



Høgskulen  
på Vestlandet

# BACHELOROPPGAVE

Karakterisering av skredsignaturer basert  
på innsjøsedimenter fra Anestølsvatnet, Sogn

Characterization of landslide and avalanche signatures based  
on lacustrine sediments from Anestølsvatnet, Sogn

**Jonas Kristensen Kimerud**

**Therese Finvåg Hansen**

Geologi og geofare

Ingeniør- og Naturvitskap(FIN)/

Miljø- og Naturvitskap/Geologi og geofare

Denise Christina Rüther

28 Mai 2018

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle


kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jf. Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 10.

# 1 Forord

Dette er den avsluttende oppgaven på bachelorstudiet til geologi og geofare, ved Høgskulen på Vestlandet. Problemstillingen til oppgaven omhandler karakterisering og korrelering av skredhendelser, som har vært et interessant og lærerikt tema å jobbe med. Dette har latt oss få et bedre innblikk i arbeidet med kjernetaking og analysering av kjerneprøver.

Først ønsker vi å takke vår veileder Denise Rüther for alle hjelpen og veiledningen underveis i arbeidet med denne oppgaven. Vi vil også takke for godt samarbeid med Julie Bergaas, Marta Lyford Jahnsen og Håkon Skjørestad. I tillegg vil vi takke Kristian Vasskog for god hjelp under feltarbeidet og i analysen på universitetet i Bergen, samt Eivind Nagel Støren og Torgeir Røthe med hjelp til bruk av instrumentene for analyse av kjernene. Til slutt vil vi takke alle andre som har bidratt og vært til hjelp i denne oppgaven.

Sogndal, 27. Mai 2018



Therese Finvåg Hansen



Jonas Kristensen Kimerud

## 2 Sammendrag

Sediment i innsjøer er gode arkiv for klima og skredhendelser i fortid. Derfor er denne oppgaven utført i Anestølsvatnet, en innsjø med stor skredaktivitet. Det har tidligere blitt skrevet oppgaver fra Anestølsvatnet som har tatt for seg sedimentasjonen i vannet, men har hatt problemer med å korrelere kjernene. Dette kan skyldes at skredsignaturene ikke er tilstrekkelig kjent. Denne oppgaven tar derfor for seg karakterisering og korrelering av skredsignaturer der jordskred eller flomskred treffer vannet. Det ble tatt 5 kjerneprøver på den østlige siden av vannet, der et jordskred traff vannet i 2013. Kjernene ble beskrevet, delt inn i facies og enheter. Det ble også målt magnetisk susceptibilitet, glødetap, grunnstoffsammensetning og kornstørrelse.

Bakgrunnsedimentasjonen består i hovedsak av varv, der den nedre delen av kjernen har mindre organisk innhold. Dette kan knyttes til en periode med brefremstøt relatert til den lille istid. Skredsignaturene er varierte og kan kobles til flere skredtyper og prosesser. Avsetninger etter jordskredet i 2013 er tilstede i toppen av de fleste kjerner. Proksimalt i bassenget som et grovkornet og matriksbåret lag, under et finkornet lag, tolket som en proksimal turbiditt. Distalt i bassenget som et tynt siltlamina, tolket som en distal turbiditt. Proksimalt i kjernene er det også et sandlag fra en turbiditetsstrøm med høy tetthet. I kjernene i midten av bassenget er det avsetninger fra snøskred. Grunnet den lange utløpsdistansen kan avsetningen være fra et sørpeskred, som har blitt transportert på isen, før avsetningene har smeltet ut. Det er også avsetninger tolket til å representere flom eller stormhendelser i kjernene distalt i bassenget. Alle hendelsene har blitt korrelert, men ikke alle hendelser etterlot tydelige spor i alle kjernene.

### 3 Abstract

Sediments in lakes are excellent archives for paleoclimate and landslide activity. This thesis is therefore conducted at Anestølsvatnet, a lake where avalanche and landslide activity are high. Past studies of sedimentation in Anestølsvatnet had difficulties correlating between cores, possibly due to poorly defined event signatures. Therefore, this thesis characterizes and correlates event signatures from debris flows entering the lake. 5 sediment cores were retrieved from the east side, where a debris flow reached the lake in 2013. The cores were described and then divided into facies and units. Magnetic susceptibility, loss in ignition, element composition and grain size were also measured.

The background sedimentation mainly consists of varves. In most cores, the overall organic content is lower in the bottom part. This can be associated with a period of glacier growth, relating to the little ice age (LIA). The event signatures are varied and can be related to different events and processes. Deposits from the debris flow in 2013 are present in the top of most cores. Proximal, as a coarse-grained and matrix-supported layer followed by a finer grained-layer, interpreted as the proximal part of a turbidite. Distally, as a thin silt lamina interpreted as the distal part of a turbidite. A layer of sand is present in the proximal cores and deposited by a high-density turbidite. Cores that were sampled from the middle of the lake contain deposits from snow avalanches. Due to long run-out distance, it is argued that the deposits may have come from a slush avalanche, transported on the lake ice and subsequently melted out. There are also deposits interpreted to represent flooding or storm events in the distal lake cores. All the events are correlated, but not all events are clearly visible in all cores.

## 4 Innholdsfortegnelse

|  |    |
|--|----|
| 1 Forord.....  | 2  |
| 2 Sammendrag .....   | 3  |
| 3 Abstract .....   | 4  |
| 5 Innledning .....   | 7  |
| 6 Studieområde .....   | 8  |
| 6.1 Geografisk beliggenhet .....                             | 8  |
| 6.2 Berggrunnsgeologi .....                                  | 9  |
| 6.3 Kwartærgeologi .....                                     | 10 |
| 6.4 Nedbørfelt .....   | 11 |
| 6.5 Vegetasjon og klima.....                                 | 12 |
| 6.6 Skredfare .....  | 13 |
| 6.7 Tidligere arbeid.....                                    | 14 |
| 7 Teoretisk bakgrunn .....                                   | 15 |
| 7.1 Innsjøer og innsjøsedimentasjon.....                     | 15 |
| 7.2 Jordskred og flomskred .....                             | 16 |
| 7.3 Turbiditetsstrøm .....                                   | 16 |
| 7.4 Jordskredet i 2013 .....                                 | 17 |
| 7.5 Snøskred.....  | 19 |
| 8 Metode .....   | 20 |
| 8.1 Feltarbeid .....   | 20 |
| 8.2 Analysering av kjernene.....                             | 23 |
| 9 Resultater og tolkning .....                               | 29 |
| 9.1 Magnetisk susceptibilitet.....                           | 30 |
| 9.2 Glødetap.....  | 31 |
| 9.3 Kornstørrelse.....                                       | 32 |
| 9.4 Inndeling i enheter - beskrivelse og tolkning .....      | 36 |
| 10 Diskusjon .....   | 49 |
| 10.1 Bakgrunnssedimentasjon og lille istidsavsetninger ..... | 49 |
| 10.2 Signatur fra jordskredet i 2013.....                    | 50 |
| 10.3 Signatur fra turbiditetsstrøm .....                     | 51 |
| 10.4 Signatur fra snøskred .....                             | 52 |
| 10.5 Flom- og stormavsetninger .....                         | 52 |
| 10.6 Sammenligning av hendelsessignaturene.....              | 53 |
| 10.7 Korrelering av hendelseslag.....                        | 55 |
| 10.8 Usikkerheter og forbedringer .....                      | 56 |

|                         |    |
|-------------------------|----|
| 11 Konklusjon.....      | 57 |
| 12 Referanseliste ..... | 59 |
| 13 Vedlegg.....         | 63 |

## 5 Innledning

Som følge av topografi og klima, er store deler av Norge utsatt for skred. Dette er særlig tilfelle på Vestlandet, med bratte fjellsider og mye nedbør. Ifølge Hanssen et al. (2015) er det ventet at klimaet i Norge frem mot 2100 vil endres, som følge av økt utslipp av klimagasser (Hanssen et al., (2015)). Dette kan føre til flere perioder med økt nedbør, som igjen vil føre til en økt skredfare i fremtiden (Solomon et al., 2007). Analyser av historiske data fra Vestlandet har vist en signifikant sammenheng mellom ekstreme værhendelser og skredaktivitet, med 24 timers-ekstremnedbør som den viktigste utløser for snøskred og jordskred (Førland et al., 2007).

Materialet som skredene transporterer med seg, blir avsatt i forskjellige miljø. Et av disse miljøene er innsjøer, der skredene danner avsetninger på bunnen av innsjøen. Sedimenter i innsjøer er noen av de beste terrestriske arkivene for klimaendringer og skredhendelser i fortiden (Vasskog et al., 2011). Karakterisering av skredhendelser og bestemmelse av prosessen bak skredene kan være krevende. Dermed er det behov for grundig kartlegging av skredlag og bestemme karakteristikk for jordskred og flomskred, samt andre prosesser som avsetter sedimenter i innsjøer.

Det ble tatt kjerneprøver fra Anestølsvatnet, en innsjø i Sogndal kommune som har blitt rammet av 3 skred på den østlige siden av vannet siden 2014 (Wenaas, Olsen & Sarin, 2015). Det er også tidligere blitt tatt kjerneprøver fra Anestølsvatnet. Halvorsen, Mæland, Teigland & Uriansrud (1996) og Andreassen & Lie-Andreassen (1997) hadde vanskeligheter med å korrelere skredavsetningene. Et problem var at mange av kjernene fra disse oppgavene manglet topplag, men det har også vist seg å være vanskelig å korrelere skredhendelser på tvers av bassenget. Derfor ble det i denne oppgaven spesielt fokusert på å karakterisere og korrelere skredhendelsene distalt og proksimalt i bassenget. I 2013 gikk det et jordskred i Anestølsvatnet (Olsen et al., 2015). Siden skredtypen og lokaliteten er kjent, er signaturen til jordskredet lettere å karakterisere. Bergaas, Jahnsen & Skjørestad (2018) tok også kjerneprøver fra vannet, som vil bli benyttet i denne oppgaven.

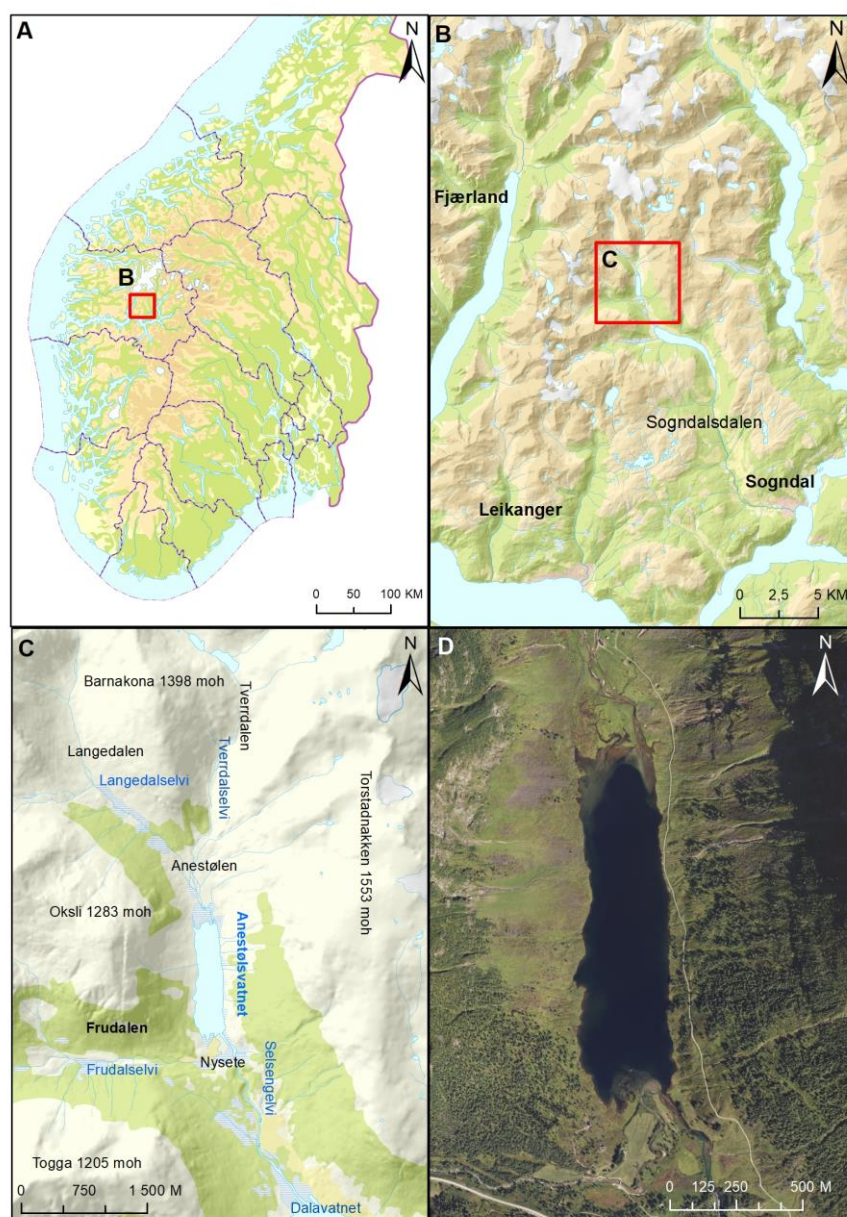
**Problemstilling:** Karakterisere og korrelere skredsignaturer i innsjøsedimenter fra Anestølsvatnet.

Målsetting for oppgaven er:

- (1) Hva kjennetegner bakgrunnssedimentasjonen i bassenget?
- (2) Hva kjennetegner skredsignaturen til flom- og jordskred avsatt i innsjø?
- (3) Finne igjen jordskredet fra 2013 i kjerneprøvene.
- (4) Finne forskjell på signaturen til flomskred og jordskred i forhold til andre skredtyper og flom.
- (5) Korrelere skredhendelser proksimalt og distalt i innsjøen.

## 6 Studieområde

### 6.1 Geografisk beliggenhet

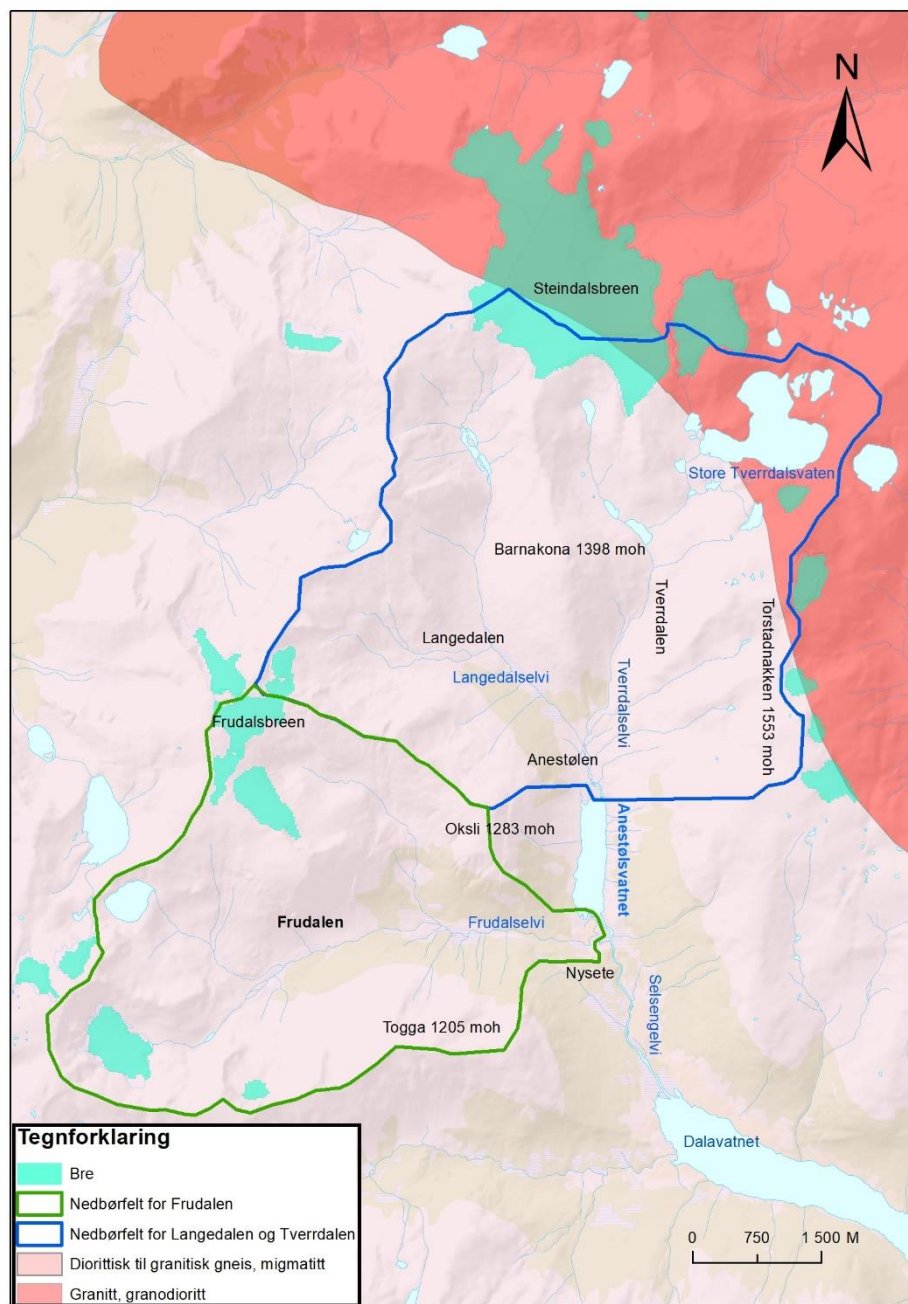


Figur 1. Oversiktskart over Anestølsvatnet øverst i Sogndalsdalen. (Kartverket, 2018).

Anestølsvatnet er en innsjø i Sogndal som ligger 441 moh. innerst i Sogndalsdalen (figur 1). Vannet er omtrent 0.4 km<sup>2</sup> i areal med en lengde i nord-sør retning på 1.3 km, og en bredde som varierer mellom 270 og 370 meter. Anestølsvatnet er hydrologisk åpent, med innløp i nord med drenering fra Langedalen i nordvest og Tverrdalen i nordøst, samt et innløp i sørenden fra Frudalen. Utløpet ligger i sørenden av innsjøen og derfra flyter elven nedover Sogndalsdalen via Dalavatnet til fjordmunningen i Sogndal (NVE, 2018a).



