller ytterligere tilbaketrekning.

Glasifluviale elver har utført mye erosivt arbeid på Svarthammarhola, og formet fordelingen av løsmasser. Energirike strømningsforhold har fjernet sedimenter langs nordveggen i grottekanalen, i tillegg til store deler av grottekanalen. De to snittene nærmest sørveggen viser ingen tegn til korrelasjon, noe som er tolket til å skyldes en elvenedskjæring langs sørveggen av grottekanalen, som deretter er fylt av yngre sediment.

Snittene som er laget i sedimentet i Svarthammarhola har avdekket en oppgrovningssekvens. Dette antas å være en respons på en deglasiasjon. Etersom iskontakt er antatt å være forårsaket under siste istid, kan denne oppgrovningssekvensen være relatert til skiftet fra et fullt isdekke til deglasiasjon av Fauske under midt- og sein-weichsel.

Referanser

- Andersen, G. B. (1975). *Glacial geology of Northern Nordland, North Norway*: Norges geologiske Undersøkelse.
- Andreassen, K. A. (1969, 11.10.1969). Bergtatt. *Nordlands Framtid*.
- Askheim, S. (2024). *Norges dypeste innsjøer*. Store norske leksikon. Tilgjengelig fra: https://snl.no/Norges_dypeste_innsj%C3%B8er.
- Bjørlien, J. E. (2006). *Utvalgte klimaproxyer fra grotteis: Svarthamarhola ved Fauske*: [Masteroppgave] Universitetet i Bergen.
- Boggs, S. (2001). *Principles of sedimentology and stratigraphy*. 3. utg. New Jersey: Prentice-Hall.
- Bosch, R. C. & White, W. B. (2004). Studies of cave sediments: physical and chemical records of paleoclimate. I: Sasowsky, I. D. & Mylroie, J. (red.), s. 1-21. New York: Springer Science & Business Media.
- Bögli, A. (2012). *Karst hydrology and physical speleology*: Springer Science & Business Media.
- Baastad, L. (2006). *Ventilasjonseffekter og mikroklima i Svarthamarhola i Fauske*: [Masteroppgave] Universitetet i Bergen.
- Faulkner, T. (2018). The ages of the Scandinavian caves. *Norsk Grotteblad (70)*: 15-33.
- Fedje, E. (2006). A paleoclimate proxy record for the Fauske area based on the stable isotope record preserved in speleothem and dated by the TIMS method: [Masteroppgave] Universitetet i Bergen.
- Ford, D. & Williams, P. D. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*: John Wiley & Sons.
- Gustavson, M., Cooper, M., Kollung, S. & Tragheim, D. (2004). Geologisk kart over Norge. Foreløpig berggrunnskart FAUSKE–2129.4, M 1: 50 000. *Fargeplott. Nor. Geol. Unders.*
- Hestangen, H. (2005). The sedimentology of the grønli-Setergrotta cave system, Mo i Rana, Nordland, Norway: [Doktorgradsavhandling] Universitetet i Bergen.
- Jansson, P., Rosqvist, G. & Schneider, T. (2005). Glacier fluctuations, suspended sediment flux and glacio-lacustrine sediments. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87 (1): 37-50.
- K.C.C. (1970). Kendal caving club journal #4. *William Hulme's Grammar School*.
- K.C.C. (1971). Kendal caving club journal #5. *William Hulme's Grammar School*.
- Kartverket. (2017). *Hoydedata*. I: Schütz, M. (red.). Tilgjengelig fra: https://hoydedata.no/laser3dviewer/index.html?name=/Potree_vol6/814/e32dadb7-8bc8-4379-8866-ff68e51d3d29&laserverion=3.0&language=no (lest 24.04.2024).
- Kilhavn, H. (2017). Kartlegging og analyser av finkornede sedimenter og mineraler i karstgrotter ved Reingardslivatnet, Mo i Rana: [Masteroppgave] Universitetet i Bergen.
- Kollung, S. & Gustavson, M. (1995). Rognan. Berggrunnskart; Rognan; 21293; 1: 50 000; trykt i farger.
- Larsen, E., Gulliksen, S., Lauritzen, S.-E., Lie, R., Løvlie, R. & Mangerud, J. (1987). Cave stratigraphy in western Norway; multiple Weichselian glaciations and interstadial vertebrate fauna. *Boreas*, 16 (3): 267-292.