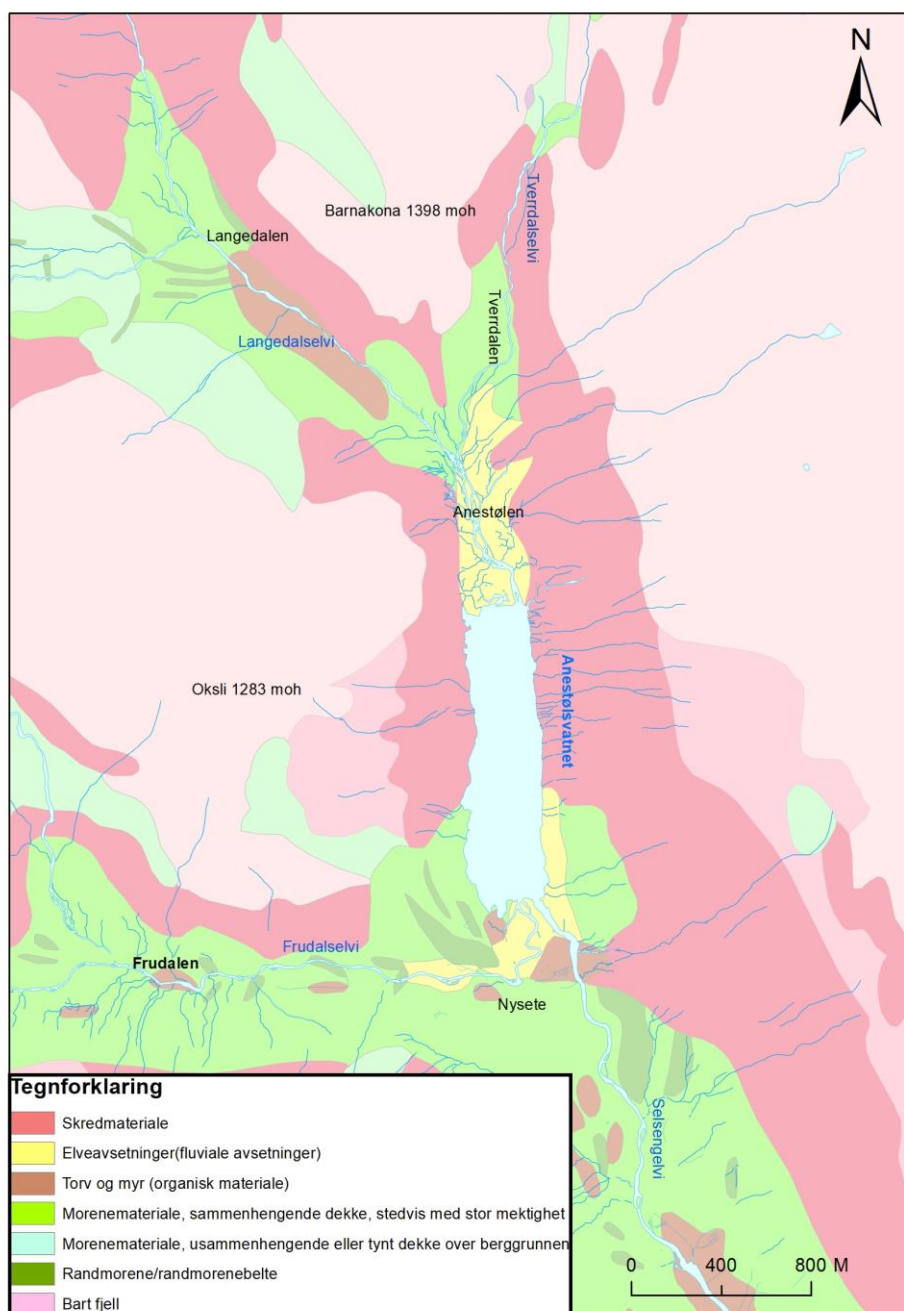
## 6.2 Berggrunnsgeologi



Figur 2. Berggrunnskart og nedbørfelt med oversikt over breene i området rundt Anestølsvatnet (NGU, 2018a; NVE, 2018f).

Området rundt Anestølsvatnet består av grunnfjell, som stammer fra den prekambriske perioden. Grunnfjellet består i hovedsak av gneisbergarter, som ble omdannet under den Kaledonske fjellkjededannelsen (Anundsen, 1974, s.9 & 16). Berggrunnen i nedslagsfeltet til Anestølsvatnet består av diorittisk til granittisk gneis, samt migmatitt og øyegneis enkelte steder (figur 2). I det nordøstlige nedbørfeltet for Tverrdalselvi, består berggrunnen av gneis og granodioritt med en rødlig farge. Enkelte steder er det porfyriske bergarter (figur 2) (NGU, 2018a).

## 6.3 Kvartærgeologi



Figur 3. Løsmassekart over området rundt Anestølsvatnet (NGU, 2018b).

Anestølsdalen er en u-dal erodert av isbre (Seljelid, Johnsen & Bergheim, 1995). På Torstadsnakken er det skuringsstriper i sørlig og sørvestlig retning, som gir en indikasjon på bevegelsene til breene, da den hadde sin største utstrekning for ca. 20 000 år siden. Mot slutten av siste istid, var skuringsstripene i en sørøstlig retning (Bryhni, Anundsen, Aa & Sønstegaard, 1986, s.98-99). Det siste store brefremstøtet skjedde under yngre dryas for ca. 12 800 - 12 200 BP. På denne tiden var hele

Sognefjorden isdekt. Når breene begynte å smelte tilbake, dannet det seg en morenerygg ved Nysete, der isfronten stoppet opp mellom Selseng og Anestølsvatnet, og støte sammen med en sidebre fra Frudalen. Moreneryggen ble dannet mot slutten av den siste istid for cirka 10 000 år siden (Bryhni et al., 1986, s.99-104), og har blitt korrelert til Erdalen stadium (Nesje, Kvamme, Rye & Løvlie, 1991; Dahl, Nesje, Lie, Fjordheim & Matthews, 2002).

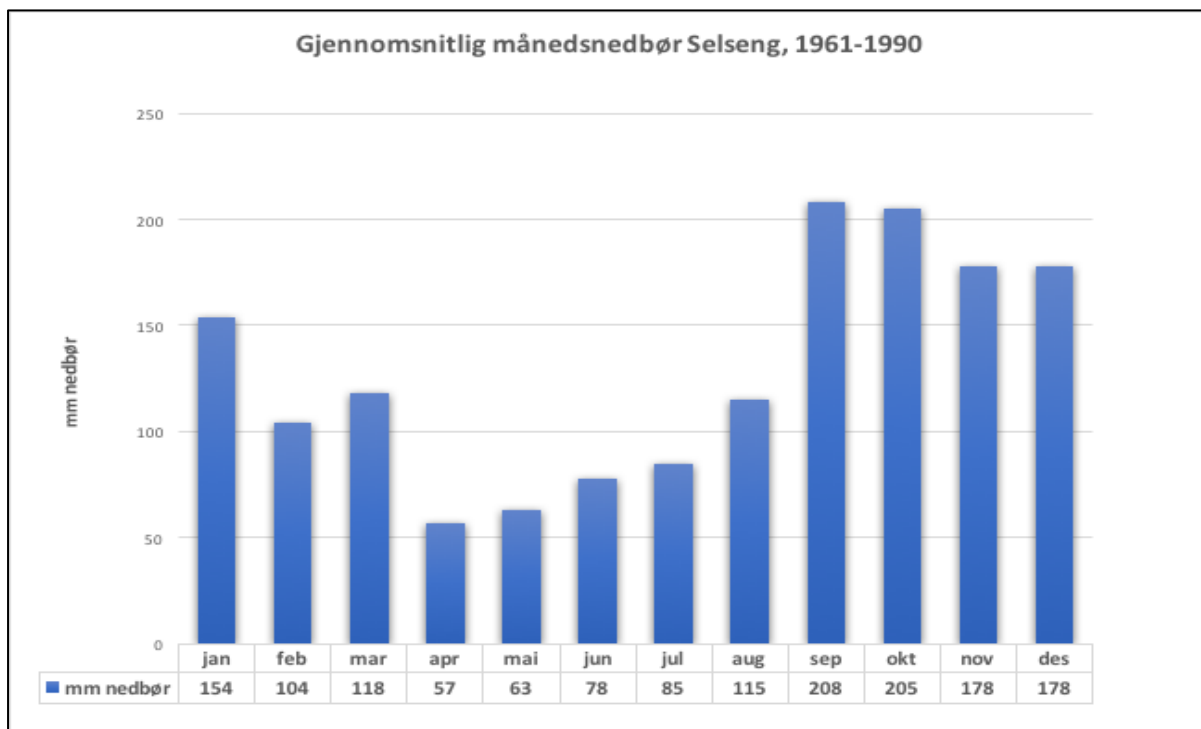
Anestølsvatnet ble demmet opp av moreneryggen ved Nysete. Den gangen var vannstanden i Anestølsvatnet 18-20 meter høyere enn dagens nivå. På dette tidspunktet førte smeltevann fra Langedalen og Tverrdalen med seg store mengder grus og sand som dannet et delta. Spor etter deltaet kan en finne ved Anestølen og grustakene sørøst for Anestølsvatnet. Elven eroderte gjennom morenelagene som førte til at vannstanden i Anestølsvatnet sank til dagens nivå (Anundsen, 1974, s.34; Bryhni et al., 1986, s.104).

I følge NGU sitt løsmassekart, er det skredmateriale på den vestlige og østlige siden av Anestølsvatnet (figur 3). Direkte nord og sør for vannet er det elveavsetninger og tykk morene. Sør for Anestølsvatnet, ved Nysete er det et torvlag og randmorenerygger (figur 3) (NGU,2018b).

## 6.4 Nedbørfelt

Langedalselvi og Tverrdalselvi samler seg før de drenerer ut i vannet fra nord. I sør drenerer Frudalselvi inn i Anestølsvatnet og Selsengelvi ut av vannet (figur 1). Nedbørsfeltet til Anestølsvatnet er rundt 50.2 km<sup>2</sup> og kommer fra nedbørsfeltet til Frudalselvi, Langedalselvi og Tverrdalselvi (figur 2; Andreassen & Lie-Andreassen, 1997). Det er flere breer som ligger innenfor nedbørfeltet til Anestølsvatnet. Steindalsbreen nord og Frudalsbreen vest for innsjøen, samt noen mindre breer helt sør i nedslagsfeltet (figur 2).

## 6.5 Vegetasjon og klima



Figur 4. Grafen viser gjennomsnittlig månedsnedbør i perioden 1961-1990 for Selseng (MET, 2018).

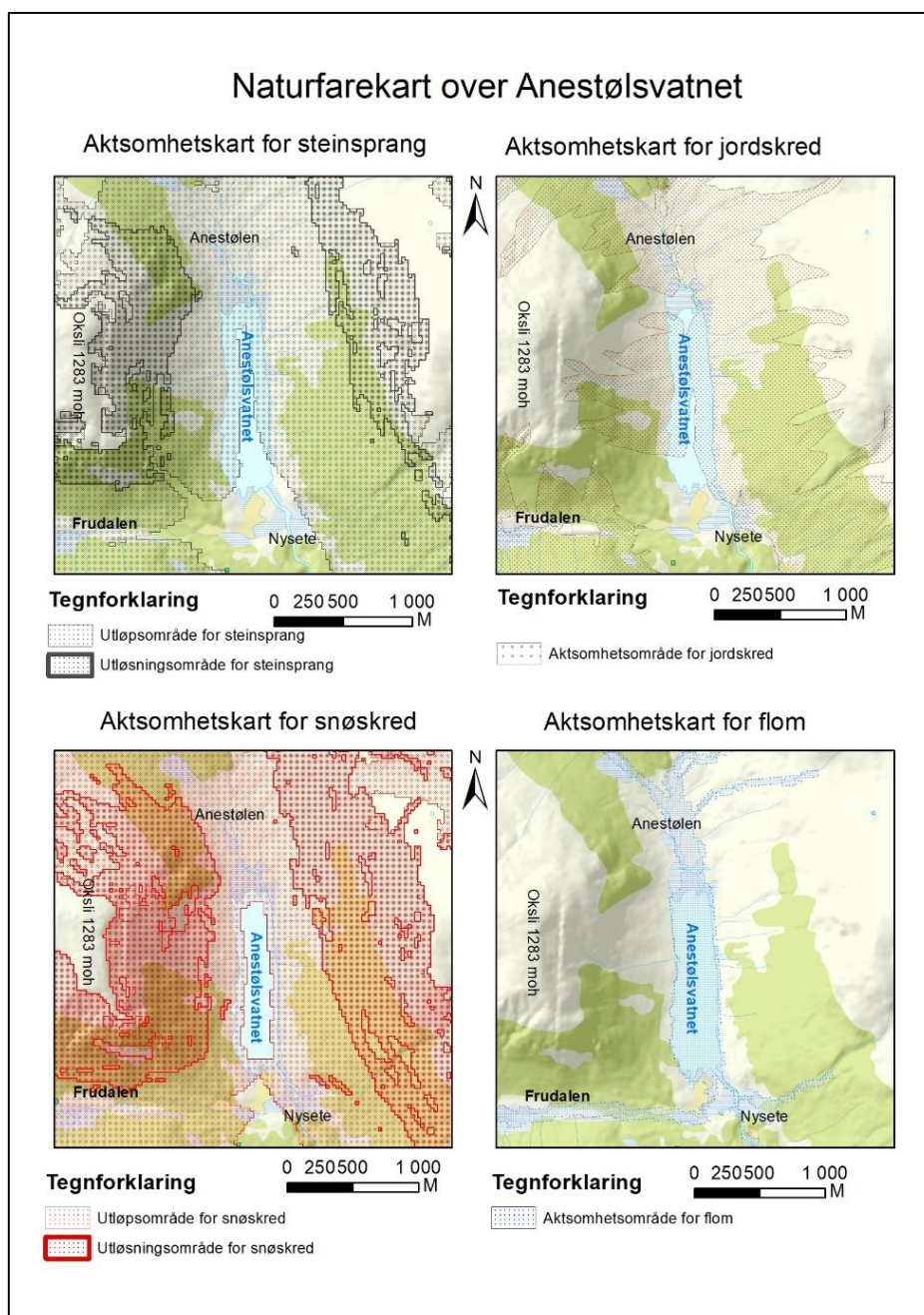
Vegetasjonen rundt Anestølsvatnet består primært av lyng, gress og bjørk. På den østlige siden av vannet er det spredt bjørkeskog, på vestsiden derimot er det lite vegetasjon, fordi området er svært preget av snøskredaktivitet. På elveavsetningene nord og sør for vannet, består vegetasjonen for det meste av lyng og gress (egne observasjoner, Andreassen & Lie-Andreassen, 1997).

Klimaet generelt i Sogn og Fjordane er varierende, med mer nedbør langs kysten enn i dalstrøkene lengre inn i landet. I fremtiden vil klimaet endres, hvor temperaturen er forventet og stige 4 C° og årsnedbøren er forventet å øke med 15%. Dette vil igjen gi økt skredaktivitet, da nedbør og temperatur er en viktig faktor for utløsning av skred (MET, 2013).

På Selseng, omtrent 2 km sørøst for Anestølsvatnet ligger det en værstasjon. Data fra denne værstasjonen er tilgjengelig via meteorologisk institutt, hvor også den illustrerte grafen er hentet fra (figur 4). Selseng har i gjennomsnitt 1543 mm nedbør i årene fra perioden 1961-1990 (MET, 2018).



## 6.6 Skredfare



Figur 5. Aktsomhetskart over området rundt Anestølsvatnet. (NGU, 2018b-e).

NVEs aktsomhetskart for Anestølsvatnet viser potensiell fare i området (figur 5). Vannet ligger innenfor aktsomhetssonen til alle naturfarene. Det er ikke gjort kartlegging av reel fare på stedet. Snøskred er observert på den vestlige siden av vannet, og jord- og flomskred på den østlige siden.

## 6.7 Tidligere arbeid

Det er tidligere blitt skrevet flere bachelor- og kandidatoppgaver som omhandler Anestølsvatnet og Anestølsdalen. Seljelid et al. (1995) fokuserte på isavsmelting og kvartærgeologien i Sogndalsdalen. Kandidatoppgavene til Halvorsen et al. (1996) og Andreassen & Lie-Andreassen (1997) ser på holocen sedimentasjon i Anestølsvatnet ved hjelp av lange kjerneprøver, her ble kjernene også datert. Wenaas et al. (2013) fokuserer på et jordskred som ble utløst den 16. november 2013 og undersøker blant annet poretrykk og grunnvannsnivå som utløsningsårsaker. Grønli & Norheim (2016) bidrar med et batymetrisk kart og tolking av skredavsetninger under vannet ved hjelp av georadar.

Det er Halvorsen et al. (1996) og Andreassen & Lie-Andreassen (1997) som er mest relevant for denne oppgaven. Målsetningen om korrelering av kjernene og karakterisere skredsignaturer er spørsmål bygget på problemer fra disse oppgavene.

## 7 Teoretisk bakgrunn

### 7.1 Innsjøer og innsjøsedimentasjon

Innsjøer dannes der det er en fordypning i landskapet. Disse fordypningene blir som regel dannet av platetektoniske prosesser. Andre prosesser som kan danne innsjøer er vulkansk aktivitet, enten det er lavastrømmer som demmer opp, eller gamle krater som blir fylt med vann. Breer danner også fordypninger ved erosjon (Hongve & Kjensmo, 2018). I Norge er breerosjon den mest vanlige prosessen for dannelselse av innsjøer, og dette gjelder også Anestølsvatnet (Seljelid et al., 1995).

Innsjøer kan være hydrologisk lukket eller åpen. En lukket innsjø blir kun tilført vann, til forskjell fra en åpen innsjø, som også har avrenning ut fra innsjøen. Vannmassene i innsjøer er delt inn i et temperaturvariert oksygenrikt lag, og et oksygenfattig kaldt lag med høy tetthet nederst. Vannfasene er delt av termoklin grense, som opprettholdes fordi innsjøer ofte har relativ liten bevegelse i vannmassene i fravær av tidevanns- og havsirkulasjonsprosesser. En viktig konsekvens av slike todelte vannmasser er anaerobe bunnforhold, dermed vil organisk materiale som avsettes ikke bli brutt ned. I hovedsak er det vind som kan bevege noe av vannmassene i innsjøer. Vind kan lage bølger på overflaten, men bølgene blir aldri store. Dette er fordi innsjøer har begrenset størrelse. Men verken bølgene eller vinden vil påvirke dypere deler av innsjøen. Et resultat av dette er at sediment som silt og leire suspendert i vannet blir avsatt i horisontale lag på innsjøbunnen (Nichols, 2009, s.152-155).

Økt sedimenttilførsel observeres under flomperioder, er i hovedsak forårsaket av kraftig nedbør eller snøsmelting (Tollan, 2018). Der elver med sediment i suspensjon entrer innsjøen vil det dannes et delta. Endret hastighet gjør at grus og sand vil bli avsatt først, mens silt og leire kan bli transportert langt ut i bassenget. Denne sedimenttilførselen er i stor grad styrt av sesong. Om våren øker sedimenttilførsel som følge av sedimentrikt kaldt smeltevann. Om sommeren blir det avsatt organiskrikt sediment, da den organiske produksjonen øker. Dette gir et lyst lag med finere sedimenter om våren, og et mørkt organiskrikt lag om sommeren. Denne avsetningen kalles varv (Nichols, 2009, s.155-156).

## 7.2 Jordskred og flomskred

Det finnes mange forskjellige måter å klassifisere et løsmasseskred. De to mest vanlige formene som ofte blir brukt om hverandre, er jordskred og flomskred. I Blikra, Hole & Rye (1989) blir begrepene grove- og fine massestrømmer og flomskred brukt. Grove og fine massestrømmer kan sammenlignes med jordskred, som kommer til å brukes senere i teksten med henvisning til definisjonen av grove massestrømmer fra Blikra et al. (1989, s.11-15).

Jordskred består av en rask og flytende lobeformet masse av blokk, stein, grus, og finere jordtyper. (Blikra et al., 1989). Flomskred blir i Blikra et al. (1989) definert som et mellomstadium mellom en fluvial prosess og en massestrøm. Der forskjellen er at fluviale prosesser blir drevet frem av vann, mens massestrømmer blir drevet frem av gravitasjon (Blikra et al., 1989, s.14-15).

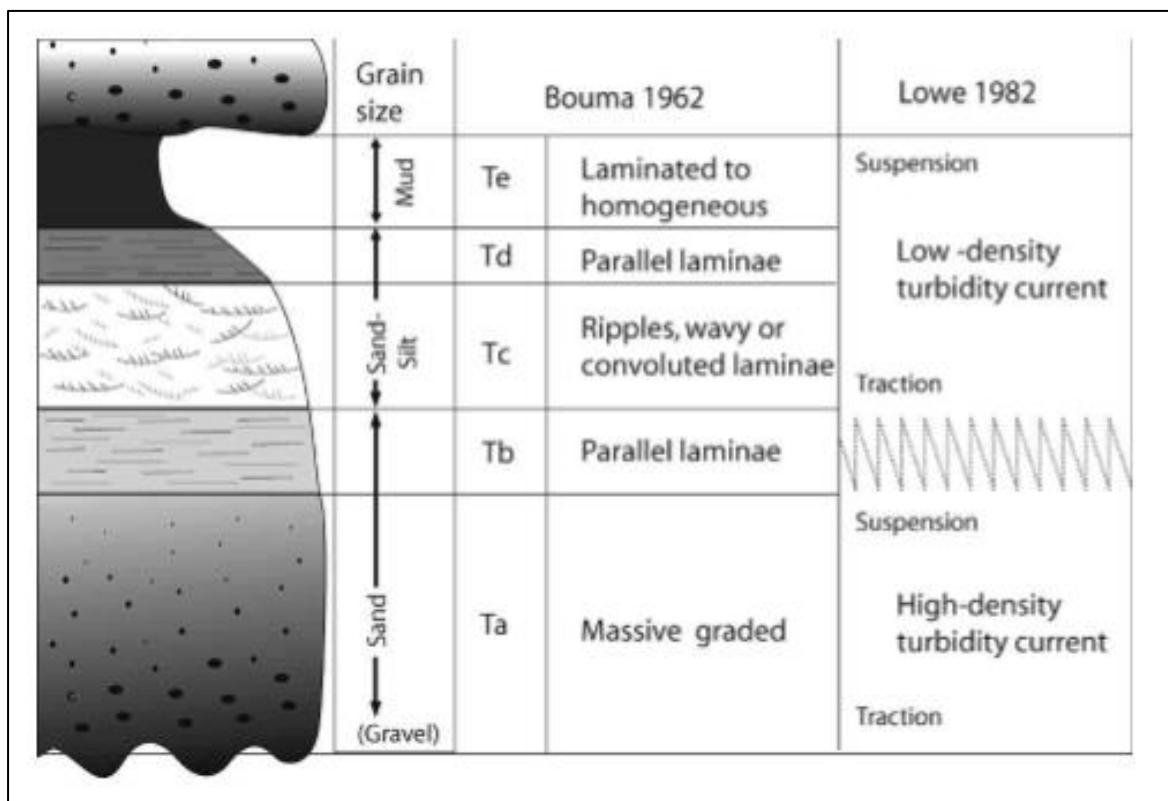
Jordskred kan utløses i et glideplan, et punkt i vannmettede masser eller langs bruddsoner (NVE, 2013). Jordskred utløses vanligvis i helninger på mellom 25 og 40 grader. Skredet eroderer ofte en kanal i øvre del av utløsningsområdet, mens erosjonen er mindre lengre nedover i skredbanen. En vanlig avsetningsform av jordskred er laterale levéer langs siden av skredbanen og en lobe i enden av massestrømmen (Blikra et al., 1989, s.14). Materialet i et jordskred er dårlig sortert fordi det er lav turbulens. Det kan allikevel oppstå revers gradering noen plasser, ved skjær mot bakken. Avsetningene er vanligvis matriksbåret (Nichols, 2009, s.61).

## 7.3 Turbiditetsstrøm

Turbiditetsstrøm er en turbulent strøm av sedimenter suspendert i vann, og har lavere tetthet enn et jordskred. Bevegelsen er drevet frem av en kontrast i tetthet mellom strømmen og vannet rundt. Blir kontrasten redusert, vil bevegelsen til strømmen også reduseres. Avsetningen etter en turbiditetsstrøm kalles turbiditt og sprer seg utover som et jevnt normal gradert lag, med de groveste materialene i bunn. (Nichols, 2009, s.61-62). Den nedre delen av turbiditten er ofte bare tilstede proksimalt i bassenget, mens den øvre delen av turbiditten er tilstede distalt (Nichols, 2009, s.63). Bouma (1962) har illustrert en idealisert sedimentær logg av en turbiditt (figur 6). Lowe (1982) tilpasset denne idealiserte loggen, da han delte turbiditetsstrømmen inn i lav og høy tetthet (figur 6).

I vannet kan massestrømmen oppføre seg som en multifasestrøm. Med en hyperkonsentrert strøm rett fremfor jordskredet, og sediment suspendert i en turbiditetsstrøm som beveger seg over og fremfor jordskredet (Sohn, Choe & Jo, 2002).

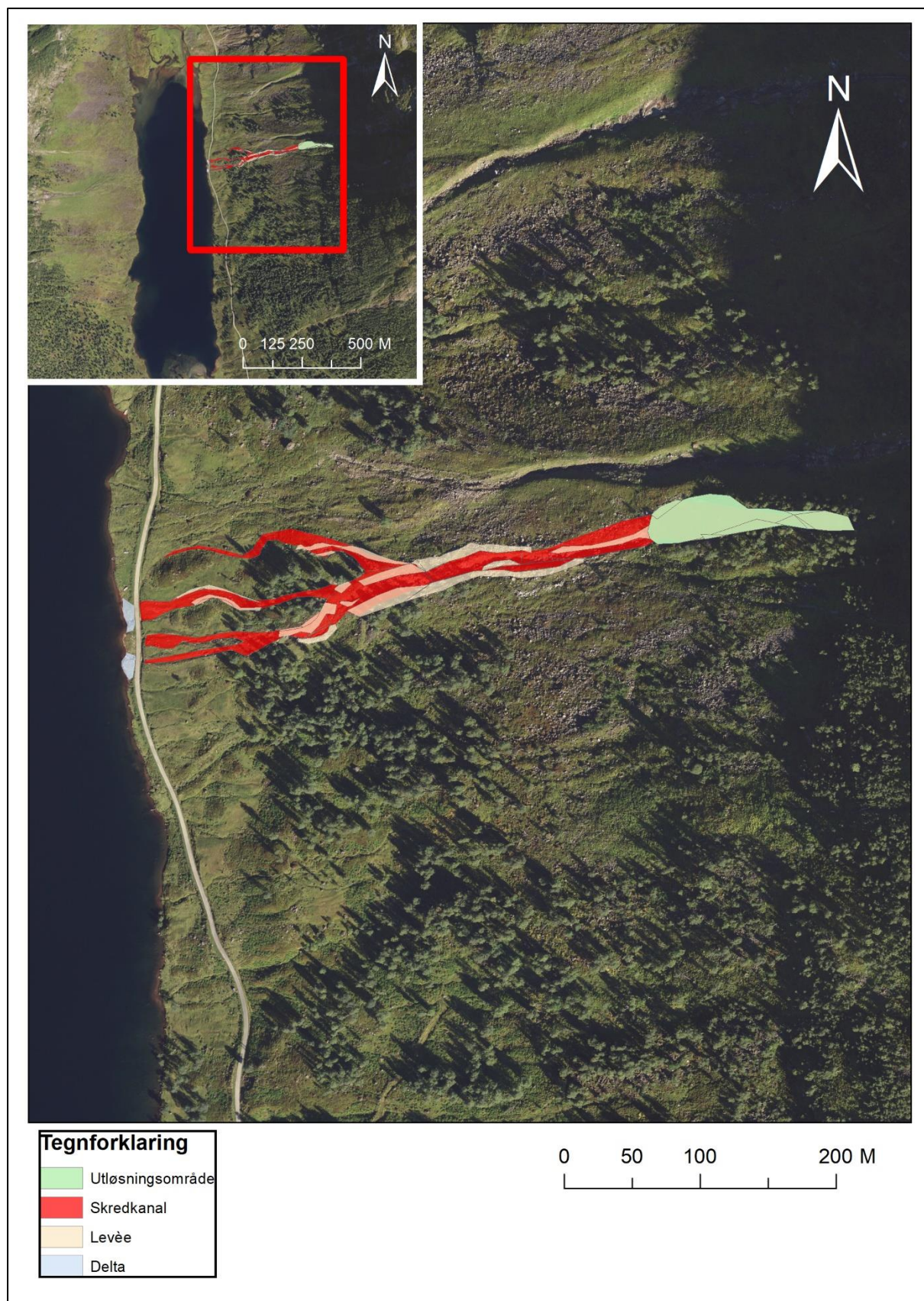




Figur 6. Bouma sekvensen: Avsetninger av en idealisert turbiditt med subklassifiseringer fra Ta-Te. Lowe tilpassning: Turbiditetsstrøm med høy og lav tetthet. Hentet fra Støren, E., Dahl, S., & Lie (2008). Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene*, 18(8), 1179-1191. Figur 4, s.1185.

## 7.4 Jordskredet i 2013

15 eller 16. november 2013 ble det utløst et jordskred på den østlige siden av Anestølsvatnet (figur 7). Det var kommet opp til 48.5 mm nedbør på 11 timer og 10 min den 15. november. Kombinert med smelte vann fra snø gjorde dette at bakken ble mettet med vann, og grunnvannet steg. Dette førte til at jordskredet ble utløst. Jordskredet gikk helt ut i vannet og dannet et delta langs vannkanten (Olsen et al., 2015).



Figur 7. Oversiktskart over jordskredet i 2013 (Norge i bilder, 2018).

## 7.5 Snøskred

Snøskred er forflytninger av store mengder snø, og blir som regel utløst på en helning mellom 30 - 60 grader. Snøskred blir delt inn i to hovedtyper; løssnøskred og flakskred. (Lied & Kristensen, 2003, s.23 & 61).

Løssnøskred utløses i våt eller nysnø når kohesjonen mellom snøkrystallene blir for lav (Lied & Kristensen, 2003, s.61-62). Den løse snøen gjør at løssnøskred utløses i et punkt som øker i størrelse når skredet beveger seg nedover i terrenget. Derav blir løssnøskred ofte kalt punktskred. (Brattlien, 2008, s.53). Flakskred har derimot et større utløsningsområde der snøen sklir ut samtidig. Skredet oppstår når et snølag sklir ut langs et svakere lag kalt glidesjiktet. Det svakere laget ligger over et fast eldre lag som fungerer som et glideplan ved utløsning. Ved utløsning oppstår det ett brudd i glidesjiktet og snøen begynner å gli langs det svake laget på glideplanet (Lied & Kristensen, 2003, s.64).

Et veldig vått flakskred klassifiseres som et sørpeskred og blir utløst på en helning mellom 5 - 40 grader. Utløsningsårsaken til sørpeskredet er som regel kraftig regn eller snøsmelting som tilfører store mengder vann til snødekket. Dette fører til at snøen blir mett (McClung & Schaerer, 1993 s 87-88; Lied & Kristensen, 2003, s.71-74). Det store vanninnholdet gir massene lav fasthet og stor bevegelighet, noe som igjen gir sørpeskredet en lengre rekkevidde enn skred med mindre vanninnhold (Norem & Sandersen, 2012).

### Avsetning etter snøskred

Et snøskred kan frakte med seg vegetasjonsmateriale og sedimenter opp til blokkstørrelse. Et snøskred vil erodere seg ned i overflaten og skade eller dra med seg vegetasjon og løsmasser. Dette gjør at det dannes raviner i skredløpet. Selv om alle typer skred har evne til å erodere og skade vegetasjon, er det store våte skred som har størst evne til å erodere seg ned i løsmassene. Dermed er det disse skredene som har evne til å frakte mest løsmasser. I utløpsområdet til snøskred kan man finne klaster opp til blokk størrelse sammen med mindre klaster. (Lied & Kristensen, 2003, s.34).

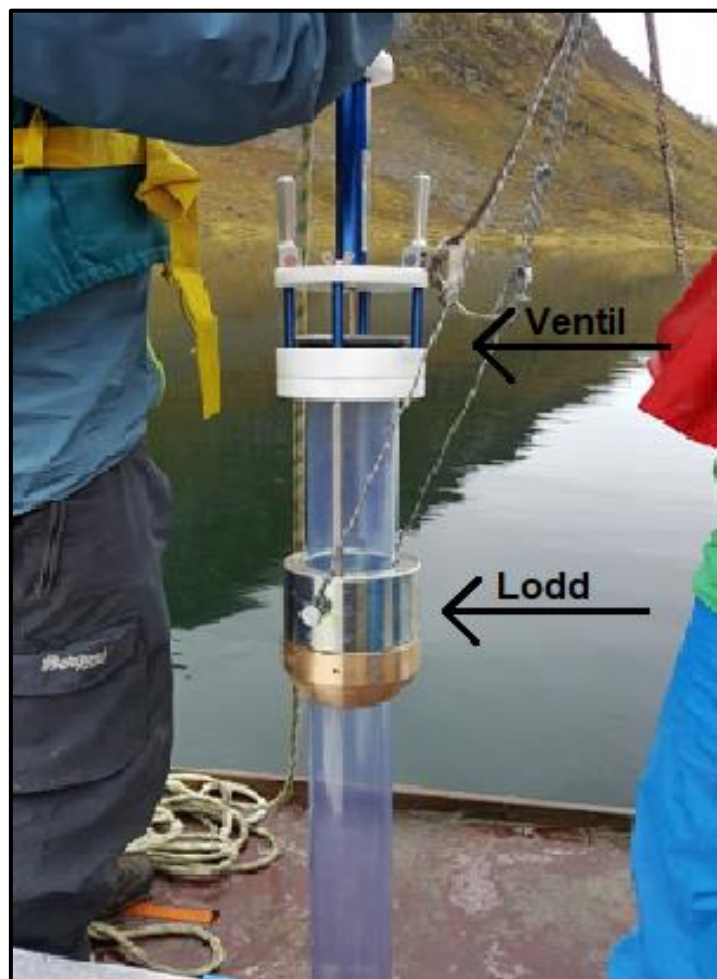


## 8 Metode

### 8.1 Feltarbeid

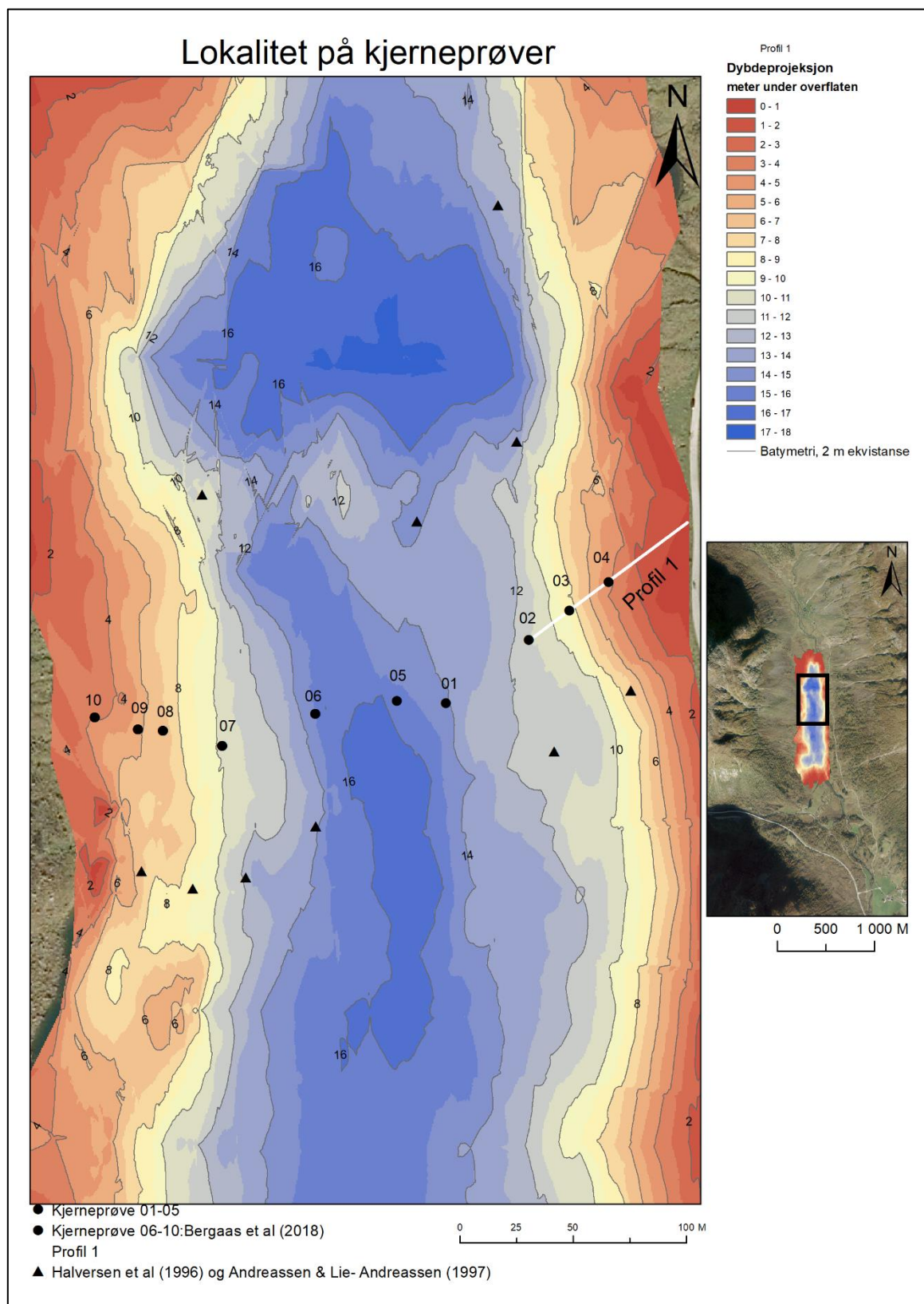
Feltarbeidet ble utført på Anestølsvatnet i Sogndal kommune (figur 1), den 4. oktober 2017. For å undersøke skredsignaturer ble det tatt et profil bestående av 5 sedimentkjerner fra et område der et jordskred traff vannet i 2013 (se avsnitt 7.4 - "Jordskredet i 2013"). For å hente inn kjernene ble det tatt i bruk en flåte. Det ble tatt GPS-posisjon og målt vanddyp på stedene kjernene ble hentet opp fra. Etter at kjernene ble tatt opp og fraktet til land, ble toppen og bunnen stabilisert med oasis og kjernene forseglet.

Ved uttak av kjerneprøvene ble en uwitec corer brukt, med rør på 90 mm i diameter (figur 8). Denne kjernetakeren bruker tyngdekraften til å ta forholdsvis korte kjerneprøver med uforstyrret topplag. På toppen av kjernetakeren er det en ventil som er åpen når prøven synker ned. Ventilen lukkes når prøverøret når bunnsedimentene og det skapes et vakuum i røret. Kohesive sedimenter som leire og silt beholder vakuumet bedre, enn grovere sedimenter med mindre kohesivitet.



Figur 8. Viser uwitec corer som ble brukt til å hente opp kjerneprøvene. Ventil og lodd er vist på bilde. Foto: Jonas Kimerud.

### 8.1.1 Lokaltet på kjerneprøvene



Figur 9. Batymetrisk kart over kjernelokalitetene (Grønli & Norheim, 2016).