- Lauritzen, S.-E. (1996). *Karst Landforms and Caves of Nordland, North Norway*. Mylroie, J. & Lauritzen, S.-E. (red.). Guide for Excursion 2.
- Lauritzen, S.-E., Baastad, L., Bjørlien, J., Fedje, E. & Holmlund, P. (2005). *The Svarthamar cave research project, Fauske, north Norway*. 14th International Congress of Speleology, 21–28 August, Athen-Kalamos.
- Lauritzen, S.-E. (2010). *Grotter. Norges ukjente underverden*. Oslo. Tun Forlag.
- Lauritzen, S.-E., Baastad, L. & Engelién, J. (2018). Ice Caves in Norway, Fennoscandia and the Arctic. I: *Ice Caves*, s. 479-492: Elsevier.
- Lauritzen, S.-E. (2022). Nordland blir til: geologi og naturhistorie. I: Dahl, R., Halvorsen, M., Smelror, M. & Torstensen, O. (red.), s. 131-157. Trondheim: Museumsforlaget.
- Lauritzen, S.-E. (2023). *Grottekartlegging i Glomdalen - feltarbeidets gleder..* Institutt for geovitenskap: Universitetet i Bergen. Tilgjengelig fra: <https://www.uib.no/geo/71040/grottekartlegging-i-glomdalen-feltarbeidets-gleder> (lest 06.05.2024).
- Lauritzen, S.-E. (2024). *Tilbakemelding* (e-post til Solveig Johansen 08.05.2024).
- Luetscher, M. & Jeannin, P.-Y. (2004). A process-based classification of alpine ice caves. *Theoretical and Applied Karstology*, 17 (5): 5-10.
- Mangerud, J. (2004). Ice sheet limits in Norway and on the Norwegian continental shelf. I: b. 2 *Developments in quaternary sciences*, s. 271-294: Elsevier.
- Nese, H. (1996). Sedimentologisk utvikling av grottene i Kjøpsvik–med hovedvekt på Storsteinsholesystemet: [Masteroppgave] Universitetet i Bergen.
- Olsen, L. (1983). Rundingsanalyser på grus-og steinpartikler-et nyttig hjelpemiddel ved undersøkelser av løsmassenes genese.
- Ones, B. (2003). Cave sediments. I: Middleton, G. V., Church, M. J., Coniglio, M., Hardie, L. A. & Longstaffe, F. J. (red.) *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*, s. 109-110. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Peakbook. (2021). *Svarthammarhola*. Tilgjengelig fra: <https://peakbook.org/no/peakbook-element/62048/no/Svarthammarhola.html>.
- Persoiu, A. & Lauritzen, S.-E. (2017). *Ice caves*: Elsevier.
- Prestvik, O. & Trømborg, D. (1999). Undervisning om løsmasser. *Høgskolen i Vestfold*.
- Roberts, D., Heldal, T. & Melezhik, V. (2001). Tectonic structural features of the Fauske conglomerates in the Lovgavlen Quarry, Nordland, Norwegian Caledonides, and regional implications. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 81 (4): 245-256.
- Roberts, D., Melezhik, V. & Heldal, T. (2002). Carbonate formations and early NW-directed thrusting in the highest allochthons of the Norwegian Caledonides: evidence of a Laurentian ancestry. *Journal of the Geological Society*, 159 (2): 117-120.
- Skoglund, R. Ø. & Lauritzen, S.-E. (2010). Morphology and speleogenesis of Okshola (Fauske, northern Norway): example of a multi-stage network cave in a glacial landscape. *Norwegian Journal of Geology*, 90: 123-139.
- Solbakk, T., Fichler, C., Wheeler, W. H., Lauritzen, S.-E. & Ringrose, P. (2018). Detecting multiscale karst features including hidden caves using microgravimetry in a Caledonian nappe setting: Mefjell massif, Norway.

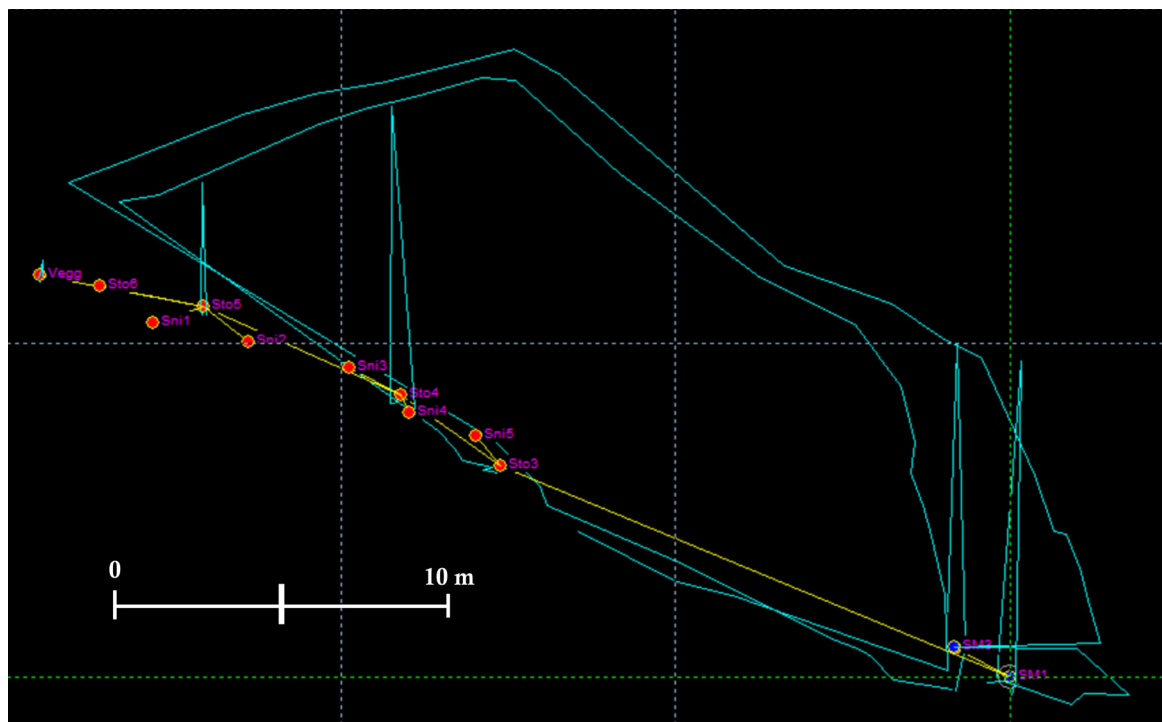
Sæbø, E. F. (2018). Isolation and Characterization of Novel Planctomycetes from Svarthammarhola Ice Cave with Potential for Production of Bioactive Molecules: [Masteroppgave] Universitetet i Bergen.

Valen, V., Mangerud, J., Larsen, E. & Hufthammer, A. K. (1996). Sedimentology and stratigraphy in the cave Hamnsundhelleren, western Norway. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 11 (3): 185-201.

Valen, V., Lauritzen, S.-E. & Løvlie, R. (1997). Sedimentation in a high-latitude karst cave: Sirijordgrotta, Nordland, Norway. *Norges Geologisk Tidsskrift*, 77: 233-250.

Visiblegeology. (u.å.). *Apparent dip*. Tilgjengelig fra: <https://app.visiblegeology.com/apparentDip.html>.

White, W. B. (2007). Cave sediments and paleoclimate.

Vedlegg A: Polygondata av Svarthammarhola

Figur A.1: Polygondata fra Grottof. Den gule linjen går gjennom de seks referansepunktene på overflaten av løsmassen. Ut fra disse punktene er det linjer til toppen av de fem snittene som ble laget i løsmassen. Det høyeste punktet på løsmassen, til venstre i bildet, er inntil sørveggen. Det laveste punktet, til høyre i bildet, er inntil nordveggen.

Vedlegg B: Data fra kornfordelingsanalyser

<u>Prøve nr.: 1-6 Snitt: 1</u>			<u>Prøve nr.: 2-5 Snitt: 2</u>		
Prøvetaging: <u>Sep. 2023</u>			Prøvetaging: <u>Sep. 2023</u>		
Sikting: <u>Våt</u>			Sikting: <u>Tørr</u>		
Tot. vekt: <u>267,5g</u>			Tot. vekt: <u>481,6g</u>		
Fraksjon	Masse	% Masse	Fraksjon	Masse	% Masse
>500 µm	(0,9g)	(0,3%)	>500 µm	(39,3g)	(8,2%)
<250 µm	266,6g	99,7%	<500 µm	442,4g	91,7%
<125 µm	263,8g	98,6%	<250 µm	266,2g	47,0%
<63 µm	207,2g	77,5%	<125 µm	119,1g	24,7%
			<63 µm	39,2g	8,1%

Figur C.1: Informasjon om total masse på prøvene, og fraksjonene, for to kornfordelingsanalyser.