Kjerneprøvene ble tatt på den østlige siden av bassenget (figur 9, 01-05). Kjerneprøvene 06 til 10 er fra Bergaas et al. (2018; figur 9, kjerne 06-10). Tidligere kjerneprøver fra Halvorsen et al. (1996) og Andreassen & Lie-Andreassen (1997) er også tatt med. Lokaliteten til kjerneprøvene er i nærheten av jordskredetskredet i 2013 (se avsnitt 7.4 - "Jordskredet i 2013"). Kjerneprøver er tatt både proksimalt og distalt for å kunne karakterisere skredavsetningene lateralt i bassenget. Kjernene vil bli henvist som 01 - 05 som er en forkortning av kjerne ID vist i tabell 1. 01 - 05 viser til rekkefølgen kjernene ble hentet opp. Kjerneprøvene til Bergaas et al. (2018) henvises til som kjerne 06-10.

Profil 1 går fra land, og ut til kjerne 02 (figur 9). Profilet er rundt 100 meter og vanddypet ved kjerne 02 er 13.60 meter (tabell 1). Ved hjelp av trigonometri kan gjennomsnittlig helning i profilet bli regnet ut. Helningen blir da 13.5° i gjennomsnitt for profil 1.

*Tabell 1: Kjerneinformasjon*

| <b>Kjerne ID</b>                                | <b>AVG-01-17</b> | <b>AVG-02-17</b> | <b>AVG-03-17</b> | <b>AVG-04-17</b> | <b>AVG-05-17</b> |
|---|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| <b>UTM sone 32 E</b>                            | 388183.57        | 388220.08        | 388237.82        | 388255.12        | 388161.18        |
| <b>UTM sone 32 N</b>                            | 6804385.6        | 6804413.6        | 6804426.6        | 6804439.2        | 6804387.1        |
| <b>Vanddyp (m)</b>                              | 14.40            | 13.60            | 10.30            | 5.70             | 16.40            |
| <b>Lengde på kjerneprøve ved splitting (cm)</b> | 25               | 69               | 53.5             | 49               | 66               |
| <b>Setningsgraden av kjernene (%)</b>           | 19               | 15               | 16               | 15               | 17               |

## 8.2 Analysering av kjernene

Analysen av kjernene ble utført ved UiB sin Earthlab i perioden 18-21. desember 2017.

Instrumentene som ble brukt var xrf, mastersizer 3000 og coresusc. Senere ble det utført glødetap og måling av kornstørrelse ved sikting i Sogndal.

### 8.2.1 Sedimentær logg

Det ble gjort visuell logging av kjernene under labarbeidet i Bergen. Loggene ble digitalisert ved hjelp av tegneprogrammet coreldraw. I fargekategoriseringen ble munsell color chart brukt. Kornstørrelser fra mastersizer 3000 er også tatt med i loggene.

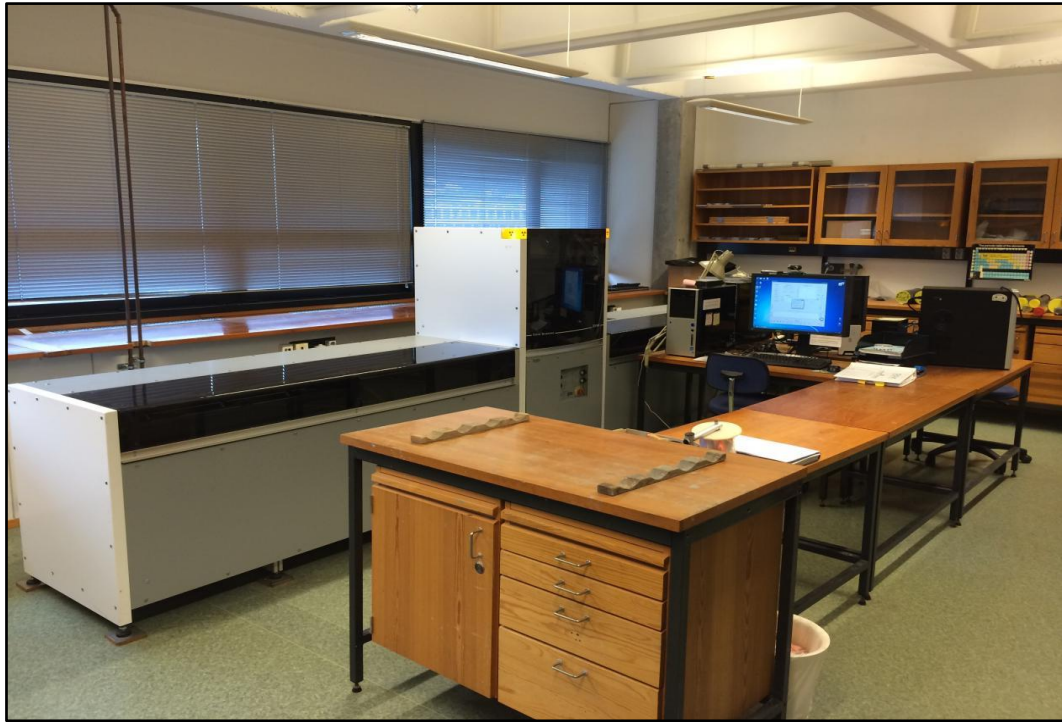
### 8.2.2 XRF

Røntgenfluorescens er en spektrometri-metode for å analysere grunnstoffer. Prøvemateriale blir bombardert med gammastråler med høy energi som fører til at fluorescerende røntgenstråler blir frigjort og målt. Siden ulike grunnelementer frigjør stråling med karakteriske bølgelengde og energi, kan en relativ andel av ulike grunnstoffer bestemmes (Sherma, Larkin & Larkin, 2007)

Kjerneprøvene ble analysert med en itrax xrf corescanner (figur 10). Itrax xrf corescanner er en skanner for splittede kjerneprøver. Den tar røntgenbilde samt høyoppløselig overflateskann og foretar en analyse av grunnstoffer fra aluminium til uran. (Croudace, Rindby & Rothwell, 2006).

Røntgenbildet kan kombineres med grunnstoff-analysen, og få frem strukturer, tetthetsforskjeller og kjemiske variasjoner i prøven, som ikke er synlige for det blotte øyet eller optiske kamera. Da røntgenbildet og xrf analysen kombineres i samme instrument, garanterer dette også at posisjonene til røntgenbildet stemmer med xrf analysen (Cox Analytical Systems, 2016, s.2).

Før analysen ble kjernene klargjort ved å påse at overflaten var så jevn som mulig. Deretter ble en ekstra tynn plastfilm lagt over kjernene. Det var viktig å forhindre luftbobler mellom plastfilmen og kjernen, da disse kunne gi utslag på målingene. 30 grunnstoffer ble analysert, grunnstoffene ligger mellom aluminium og bly. Grafer 13 ble brukt til å fremstille resultatene. Parameter for xrf er lagt med i vedlegg (se avsnitt 13.1 - "Vedlegg 1, tabell 4").



*Figur 10. Itrax xrf core scanner som ble anvendt på UiB sin EARTHLAB i Bergen. Foto: Eivind Støren (2014), hentet fra UiB sine nettsider.*

### *8.2.3 Kornstørrelseanalyser*

Det ble brukt to metoder for å finne kornstørrelsen til sedimentene. De fleste prøvene ble målt med laserdiffraksjon ved hjelp av mastersizer 3000. Da mastersizer 3000 ikke klarte å måle kornstørrelse over 3.5 mm og i tillegg blir unøyaktig over 1 mm (Torgeir Røthe, personlig samtale), ble det utført sikting av de groveste prøvene.

I denne oppgaven ble det benyttet Udden-Wentworth skala for inndeling av kornstørrelser (tabell 2).



Tabell 2: Udden-Wentworth skala modifisert til norsk (Nichols, 2009, s.7).

| Størrelse i mm | Navn             |
|----------------|------------------|
| >256           | Blokk            |
| 64–256         | Stein            |
| 32–64          | Veldig grov grus |
| 16–32          | Grov grus        |
| 8–16           | Medium grus      |
| 4–8            | Fin grus         |
| 2–4            | Veldig fin grus  |
| 1–2            | Veldig grov sand |
| 0.5–1          | Grov sand        |
| 0.25–0.5       | Medium sand      |
| 0.125–0.25     | Fin sand         |
| 0.063–0.125    | Veldig fin sand  |
| 0.031–0.063    | Grov silt        |
| 0.0156–0.031   | Medium silt      |
| 0.0078–0.0156  | Fin silt         |
| 0.0039–0.0078  | Veldig fin silt  |
| <0.0039        | Leire            |

#### Måling av kornstørrelse med mastersizer 3000

Malvern mastersizer 3000 er et instrument som bruker laserdiffraksjon til å bestemme kornstørrelse på partiklene fra 10 nm til 3,5 mm i en sedimentprøve (figur 11). Instrumentet benytter to bølgelengder for å bestemme kornstørrelse. Laserlyset passerer gjennom en spredt partikkelprøve i suspensjon. Når laserlyset treffer partiklene endres vinkelen til lyset, som blir målt. Er vinkelen stor på det spredte lyset betyr det at partikkelen er liten og motsatt. De målte diffraksjonsvinklene ble analysert for å kalkulere størrelsen på partiklene ved bruk av Mie teorien om lysspredning (Malvern Panalytical, 2016, s 4).

Det ble tatt prøver jevnt fordelt i kjernene både av organisk- og minerogenrik bakgrunn, i tillegg til hendelseslag. Prøvene ble behandlet med hydrogenperoksid ( $H_2O_2$ ) for å fjerne organisk material. For dette formålet ble omtrent 0.2 ml prøvemateriale blandet med 10 ml hydrogenperoksid og varmet opp på en varmeplate i et avtrekkskap. Når syren nesten var fordampet, ble det fylt på 5 ml hydrogenperoksid i fire omganger til. Deretter ble det tilsatt vann i prøvene. Før analyse av prøvene ble det tilsatt calgon, for at det skulle være lik bakgrunnsmiljø i prøvene og i vannbeholderen til mastersizer 3000. “Obscuration” er en betegnelse på hvor mye av laserlyset som blir skjult eller spredt av prøven (Ryzak & Bieganski, 2011). For grove prøver skal det helst være en «obscuration» mellom 8-15% (Torgeir Røthe, personlig samtale), prøvene som ble tatt hadde en «ocscuration» på mellom 7.45-19,79%, noe som er litt utenfor den egnede mengden. Resultatene ble fremstilt i grafer 13.



*Figur 11. Mastersizer 3000 som ble anvendt på UiB sin EARTHLAB. Foto: Jonas Kimerud.*

### Måling av kornstørrelse ved sikting

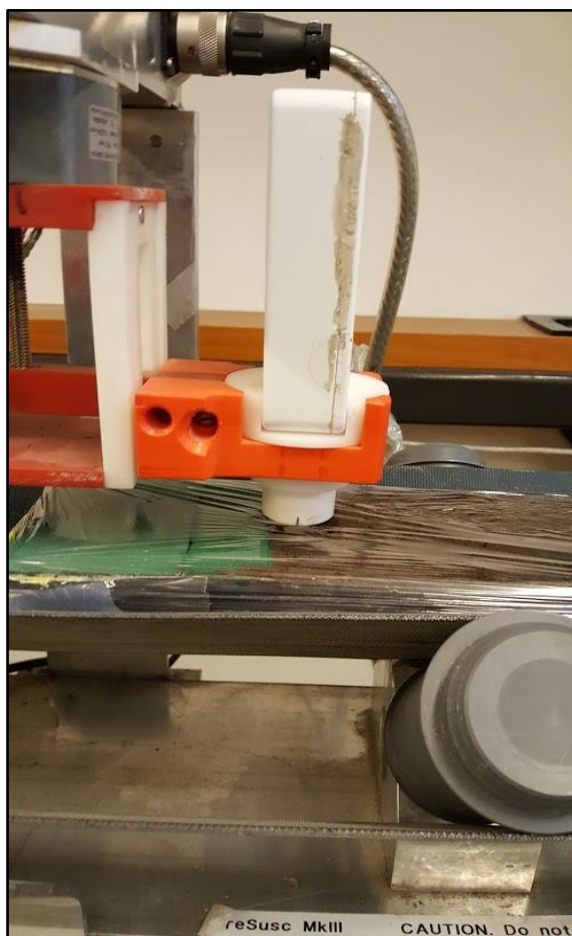
På hendelseslagene ble kornstørrelsen bestemt ved sikting. For å skille leire og silt fra resten av prøven ble det først foretatt en våtsikting. Deretter ble prøvene tørket i varmeskap på 55 °C og tørrsiktet med siktetårn i standard kornstørrelsesklasser (tabell 2). De forskjellige kornstørrelsene ble deretter veid. Siktingen kan ikke skille mellom leire og silt.

#### 8.2.4 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet (MS) er et mål på hvor magnetiserbart et materiale er. Sedimenter består av forskjellige mineral, som reagerer ulikt på en magnetisk påvirkning. Mineralene magnetitt, hematitt, biotitt og pyritt er eksempler på mineraler med høy magnetisk susceptibilitet (Dearing, 1994, s.5).

Coresusc mklll ble brukt under analysen med bartington MS2E sensor (figur 12). Instrumentet ble innstilt til å måle 2 mm intervall. Sensoren skaper et svakt magnetisk felt, og registrerer magnetiseringen i materialet (Dearing, 1994, s.7). Sensoren måler magnetisk susceptibilitet på overflaten av splittede kjerner. Det må være en tynn plastfilm på overflaten av kjernen, uten luftbobler eller ujevnheter (Dearing, 1994, s.25) Sensoren måler et dimensjonsløst SI mål på  $10^{-5}$ , som kommer til å refereres til som ms videre i oppgaven.

«Drift correction» verdiene ble brukt i fremstillingen av resultatene, siden disse verdiene har trukket fra den beregnede luft målingen fra den totale magnetiske susceptibiliteten. Drift korreksjonen ble foretatt av programmet multisus, der en drift korreksjon ble beregnet for hver måling (Dearing, 1994, s.31). Grafer 13 ble brukt til fremstilling av resultatene. Under fremstillingen ble det fjernet 5 målinger som hadde negative verdier.



Figur 12. Coresusc mklll ved Earthlab på UiB. Foto: Jonas Kimerud.

### 8.2.5 Glødetap

Glødetap er en hyppig brukt analyse for å finne organisk innhold i en sedimentprøve.

Porselensdiglene som ble brukt i glødetapsanalysen ble rensket før bruk, ved å sette dem i en ovn på 550 C° i 3 timer. Diglene ble deretter avkjølt i eksikator og veid (figur 13). Det ble plassert cirka 3 gram prøvemateriale i diglene før de ble satt i et varmeskap på 105 C° i 24 timer. Deretter ble diglene med tørket sediment nedkjølt i eksikator og veid igjen. Til slutt ble diglene med tørket sediment brent på 550 C° i 3 timer (Smith, 2003). Etter brenning ble diglene på nytt kjølt ned i eksikatorens og veid. Resultatet av glødetapsmålingene ble fremstilt i grapher 13.



Figur 13. Eksikator for nedkjøling og tørking av sedimentprøven med ovnen i bakgrunnen. Foto: Jonas Kimerud.

## 9 Resultater og tolkning

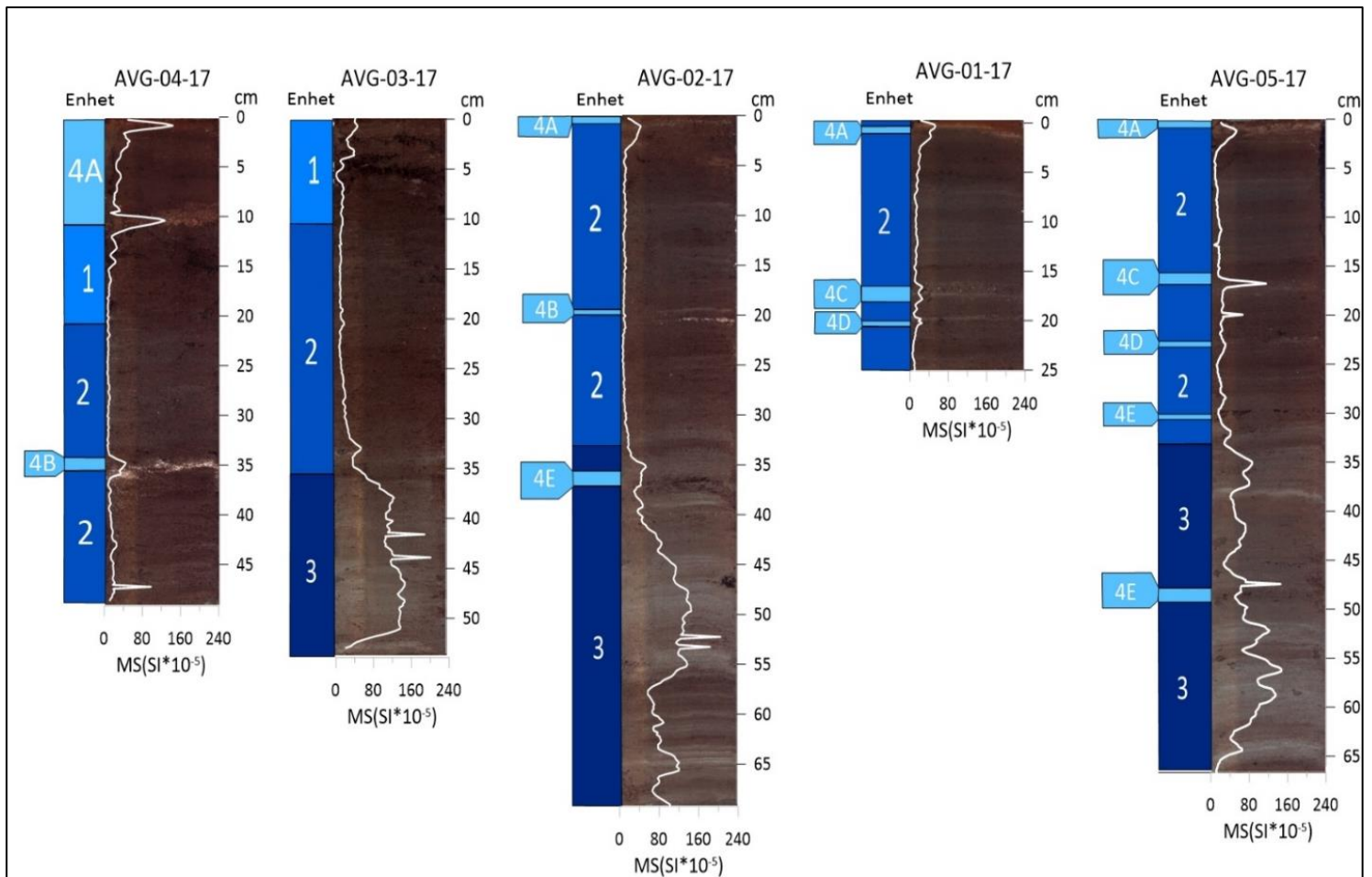
Resultatene fra glødetapsanalysen, målinger av magnetisk susceptibilitet, kornstørrelseanalysen, logg, samt xrf ble brukt til å beskrive og tolke avsetningene i kjerneprøvene. På bakgrunn av beskrivelsen og resultatene ble kjernene delt inn i facies og enheter. Sedimentene i Anestølsvatnet er bygd opp av lyse og mørke varv, avhengig av sesong (se avsnitt 7.1 – "Innsjøer og innsjøsedimentasjon").

Avsetninger som avviker fra varv-sedimentasjonen, er potensielle skredhendelser. Generelt viser glødetapsmålingene og målinger av magnetisk susceptibilitet god samsvarighet. Når glødetapsmålingene er lave, er målinger av magnetisk susceptibilitet høye og omvendt. Det er også vist at glødetap og magnetisk susceptibilitet er invers korrelert ( $r = -0,84$ ; Seierstad, Nesje, Dahl & Simonsen, 2002).

Det har også blitt demonstrert en nær sammenheng mellom konsentrasjonen av magnetisk mineral og andelen minerogent materiale i prøver (Thompson, Battarbee, O'Sullivan, & Oldfield, 1975).

Magnetisk susceptibilitet er ofte brukt til å kvantifisere minerogent innhold i proglasiale innsjøer (eg, Nesje et al., 1991; Nesje, Dahl, Andersson & Matthews, 2000; Nesje, Matthews, Dahl, Berrisford, & Andersson, 2001; Karlén & Matthews, 1992; Matthews, Dahl, Nesje, Berrisford & Andersson, 2000).

## 9.1 Magnetisk susceptibilitet



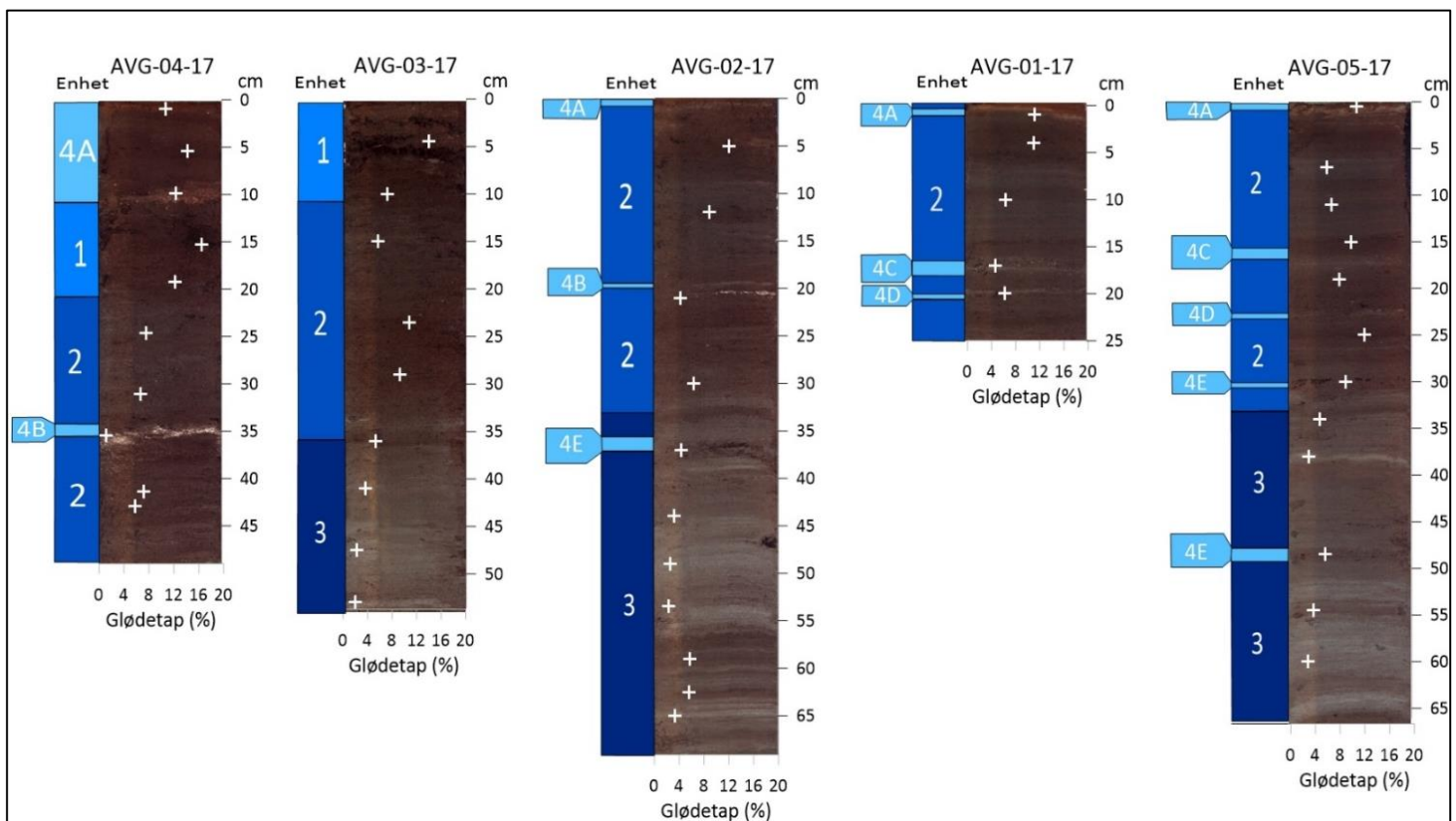
Figur 14. Målinger av magnetisk susceptibilitet i kjernene inndelt i enheter. Kjernene er plassert i rekkefølge der AVG-04-17 er den innerste kjernen fra land.

Den generelle trenden er en økning av magnetisk susceptibilitet nedover i kjernene (figur 14).

Områdene der de lyse minerogene varvene dominerer, samt mesteparten av hendelseslagene har relativ høy magnetisk susceptibilitet (figur 14, enhet 3 & 4). De laveste målingene finnes derimot i områder som har mørk organisk dominerte varv (figur 14, enhet 2). Alle kjerneprøvene har relativt høy magnetisk susceptibilitet øverst i kjernene.



## 9.2 Glødetap



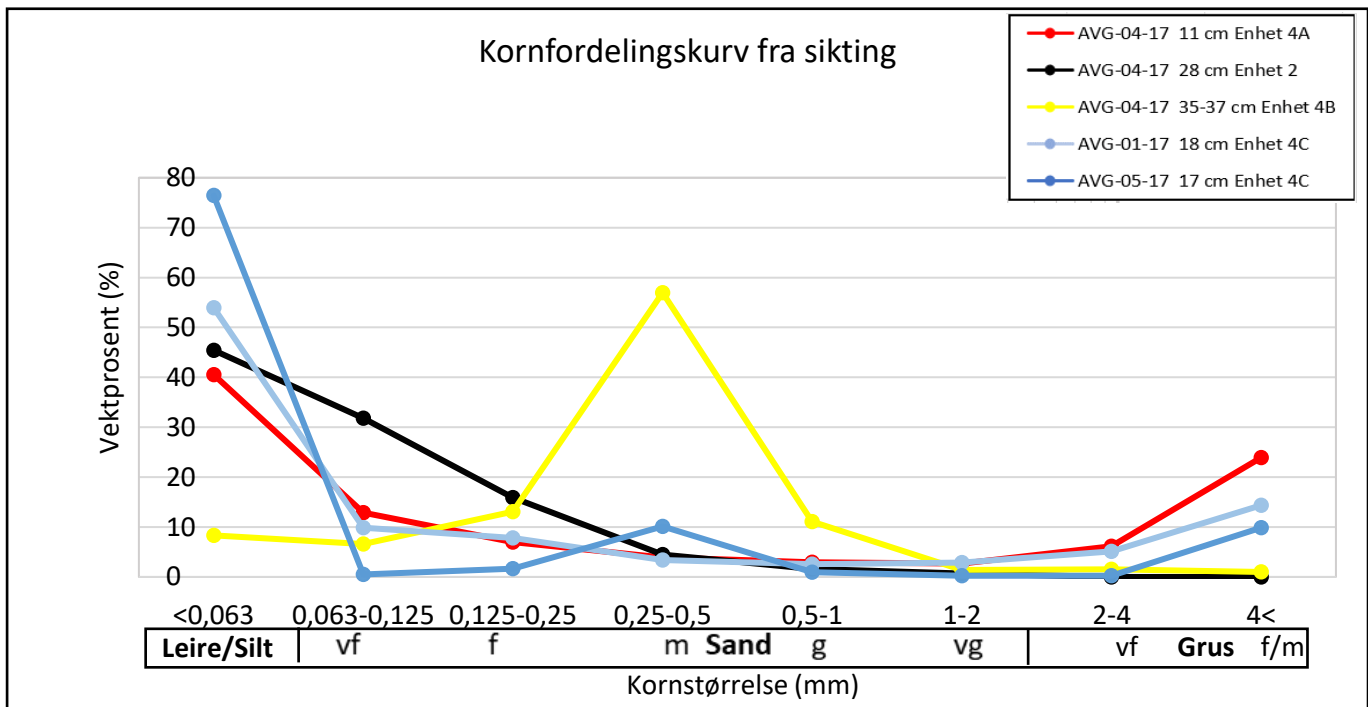
Figur 15. Målinger av glødetap i kjernene inndelt i enheter. Kjernene er plassert i rekkefølge der AVG-04-17 er den innerste kjernen fra land.

Den generelle trenden er et lavere glødetap nedover i kjernene (figur 15). Det høyeste glødetapet finnes i de organiskrike lagene med mosestengler (figur 15, enhet 1). I øvre del av kjernene der de mørke organiskrike varvene dominerer er glødetapsmålingene også høy (figur 15, enhet 2). Områder der de lyse varvene dominerer er glødetapet mindre, noe som tilsier et relativt lavt organisk innhold (figur 15, enhet 3). Hendelseslagene har varierende glødetap (figur 15, enhet 4)

## 9.3 Kornstørrelse

### 9.3.1 Kornstørrelse fra sikting

#### Kornfordeling fra sikting



Figur 16. Kornfordeling fra sikting, vf: Veldig fin, f: Fin, m: Medium, g: Grov og vg: Veldig grov (tabell 1).

Alle prøvene som ble siktet for hånd, består hovedsakelig av kornstørrelsene silt og leire (figur 16).

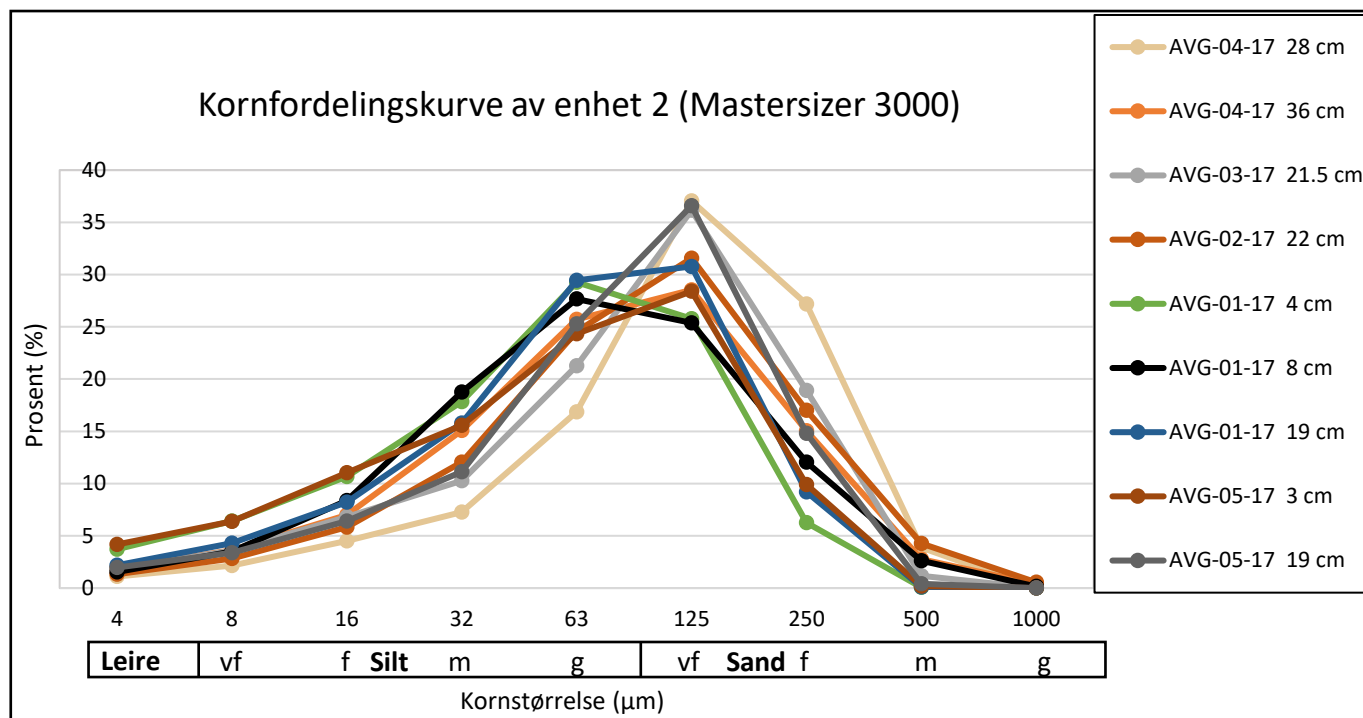
Unntaket er prøven fra sandlaget i enhet 4B, som har mest medium sand og er relativt godt sortert.

Prøvene i diamiktlagene i enhet 4A og C, har en god del grus.



### 9.3.2 Kornstørrelse fra mastersizer 3000

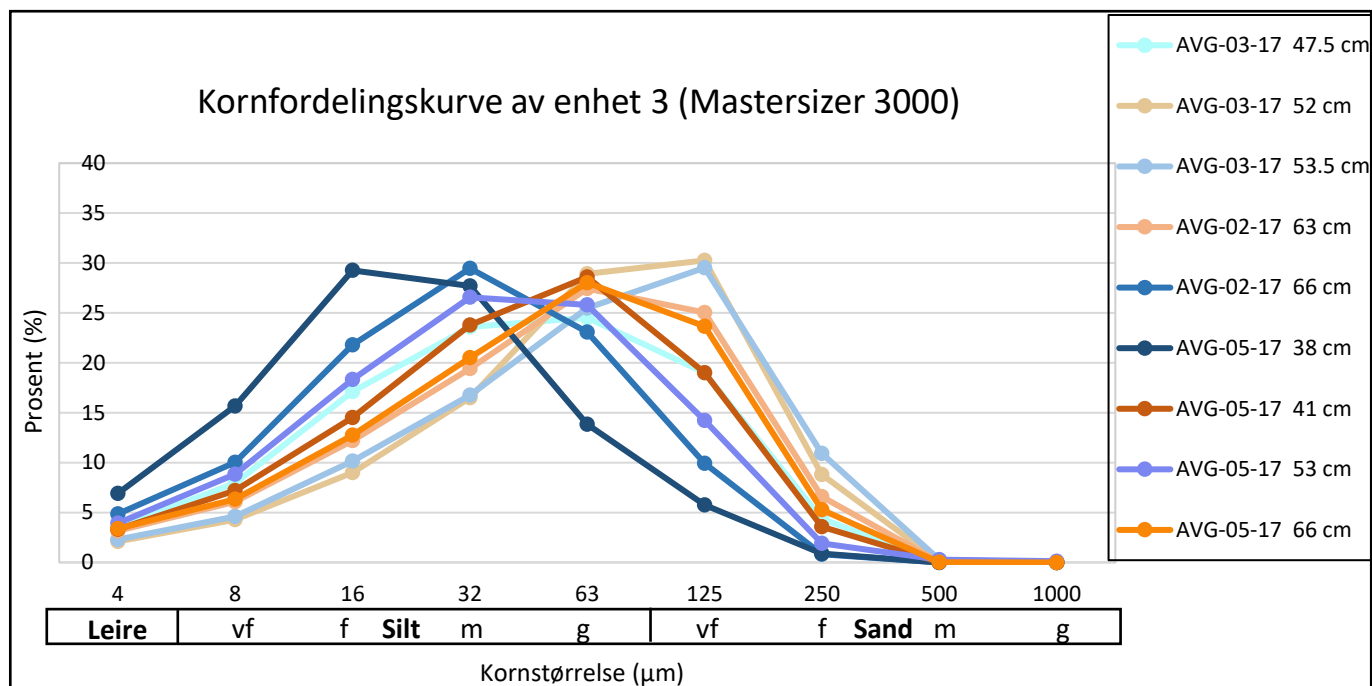
#### Kornfordeling av enhet 2



Figur 17. Kornfordeling fra mastersizer 3000 av enhet 2, vf: Veldig fin, f: Fin, m: Medium, g: Grov (tabell 1).

Den dominerende kornstørrelsen i enhet 2 er grov silt og veldig fin sand (figur 17). Kornstørrelsen i enheten er relativ lik i alle prøver, da de fleste prøvene ble tatt av mørke varv.

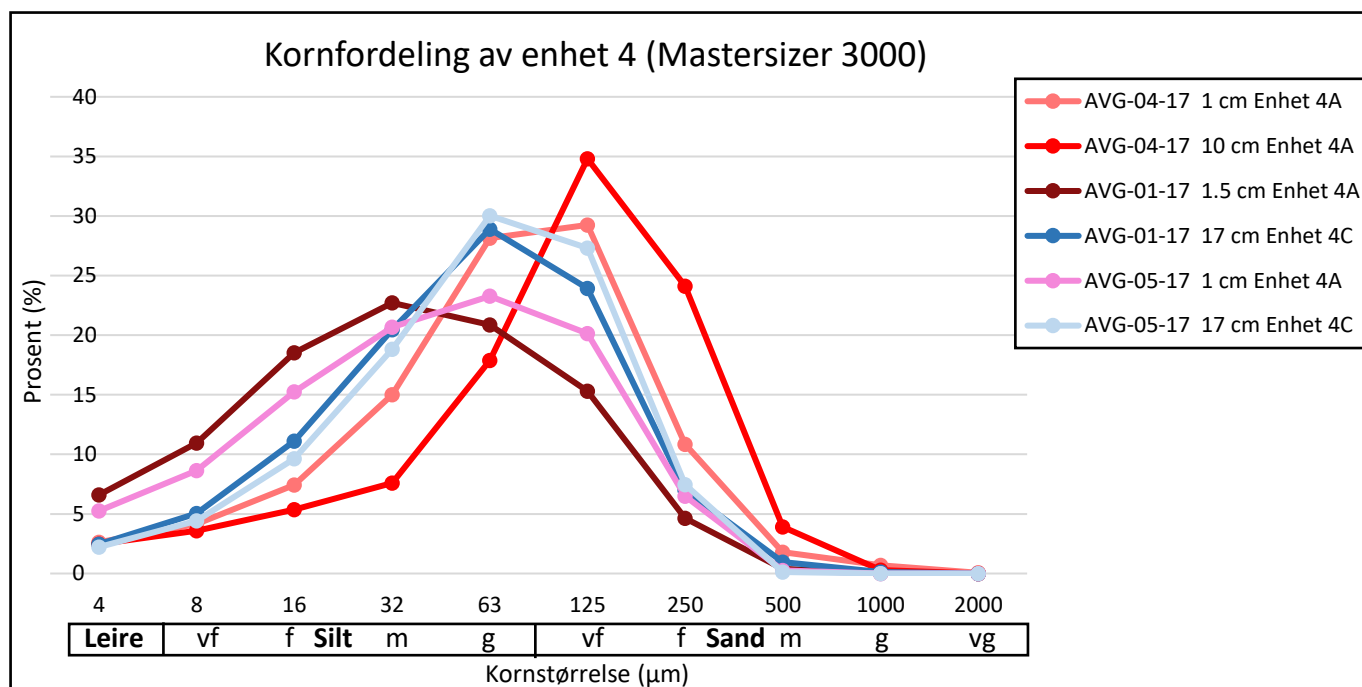
### Kornfordeling av enhet 3



Figur 18. Kornfordeling fra mastersizer 3000 av enhet 3, vf: Veldig fin, f: Fin, m: Medium, g: Grov (tabell 1). Blåtoner er lyse varv, og oransjetoner er mørke varv.