Vedlegg C: Steinanalyser

Tabell B.1: Innsamlingslokaliteter for fire steinanalyser samlet inn i løsmassen i Svarthammarhola.

Prøve	Antall steiner	Lokalitet
Snittvegg 1 (øvre lag)	10	Samlet 5 - 15 cm under topplaget
Snittvegg 1 (nedre lag)	10	Samlet 20 - 30 cm under topplaget
Snittvegg 4 (Topplag)	10	Samlet fra topplaget
Topplag (Hele løsmassen)	10	Samlet fra hele topplaget


Tabell B.2: Steinanalyse for et lag 5-15 cm under topplaget i snitt 1. De ti største partiklene i det utvalgte laget ble målt og vurdert rundingsgrad på. Gjennomsnittlig diameter på partiklene er 10,0 cm.

Snittvegg 1 (5-15 cm under topplag)		
Steiner	Diameter	Rundingsgrad
1	7,0 cm	Kantrundet
2	9,0 cm	Kantrundet
3	9,0 cm	Godt rundet
4	9,0 cm	Godt rundet
5	9,5 cm	Kantrundet
6	10,5 cm	Godt rundet
7	11,0 cm	Rundet
8	11,5 cm	Kantrundet
9	11,5 cm	Godt rundet
10	12,0 cm	Rundet
Gj.snitt	10,0 cm	




Tabell B.3: Steinanalyse for et lag 20-30 cm under topplaget i snitt 1. De ti største partiklene i det utvalgte laget ble målt og vurdert rundingsgrad på. Gjennomsnittlig diameter på partiklene er 4,3 cm.

Snittvegg 1 (20-30 cm under topplag)		
Steiner	Diameter	Rundingsgrad
1	2,5 cm	Kantrundet
2	3,0 cm	Kantrundet
3	3,0 cm	Kantrundet
4	3,0 cm	Kantrundet
5	4,0 cm	Kantrundet
6	4,0 cm	Kantet
7	5,0 cm	Kantet
8	5,0 cm	Kantrundet
9	6,0 cm	Rundet
10	7,0 cm	Kantrundet
Gj.snitt.	4,3 cm	




Tabell B.4: Steinanalyse fra topplaget i snitt 4. Gjennomsnittlig diameter for partiklene er 14,9 cm.

Snittvegg 4 (Topplag)		
Steiner	Diameter	Rundingsgrad
1	11,0 cm	Kantet
2	11,0 cm	Godt rundet
3	12,0 cm	Rundet
4	12,5 cm	Kantrundet
5	14,5 cm	Rundet

6	15,0 cm	Rundet	
7	15,0 cm	Kantrundet	
8	16,0 cm	Kantrundet	
9	20,0 cm	Rundet	
10	22,0 cm	Kantrundet	
Gj.snitt.	14,9 cm		

Tabell B.5: Steinanalyse av de ti største steinen som ble funnet i topplaget av hele avsetningen. De utvalgte partiklene lå synlige oppå løsmassen. Gjennomsnittlig diameter er 20,3 cm.

Topplag (Hele løsmassen)			
Steiner	Diameter	Rundingsgrad	
1	14,0 cm	Rundet	
2	15,0 cm	Kantrundet	
3	16,0 cm	Godt rundet	
4	18,0 cm	Rundet	
5	18,0 cm	Kantet	
6	20,0 cm	Rundet	
7	22,0 cm	Kantrundet	
8	22,0 cm	Kantrundet	
9	28,0 cm	Rundet	
10	30,0 cm	Kantrundet	
Gj.snitt.	20,3 cm		



Norges miljø- og biovitenskapelige universitet
Noregs miljø- og biovitenskapelige universitet
Norwegian University of Life Sciences

Postboks 5003
NO-1432 Ås
Norway