De dominerende kornstørrelsene i enhet 3 er fra fin silt til veldig fin sand (figur 18). Kornstørrelsen er i hovedsak mindre enn i enhet 2, og kornfordelingen er mer variert. De lyse varvene har generelt mindre kornstørrelse enn de mørke varvene, med unntaket av en prøven fra kjerne 03 (AVG-03-17 53.5 cm). Kornfordelingen til de mørke varvene i enhet 3, er veldig lik kornfordelingen til de mørke varvene i enhet 2.

### Kornfordeling av enhet 4



Figur 19. Kornfordeling fra mastersizer 3000 av enhet 4, vf: Veldig fin, f: Fin, m: Medium, g: Grov og vg: Veldig grov (tabell 1).

Kornfordelingen i enhet 4 er varierende, der de dominerende kornstørrelsene er fra medium silt til veldig fin sand (figur 19). Siltlagene i toppen av kjerne 01 og 05, har den minste kornstørrelsen (AVG-01-17 1.5 cm enhet 4A & AVG-05-17 1 cm enhet 4A). Siden mastersizer ikke er nøyaktig med kornstørrelser over 1 mm, vil prøvene fra grove lag bli upresise.

## 9.4 Inndeling i enheter - beskrivelse og tolkning

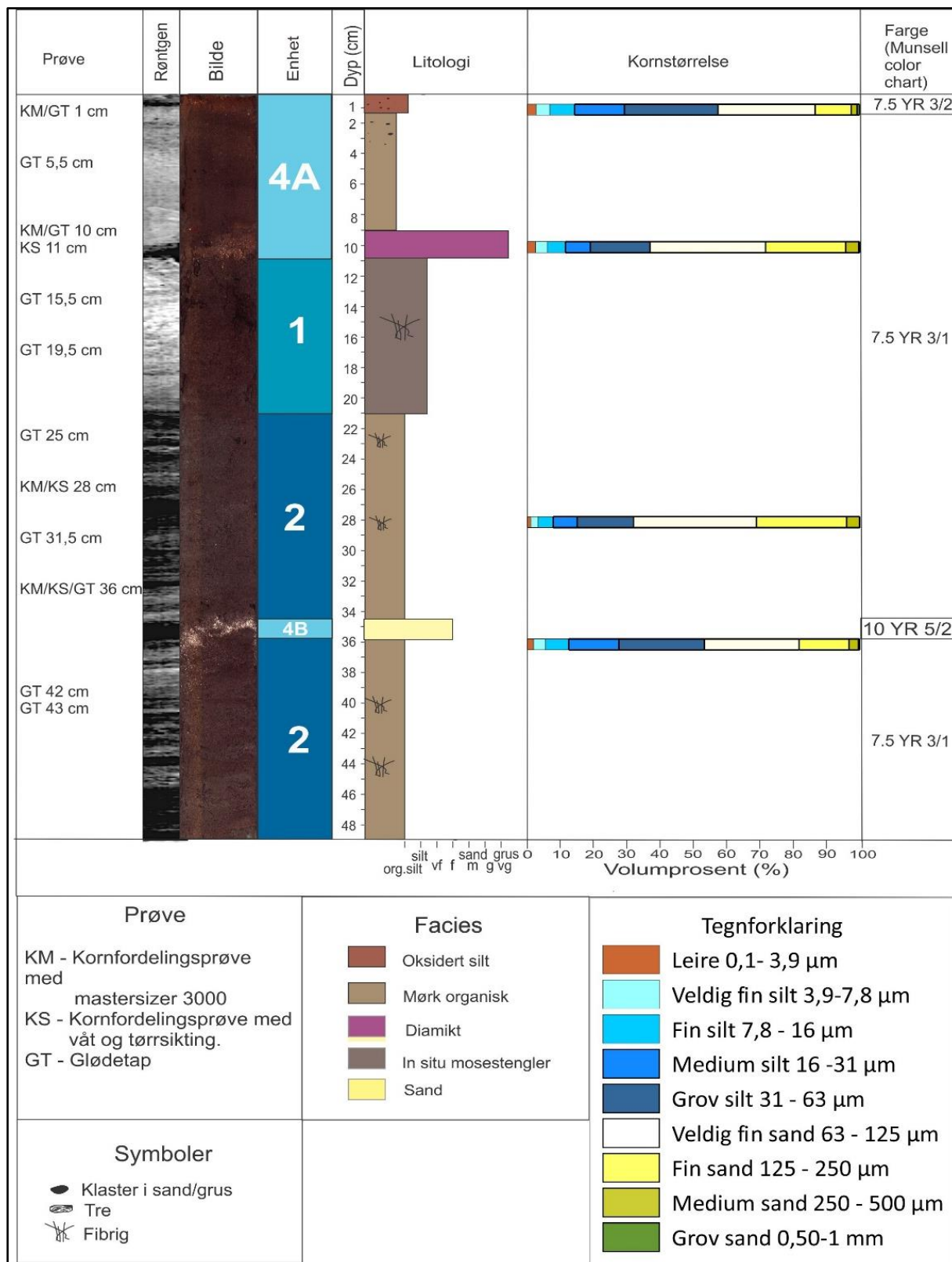
Kjernene ble delt inn i 4 enheter basert på resultatene fra glødetap, magnetisk susceptibilitet, kornstørrelse og målinger fra xrf, samt visuell beskrivelse av kjernene. Enhet 1-3 representerer bakgrunnsedimentasjonen i vannet og enhet 4 er hendelseslag. Enhetene ble det inn i facies basert på visuelle trekk.

### 9.4.1 Beskrivelse og tolkning av enhet 1-3

#### Beskrivelse - Enhet 1: Organiskrik silt med mosestengler

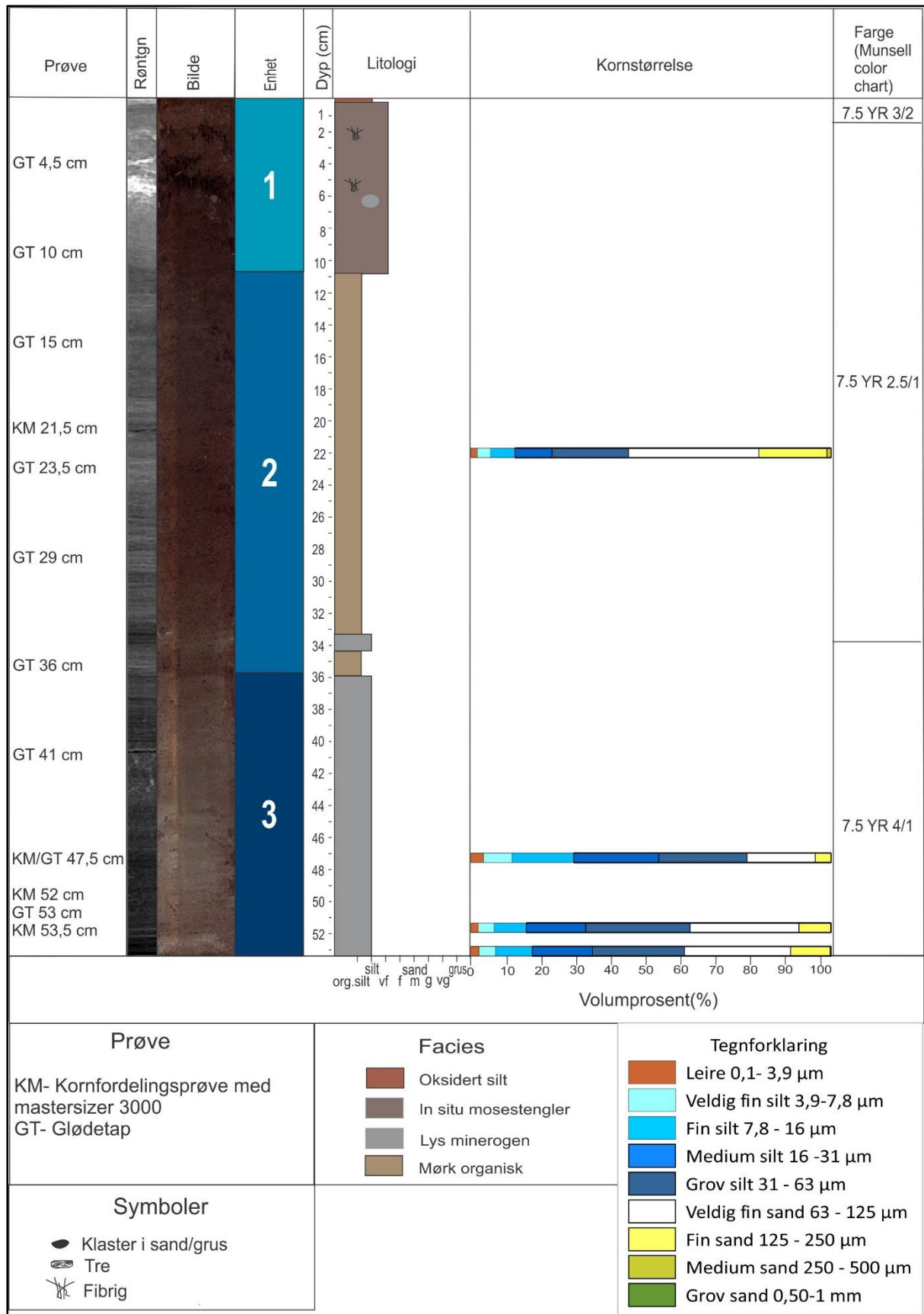
Enheten 1 opptrer som massiv, med en høy andel moseplanter. Enheten består av facies; «in situ» mosestengler, som finnes i kjernene nærmest land. Lagene har en mørk brun karakter og finnes i øvre del av kjerne 04 og 03 (figur 20 & 21, enhet 1). Glødetapet er høyt og ligger mellom 7.29 -16.52 % (figur 15, enhet 1), noe som tilsvarer et relativt høyt organisk innhold. Derimot er den magnetiske susceptibiliteten lav, der majoriteten av målingene ligger under 25 ms (figur 14, enhet 1). Av røntgenbildene fremkommer store deler av enheten som massiv, uten tydelig lagdeling og med relativ lav tetthet (figur 20 & 21, enhet 1).

# Logg av AVG-04-17



Figur 20. Logg av kjerne AVG-04-17 delt inn i enheter, med lokalitet av prøver, facies, kornstørrelse og fargeinndeling.

# Logg av AVG-03-17



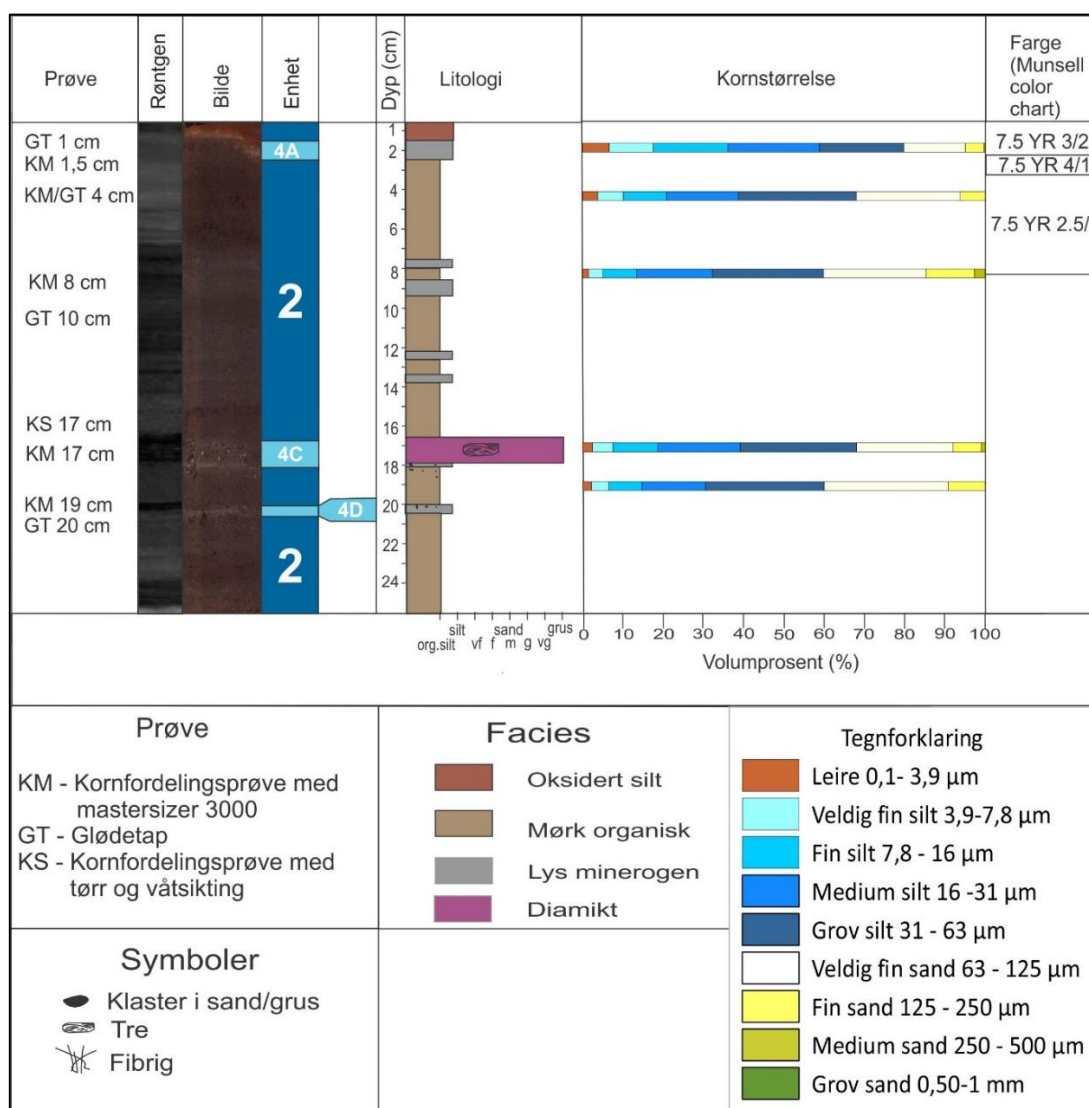
Figur 21. Logg av kjerne AVG-03-17 delt inn i enheter, med lokalitet av prøver, facies, kornstørrelse og fargeinndeling.

## Beskrivelse - Enhet 2: Varv dominert av mørke organiskrike lamina

Enhet 2 er dominert av mørke organiskrike varv, og er tilstede i alle kjernene (se avsnitt 7.1 – "Innsjøer og innsjøsedimentasjon"). Enheten finnes i øvre del av kjernene, med unntak av kjerne 04 og 03 (figur 20, 21, 22, 23 & 24, enhet 2). Enhet 2 er bygget opp av vekslende lyse og mørke varv. Mørk organisk facies viser til områder bestående eller dominert av mørke varv.

Kornstørrelsen i enhet 2 består i hovedsak av silt og sand (figur 17). Målinger fra glødetap og magnetiske susceptibilitet viser til et relativt høyt organisk innhold på mellom 5.27 - 14.07 % (figur 15, enhet 2), og en relativt lav magnetisk susceptibilitet der majoriteten av målingene ligger under 40ms (figur 14, enhet 2). Av røntgenbildene fremkommer det at enheten er bygget opp av horisontale lag og lamina, med varierende tetthet. Der lyse varv har en mørkere tone, som svarer til en høyere tetthet og mørke varv har en lysere tone, som svarer til en lavere tetthet (figur 22, enhet 2).

### Logg av AVG-01-17



Figur 22. Logg av kjerne AVG-01-17 delt inn i enheter, med lokalitet av prøver, facies, kornstørrelse og fargeinndeling.

### Beskrivelse - Enhet 3: Varv dominert av lyse minerogene lamina

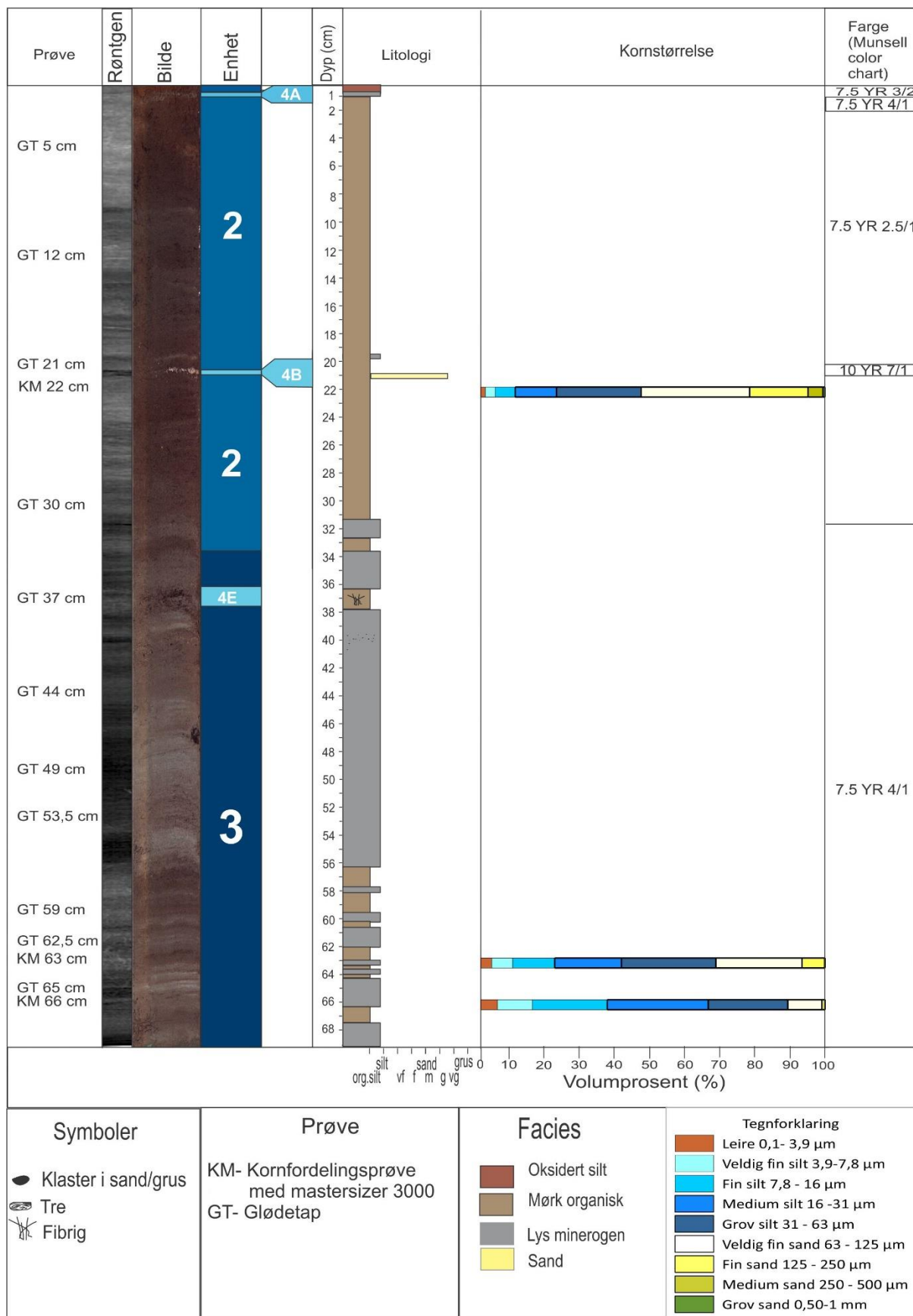
I enhet 3 dominerer de lyse varvene, som finnes i den nedre delen av kjerne 03, 02 og 05 (figur 21, 23 & 24, enhet 3). Enheten består av to facies i horisontale lag og lamina; lys minerogen og mørk organisk. Lys minerogen facies viser til områder bestående eller dominert av lyse varv.

Målingen fra glødetapet er på mellom 2.05-5.68 %, noe som er lavere enn i enhet 2, og betyr mindre organisk innhold (figur 15, enhet 3). Kornstørrelsen er i hovedsak silt og sand (figur 18). Det er mindre sand i de minerogene varvene i enhet 3, sammenlignet med de mørke minerogene varvene i enhet 2 (figur 17 & 18). Majoriteten av målingene fra magnetisk susceptibilitet ligger over 100 m (figur 14, enhet 3). Dette er en høyere magnetisk susceptibilitet enn i enhet 2. Av røntgenbildet fremkommer horisontale lag og lamina av varierende tetthet, der de lyse varvene er dominerende (figur 21, 23 & 24, enhet 3).

I enheten finnes det to siltlag som utmerker seg med en tydeligere lysere karakter. Lagene befinner seg i kjerne 02 ved 39 cm og kjerne 05 ved 38 cm (figur 23 & 24, enhet 3). Målinger av kornstørrelse viser et innhold på 90% silt (figur 18, AVG-05-17 38cm). Glødetapet er på 2.91 %, noe som er relativt lavt i forhold til andre målinger i enhet 3 (figur 15, AVG-05-17 38 cm).

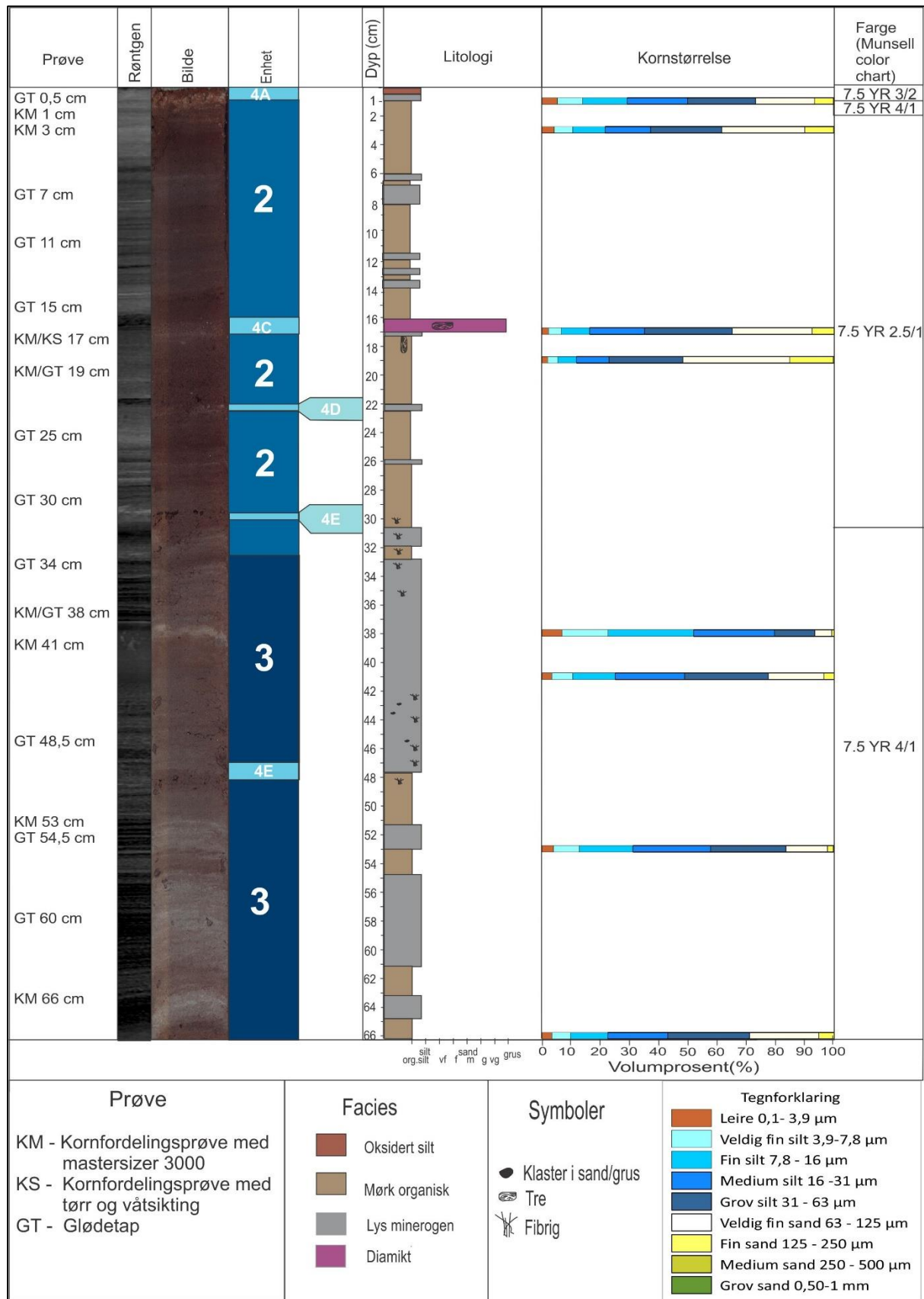


# Logg av AVG-02-17



Figur 23. Logg av kjerne AVG-02-17 delt inn i enheter, med lokalitet av prøver, facies, kornstørrelse og fargeinndeling.

# Logg av AVG-05-17



Figur 24. Logg av kjerne AVG-05-17 delt inn i eneter, med lokalitet av prøver, facies, kornstørrelse og fargeinndeling.

### Tolkning - Enhet 1-3: Bakgrunns sedimentasjon

Enhet 1 er en del av bakgrunns sedimentasjonen i Anestølsvatnet, og ligger i kjerneprøve 03 og 04, som er nærmest land. Enheten har det høyeste organiske innholdet og mosene blir tolket til å vokse «in situ». Enheten har ingen tydelig lagdeling og virker mindre påvirket av sesongvariasjonene som danner varvene i enhet 2 og 3.

Enhet 2 og 3 er bygget opp av varv, som er styrt av sesongmessige variasjoner i sedimentasjonen og organisk produksjon. Sedimentene som danner varvene kommer primært sett fra sedimentrik smelte vann, transportert fra breene i nedbørsfeltet (figur 2). De lyse varvene blir dannet på våren før den organiske produksjonen øker. Når produksjonen øker, dannes de mørke varvene (se avsnitt 7.1 - "Innsjøer og innsjø sedimentasjon").

I enhet 3 er de lyse minerogene varvene dominerende. De lyse varvene har et mindre organisk innhold, som støttes opp av målinger fra magnetiske susceptibiliteten og glødetap (figur 14, enhet 2 & 3). Den organiske produksjonen har altså vært mindre i enhet 3 enn enhet 2. Dette kan tyde på at klimaet var kaldere og at det var større breakaktivitet når enheten ble avsatt. Det er nærliggende å tro at dette samsvarer med den lille istid.

I enhet 3 ble det beskrevet 2 siltlag som utmerket seg, ved å være lysere enn de andre lagene i enheten. For å avsette siltlagene, antas en høy sedimenttilførsel fra breene i nedbørsfeltet. Da enheten er tolket som å være avsatt under den lille istid, kan stor avsmelting fra breene og kraftig nedbør ha forårsaket en flom, som er årsaken til de tydelige siltlagene.

#### 9.4.2 Beskrivelse og tolkning av enhet 4

##### Enhet 4

Enhet 4 består av hendelseslag som avviker fra bakgrunnssedimentasjonen i vannet. Enheten befinner seg i alle kjernene med unntak av kjerne 03.

##### Beskrivelse - Enhet 4A: Diamikt, mørk organisk og oksidert siltlag

Det befinner seg et diamiktfacies i kjerne 04 fra rundt 9 cm (figur 20, enhet 4A). Laget er matriksbåret, dårlig sortert og består i hovedsak av silt og noe sand, med klaster av fin til medium grus (figur 16, AVG-04-17 11cm enhet 4A). Grusklasterne er kantete og har et høyt innhold av glimmermineraller, feltspat og kvarts. Måling av glødetapet er relativt høy på 12.29 % (figur 15, enhet 4A). Den magnetiske susceptibiliteten er også høy, med målinger opptil 127 ms (figur 14, enhet 4A). Målinger av glødetap og magnetisk susceptibilitet tyder på et relativt høyt minerogent og organisk innhold.

Over diamiktlaget i kjerne 04 ligger det et lag med mørk organisk facies, som har et høyt glødetap på 14.24 % (figur 15, enhet 4A). Den magnetiske susceptibiliteten i laget er relativt lavt på opptil 54 ms (figur 14, enhet 4A).

Over det massive laget er det et oksidert siltlag, her blir kornstørrelsen grovere og det er synlige sandkorn (figur 20, enhet 4A). Kornstørrelsen er i hovedsak silt og sand (figur 19, AVG-04-17 1 cm enhet 4A). Glødetapet er på 10.73 % (figur 15, enhet 4A), og den magnetiske susceptibiliteten er på opptil 144 ms (figur 14, enhet 4A). Glødetapet og magnetisk susceptibilitet fra diamiktlaget og det oksiderte siltlaget i toppen, kan korreleres med en økning i Ca/Fa forholdet fra xrf analysen (figur 25, enhet 4A).

I toppen av de tre ytterste kjernene er det et lyst minerogent facies opptil 1 cm tynt med en grålig karakter. (figur 22, 23 & 24, enhet 4A). I kjerne 01 og 05 er glødetapet relativt høyt, på henholdsvis 11.11 % og 10.62 % (figur 15, enhet 4A). Den magnetiske susceptibiliteten er fra 41-53ms (figur 14, enhet 4A), noe som er høyere enn de organisk dominerte varvene lengre ned i kjernene.

Kornstørrelsen i siltlaminasjonene er på omtrent 70 % silt (figur 19, AVG-01-17 1.5 cm enhet 4A & AVG-05-17 1 cm enhet 4A). Laminasjonene ligger under et rødlig oksidert lag, dette laget har blitt oksidert etter at kjernen har blitt hentet opp av vannet.

### Tolkning - Enhet 4A: Turbiditt (Jordskredet i 2013)

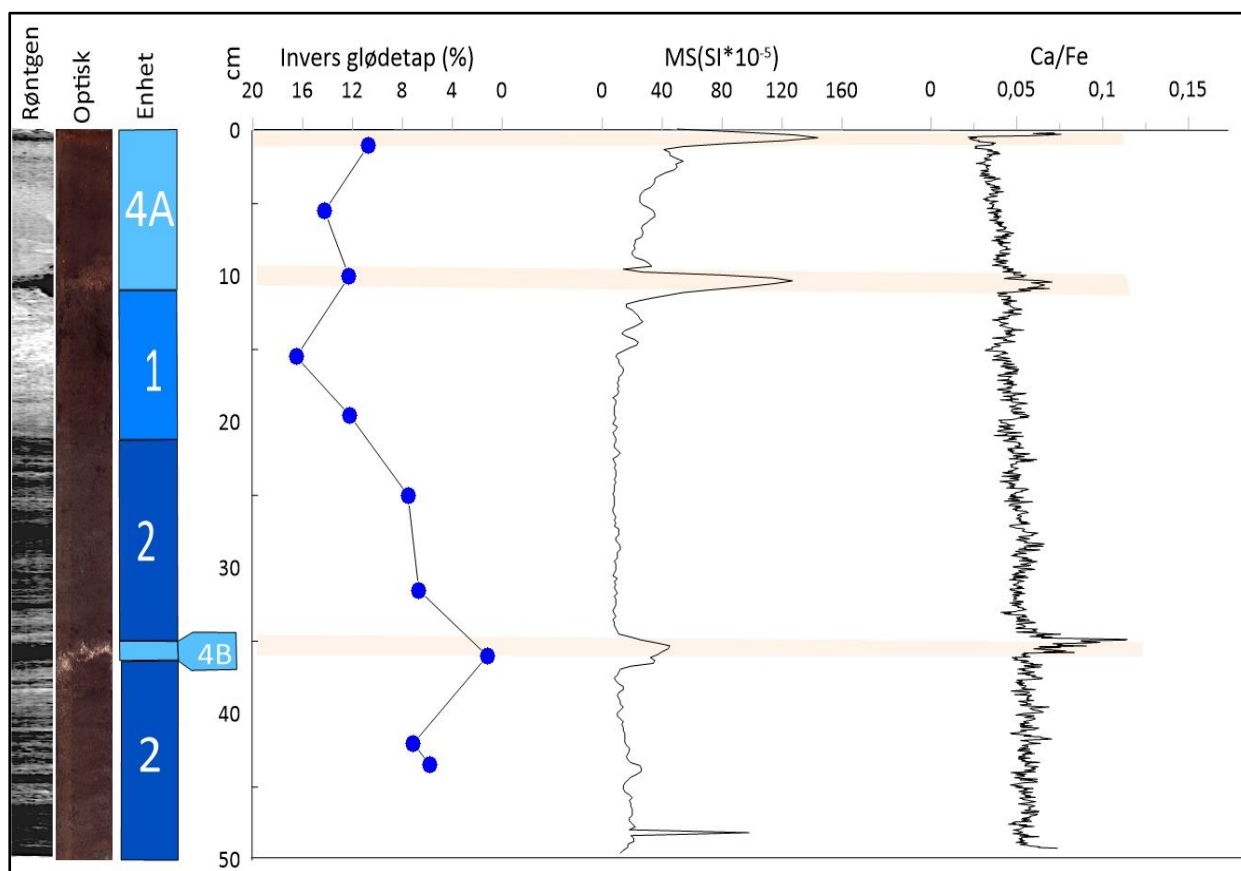
Øverst i kerne 04 befinner det seg flere facies som tolkes som en hendelse (figur 20, enhet 4A).

Lagene tolkes som avsetninger fra jordskredet i 2013 (se avsnitt 7.4- "Jordskredet i 2013").

Diamiktlaget tolkes som en del av en multifasestrøm (Sohn et al., 2002). Når jordskredet har beveget seg ned i vannet, har diamiktlaget opprettholdt den dårlige sorterte, matriksbårede karakteren som kjennetegnes fra jordskredavsetninger. Det mørke organiske laget over diamiktlaget tolkes som finere sedimentene som har gått over i en turbulent strøm rundt jordskredet. Diamiktlaget tolkes som nedre del av turbiditten fra jordskredet i 2013. Det organiskrike laget over tolkes til å være den øvre delen av turbiditten (se avsnitt 7.3 - "Turbiditetsstrøm"). I toppen er det et nytt lag med tydelig grovere sandkorn, som kan representere en ny puls som kan ha blitt utløst noen senere, men under samme hendelsen i 2013. Det ble kartlagt flere skredbaner ut i vannet som følge av denne hendelsen (figur 7) og det er mulig at massetransport i de ulike skredbaner ikke var helt synkron.

Siltlaminasjonen øverst i de ytterste kjernene (figur 22, 23 & 24, enhet 4A) stammer trolig fra den samme hendelsen. Jordskredet har transportert finkornet materiale i suspensjon utover store deler av innsjøen, som har blitt avsatt i toppen av kjernene.

### Sammenligning av hendelseslag i AVG-04-17



Figur 25. Korrelering av hendelseslag med invers glødetap, magnetisk susceptibilitet og Ca/Fe forhold fra enhet 4A og B.

### Beskrivelse - Enhet 4B: Sandlag

Enhet 4B er et sandfacies i kjerne 04 og 02 (figur 20, enhet 4B). I kjerne 04 er laggrensen uregelmessig og har en lys brunlig karakter. Laget har en magnetisk susceptibilitet på opptil 45 ms (figur 14, enhet 4B), og et glødetap på 1.19 %, som er det laveste glødetapet i kjernen (figur 15, enhet 4B). Laget er godt sortert, med hovedsakelig kornstørrelse medium sand, men har kantete kluster opptil fin grus (figur 16, AVG-04-17 35-37 cm enhet 4B). Laget i kjerne 04 har noen gruskluster med høyt innhold av biotitt, feltspat og kvarts. Det er også en stor positiv økning i utslaget på Ca/Fe forholdet i laget, som sammenfaller med økning i magnetisk susceptibilitet og lav glødetapsmåling (figur 25, enhet 4B).

I kjerne 02 er enhet 4B en sandlinse som dekker høyre av kjernen (figur 22, enhet 4B). Denne linsen består i hovedsak av medium sand (ingen målinger av linsen, basert på antagelser fra sandlaget i kjerne 04). Linsen har også et relativt lavt glødetap på 4.26 %, som er lavere enn bakgrunnssedimentasjonen rundt (figur 15, enhet 4B). Den magnetiske susceptibiliteten er på omtrent 12 ms (figur 14, enhet 4B). Resultatene kan ha blitt påvirket av den venstre siden av kjernen, som har en mørk organisk facies.

I kjerne 03 befinner det seg noen tydelige sandkorn 21.5 cm ned i kjernen (figur 21, enhet 2). Resultat fra målinger av kornstørrelse, viser at område består av hovedsakelig silt og sand (figur 17, AVG-03-17 21.5 cm). Av røntgenbilde fremkommer et tynt lamina med høyere tetthet enn lagene rundt. Den magnetiske susceptibiliteten er litt høyere enn omgivelsen i enhet 2 (figur 14, enhet 2). Lik karakter gjør det vanskelig å skille laminasjonen fra resten av enhet 2.

### Tolkning - Enhet 4B: Turbiditt

Sandlagene i kjerne 04, 02 og muligens 03 stammer fra en turbiditetsstrøm med høy tetthet (se avsnitt 3.3- "Turbiditetsstrømmer"; Lowe, 1982). Turbiditetsstrømmen har trolig opprinnelse fra land. Laggrensen er uregelmessig, noe som kan tyde på at hendelsen har erodert sedimentene under. Den skarpe overgangen til enhet 2 over laget, gjør det vanskelig å bestemme grensen mellom finere partikler i skredet og enhet 2, som tolkes som bakgrunnssedimentasjonen.

De kantete klastene tyder på kort transport. Gruskornene av biotitt, feltspat og kvarts kan være et forvittringsprodukt fra en dioritt eller gneisbergart, som utgjør berggrunnen rundt Anestølsvatnet (se avsnitt 6.2 - "Berggrunnsgeologi"). I kjerne 03 er det spor av sandpartikler som tolkes som avsetninger etter samme skred.

#### Beskrivelse - Enhet 4C & D: Diamikt og lys minerogen lag

Enhet 4C i kjerne 01 og 05 er et diamikt facies (figur 22 & 24, enhet 4C). Lagene er matriksbåret og dårlig sorterte, med kornstørrelse fra silt til medium grus, med hovedvekt på silt (figur 16, AVG-01-17 18 cm & AVG-05-17 17 cm). Det befinner seg trebiter i begge lagene. Glødetapet i kjerne 01 er på 4.6 % (figur 15, enhet 4C). Den magnetiske susceptibiliteten er på opptil 26 ms i kjerne 01, og opptil 115 ms i kjerne 05 (figur 14, enhet 4C). Dette er et lavere glødetap enn de mørkere varvene i enhet 2, og høyere magnetisk susceptibilitet enn de mørke varvene over og under lagene.

Enhet 4D i kjerne 01 og 05 har et lamina som trolig består av mesteparten silt og sand (figur 22, enhet 4D & figur 24, enhet 4D). Men da det ikke blitt tatt noen målinger av kornstørrelse, kan dette ikke bekreftes. Glødetapet i kjerne 01 er på 6.16 %, noe som er litt mer enn i diamiktlaget over (figur 15, enhet 4D). Målinger av magnetisk susceptibilitet er opptil 25 ms, noe som er nesten helt identisk med diamiktlaget over (figur 14, enhet 4D). Derimot er den magnetisk susceptibilitet i kjerne 05, opptil 30 ms, noe som er en god del mindre enn diamiktlaget over denne laminasjonen (figur 14, enhet 4D).

#### Tolkning - Enhet 4C & D: Snøskred

Diamiktlagene i kjerne 01 og 05 tolkes som avsetninger fra et snøskred som stammer fra den vestlige siden av bassenget. Grunnet fraværet av spor etter snøskredet i de innerste kjernene mot land på den østlige siden. I beskrivelsen er avsetningene karakteriseres som matriksbåret og dårlig sortert med en kornstørrelse opp til grus, samt fragmenter av trebiter. Dette kan relateres til teorien fra avsetninger fra snøskred (se avsnitt 7.5 - "Avsetninger etter snøskred"). Den lange rekkevidden med tilstedeværelse av grove sedimenter, tyder på et vannholdig og erosivt skred, som trolig stammer fra et sørpeskred (se avsnitt 7.5 - "Snøskred").

#### Beskrivelse - Enhet 4E: Lag med mosestengler

I kjerne 02 og 05 befinner det seg lag med mosestengler. Stenglene har en nokså parallell orientering. Med unntak av mosestenglene er karakteren lik som i enhetene rundt. I kjerne 05 befinner laget seg på to steder (figur 24, enhet 4E). Lagene har et glødetap på henholdsvis 8.82 og 5.57 % (figur 15, enhet 4E). Dette er relativt høye målinger, sammenlignet med enhetene rundt. Målinger av magnetisk susceptibilitet ligger opptil henholdsvis 17 og 63 ms. Kjerne 02 har derimot bare et lag (figur 23, enhet 4E). Glødetapet er på 4.37 % (figur 15, enhet 4E). Dette er et relativt høyt glødetap, i forhold til målingene i enheten rundt. Målingene av magnetisk susceptibilitet ligger opptil 43 ms (figur 14, enhet 4E).



#### Tolkning - Enhet 4E: Flomavsetning

Mosestenglene i kjerne 02 og 05 tolkes til å være transportert fra områder nært land, ved en flomhendelse eller storm. I motsetning til de massive lagene med mosestengler i kjerne 04 og 03, har ikke lagene med mosestengler i kjerne 02 og 05 vokst på stedet. Da det ikke er indikasjoner på at det vokser mose på toppen av kjernen på så dypt vann (tabell 1). Derfor tolkes mosen til å ha blitt transportert ved en kraftig sirkulasjon i vannet. Dette kan ha vært forårsaket av flomhendelser eller stormer. Prosessen har revet opp mosen, som deretter har blitt transportert og avsatt utover i bassenget.

## 10 Diskusjon

Målsetningen til denne oppgaven er å identifisere karakteristikken til hendelseslag og bakgrunnssedimentasjonen, samt å korrelere og sammenligne disse. I tillegg til å finne igjen jordskredet i 2013.

### 10.1 Bakgrunnssedimentasjon og lille istidsavsetninger

De massive organiske avsetningene i enhet 1 befinner seg i kjerne 04 og 03, som er de grunneste kjernene i vannet (tabell 1). Det grunne vannet er mer oksygenrikt, sammenlignet med dypere vann (se avsnitt 7.1 – "Innsjø og innsjøsedimentasjon"). Dette gjør at organisk materiale lettere kan vokse på bunn i kjerne 03 og 04.

Enhet 3 ble tolket som avsetninger fra den lille istid, da enheten inneholder lite organisk materiale og er mer minerogenrik (se avsnitt 9.4.1 – "Tolkning - Enhet 1-3: Bakgrunnssedimentasjon"). Den lille istid var en periode med brefremstøt på Vestlandet i begynnelsen av det 18. århundre. Som ifølge Nesje & Dahl (2003) kan forklares med økt nedbør i vinterhalvåret, forårsaket av den Nordatlantiske oscillasjonen (NAO), som førte med seg mild og fuktig luft inn over Nord-Europa på vinterstid. Kombinert med lave sommertemperaturer, førte dette til at breene på Vestlandet vokste raskt (Nesje & Dahl, 2003). Den lille istid sluttet en gang mellom 1850 og 1890 (Grove, 2001). Dette kan forklare den store forskjellen i organisk innhold mellom enhet 2 og 3.

Andreassen & Lie-Andreassen (1997) har beregnet sedimentasjonsraten i Anestølsvatnet basert på karbondateringer. Målingene kommer fra borekjerne som Andreassen & Lie-Andreassen (1997) hentet opp, samt kjerner fra kandidatoppgaven til Halvorsen et al. (1996). Sedimentasjonsraten er beregnet fra karbondateringer fra mellom 2814 og 2075 BP. Sedimentasjonsraten beregnet i kjerneprøver som ligger i nærheten av kjernene fra denne oppgaven, varierer mellom 0.6 og 1.2 mm/år.

I følge Vasskog et al. (2011) er det i perioden fra 7000 BP frem til den lille istid en økning i sedimentasjonsraten. Dette er mest sannsynlig en følge av økt breaktivitet. Beregningene er basert på målinger fra Oldevatnet i Sogn og Fjordane. Dermed er det nærliggende å tro at sedimentasjonsraten i Anestølsvatnet var høyere under den lille istid, og perioden med breavsmelting som etterfulgte. I forhold til sedimentasjonsraten som er beregnet av Andreassen & Lie-Andreassen (1997).

I henhold til tolkningen av enhet 2 og enhet 3, er grensen mellom enhetene slutten av den lille istid (se avsnitt 9.4.1 - "Tolkning av enhet 1-3: Bakgrunnssedimentasjon"). Går man ut i fra at den lille istid endte mellom 127-167 BP (ad 2017; Grove, 2001), og at overgangen til enhet 3 ligger mellom 33 og 36 cm ned i kjernene. Blir den årlige sedimentasjonsraten gitt av formel (1):

$$sr = l/BP \quad (1)$$

Der  $sr$  er sedimentasjonsrate,  $l$  er sedimenttykkelsen i mm og  $BP$  er år før 2017. Dette gir en årlig sedimentasjonsrate på mellom 2.0 og 2.8 mm/år fra slutten av den siste istid og frem til i dag. Dette er noe høyt i forhold til sedimentasjonsraten basert på karbondateringene til Halvorsen et al. (1996) og Andreassen & Lie-Andreassen (1997). Men samsvarer med økningen i sedimentasjonsraten som er beregnet hos Vasskog et al. (2011). Men uten dateringer kan det ikke bekreftes med sikkerhet, at grensen mellom enhet 2 og 3 markerer slutten av den lille istid. Tolkningen gir allikevel en realistisk sedimentasjonsrate.

## 10.2 Signatur fra jordskredet i 2013

Turbiditten i enhet 4A tolkes til å komme fra jordskredet i 2013 (se avsnitt 9.4.2 - Tolkning - Enhet 4A: Turbiditt). Tolkningen stemmer med Olsen et al. (2013) som klassifiserte skredet i 2013 som et jordskred. Dermed er det realistisk at lagene i toppen av kjernen nærmest land stammer fra dette jordskredet, siden det ikke er observert andre skredhendelser i nærheten av området siden 2013. Avsetningene fra jordskredet er lik den nedre delen (Ta) av den idealiserte turbiditten som Bouma (1962) beskrev (se avsnitt 7.3 - "Turbiditetsstrøm", figur 6), bortsett fra at det nedre diamiktlaget ikke har en normal gradering. Denne delen er kalt turbiditetsstrøm med høy tetthet i tilpasningen til Lowe (1982).

En alternativ tolkning er at hele avsetningen fra enhet 4A i kjerne 04, kommer fra en turbiditetsstrøm. Selv om det ikke har blitt observert en normal gradering i diamiktlaget i enheten, kan dette ikke fullstendig utelukkes, da det ikke er flere målinger fra kornstørrelser i diamiktlaget. Hvis det allikevel er en normal gradering i laget, er en turbulent strøm en sannsynlig tolkning også for diamiktlaget.

Videre er det observert et tynt siltlamina i toppen av de fleste kjernene utover i vannet. Dette er tolket som sediment fra skredet som har blitt transportert utover store deler av vannet i suspensjon (se avsnitt 9.4.2 - Tolkning - Enhet 4A: Turbiditt). Dette kan korrespondere til den øvre sekvensen til Bouma (1962) (se avsnitt 7.3 - "Turbiditetsstrøm", figur 6), men det er ingen spor etter parallelle lamina eller bølgerifler i avsetningen. En alternativ tolkning kan være at siltlagene er fra en flomhendelse. Argumenter for denne tolkningen er at laget ikke er tilstede i kjerne 03, som er den andre kjernen fra land. Det er sannsynlig at sediment i siltstørrelse, kan ha blitt transportert i suspensjon fra elvemunningen som er rundt 500 meter unna. I oktober 2014 rammet en 50-årsflom Vestlandet, med vannføring opp mot 183 m<sup>3</sup> i Dalavatnet, som er vannet rett nedstrøms fra Anestølsvatnet (figur 2; Langsholt, Roald, Holmqvist & Fleig, 2015). Dette kan potensielt være flomhendelsen som har avsatt siltlagene. Det er også mulig at siltlaget er en kombinasjon av jordskredet i 2013 og flommen i 2014. Det er noe grovere korn helt i toppen av enheten i kjerne 04,

noe som har blitt tolket som en mulig ny puls. Eventuelt kan dette også være fra flomhendelsen i 2014.

Den nedre delen av turbiditten har rundt 30 % grus (figur 16, enhet 4A). Avsetningen er normal gradert og har en brå overgang i bunn fra skredavsetningene til bakgrunssedimentasjonen. Denne avsetningen har likheter med hva Sletten, Blikra, Ballantyne, Nesje & Dahl (2003) har funnet i sine skredavsetninger fra Ulvådalsvatnet i Møre og Romsdal. Sletten et al. (2003) har et grovt lag i bunn med opptil 27 % grus som er normal gradert. Magnetisk susceptibilitet er høy i skredlaget i Sletten et al. (2003), dette er også tilfelle i skredavsetningen i enhet 4A (figur 14, enhet 4A).

Turbiditten er også tilstede i kjerne 06 og 07 (figur 26). Disse kjernene ble tatt av Bergaas et al. (2018) og er lokalisert på den vestlige siden av vannet (figur 9). Dette viser at et jordskred har lang rekkevidde, da finkornede materialer transporteres i suspensjon ut over bassenget. Halvorsen et al. (1996) og Andreassen & Lie-Andreassen (1997) har funnet lag som er tolket som avsetninger etter flomskred, nær kjernene tatt i denne oppgaven. Men kjernene var vanskelige å korrelere med hverandre, da toppsedimentene manglet i kjernene.

Det er uenigheter om hva som kan defineres som en turbiditt. Shanmugam (2002) mener at det bare er turbiditetsstrømmer som danner en turbiditt. Mens Mutti et al., (1999) har også jordskred og andre skredhendelser under vann, definert som en turbiditt. I denne oppgaven er definisjonen til Mutti et al., (1999) brukt. Men skal definisjonen til Shanmugam (2002) brukes, vil avsetningene fra diamiktlaget i enhet 4A være en jordskredavsetning, og avsetningene over være en turbiditt.

### 10.3 Signatur fra turbiditetsstrøm

Sandlaget i enhet 4B er tolket til å komme fra en turbiditetsstrøm med høy tetthet (se avsnitt 9.4.2 - Tolkning - Enhet 4B: Turbiditt). En annen tolkning er at avsetningene kommer fra en flomhendelse. Men dette er lite sannsynlig, da avsetningene er rundt 500 meter unna elvemunningen, noe som krever veldig høy energi for å transportere korn opptil fin grus (se figur 16, AVG-04-17 4B).

Flere artikler har tolket massive sandlag til å stamme fra turbiditetsstrømmer med høy tetthet (Kneller & Branney, 1995; Baas, Kesteren & Postma, 2004). Sandlaget er bare i kjernene nærmest land på den østlige siden, med spor av sandpartikler i kjerne 03 som tolkes til å tilhøre samme hendelse. Dette tilsier at hendelsen kom fra den østlige siden (figur 9). Siden helningen i vannet ikke er stor (se avsnitt 8.1.1 – "Lokalitet på kjerneprøven rundt", 13.5° i profil 1), er det mest sannsynlig at skredet har kommet fra land. Da i form av et jordskred eller flomskred, som har gått over til en turbiditetsstrøm med høy tetthet, da den traff vannet.

## 10.4 Signatur fra snøskred

Enhet 4B har avsetninger som har blitt tolket til å komme fra sørpeskred, på bakgrunn av kaotisk lag med grov kornstørrelse (se avsnitt 9.4.2 - "Tolkning - Enhet 4C & D: Snøskred"). Hendelsene har blitt korrelert med kjerne 06 og 07 (figur 26, enhet 4C & D) fra Bergaas et al. (2018) som også har tolket hendelsen som et snøskred. Halvorsen et al. (1996) og Andreassen & Lie-Andreassen (1997) har tolket lignende avsetninger til å ha kommet fra snøskred.

Da snøskredavsetningene ikke finnes i kjernene nærmest land på den østlige siden, og kan korreleres med kjernene på den vestlige siden, antas det at skredet stammer fra denne siden (figur 9; Bergaas et al., 2018). Lite vegetasjon på den vestlige siden av bassenget taler også for denne tolkningen (se avsnitt 6.5 - "Vegetasjon og klima"). I likhet med Vasskog et al. (2011) er snøskredavsetningene beskrevet som dårlig sorterte, med fragmenter av organisk materiale som stammer fra land (se avsnitt 9.4.2 - "Beskrivelse - Enhet 4C & D: Diamikt og lys minerogen lag").

Resultatet fra måling av kornstørrelse, viser at mellom 10 og 22 % av sedimentene i snøskredavsetningene i enhet 4C er over 1 mm (figur 16). Kornstørrelser over 1 mm er forbundet med skredaktiviteter i innsjøavsetninger, der avsetningene befinner seg langt ifra elvemunningen (Nesje, Bakke, Dahl, Lie & Bøe, 2007; Seierstad et al., 2002; Vasskog et al., 2011). Kjerne 01 og 05 har en avstand på omtrent 500 meter fra elvemunningen i nord. Dette er en distanse sediment over 1 mm trolig ikke kan bli transportert. Den lange rekkevidden til sørpeskredet på 175 meter (figur 9), skyldes trolig at vannet var dekket av is. Det isdekte vannet vil føre til at skredet glir utover isen og får en lengre rekkevidde. Senere når isen smelter vil løsmassene bli avsatt på bunnen av bassenget (Nesje et al., 2007).

## 10.5 Flom- og stormavsetninger

Siltlaget i kjerne 02 og 05 er blitt tolket som flomavsetninger (se avsnitt 9.4. 1 - "Tolkning - Enhetene 1-3: Bakgrunnsedimentasjon"). Skred kan vært en mulig tolkning, men har blitt utelukket ettersom siltlagene ikke har blitt korrelert med skredavsetninger nært land. Kjerne 06 fra Bergaas et al. (2018) har også et tydelig siltlag. Dette gjør det realistisk å tolke at avsetningen er blitt transportert ved suspensjon under en flomhendelse.

Vasskog et al. (2011) har funnet lignende avsetninger etter flom i Oldevatnet. Avsetningene er godt sortert, der silt er dominerende. Derimot er Vasskog et al. (2011) sine flomavsetninger brune med et høyt organisk innhold. Noe som avviker fra den lyse fargen og det lave glødetapet i siltlagene fra

kjerne 02 og 05. Men på bakgrunn av tolkningen av enhet 3, er avsetningene dannet under den lille istid. Dette kan forklare det lave organiske innholdet i siltlagene (se avsnitt 10.1 - "Bakgrunnssedimentasjon og lille istidsavsetninger").

I enhet 4E er det lag med mosestengler, tolket som avsetninger fra storm eller flom (se avsnitt 9.4.2 - "Tolkning- Enhet 4E: Lag med mosestengler"). Da det antas at lagene er avsatt under lille istid, er det diskutabelt om en storm kan ha avsatt lagene. Siden det har vært flere sterke stormer det siste århundret uten lignende avsetninger. Derfor er det mer sannsynlig at en kraftig flom fra avsmelting under den lille istid, har forårsaket turbulens kraftig nok til å rive opp mosen.

## 10.6 Sammenligning av hendelsessignaturene

Det har blitt sammenlignet hendelseslag, basert på resultater fra målinger og tolkningen av lagene (tabell 3). I kjerne 04 tolkes to hendelser til å være avsatt fra skred. Karakteren til de to hendelsene er derimot ulik. Der den nedre delen av enhet 4A består av en matriksbåret diamiktfacies med hovedsakelig silt, men med kornstørrelser opptil grus (tabell 3, kjerne 04 enhet 4A). Mens enhet 4B består av et relativt godt sortert lag med stort sett sand (tabell 3, kjerne 04 enhet 4B). Når man sammenligner målinger av magnetisk susceptibilitet fra enhet 4A og B, er det et mye større utslag i enhet 4A (tabell 3, kjerne 04 enhet 4A&B). Dette kan være grunnet fin og medium silt er bedre korrelert med målinger av magnetiske susceptibilitet, i forhold til grovere silt og fin sand, noe Seierstad et al. (2002) har vist. Det er også et høyere glødetap i enhet 4A i forhold til enhet 4B (tabell 3, kjerne 04 enhet 4A&B). Dette kan ha en sammenheng med at det organiske innholdet i jordskredet fra 2013 var høyt, i forhold til skredet som dannet turbiditten i enhet 4B. Ca/Fe forholdet gav et positivt utslag i begge hendelsene, og kan muligens være en karakteristikk på avsetninger som kommer fra jord- eller flomskred (figur 25). Sandlinsen i enhet 4B viser også et positivt utslag på Ca/Fe (vedlegg 2).

Avsetningen til snøskredene i enhet 4C har noe lik karakter som diamiktlaget i enhet 4A, da begge lagene er dårlig sortert og matriksbårede. Signaturen til hele turbiditten i enhet 4A er derimot ulik snøskredavsetningene, der turbiditten også har et finere organiskrikt lag over, som gjør hele at hele enhet 4A blir normalgradert. Det er også en høyere andel gruspartikler i diamiktlaget i turbiditten. Dette skyldes mest sannsynlig at snøskredavsetningene befinner seg langt fra land. Kjernene som ble tatt nærmest land på vestsiden (figur 9, kjerne 08-10) av Bergaas et al. (2018) er også tolket som avsetninger fra snøskred. Lagene er dårlig sortert med kornstørrelse opptil grov grus. Distalt i bassenget er siltavsetninger etter flom vanskelig å skille fra jord- og flomskredhendelser. Dermed er man avhengig av å korrelere siltlagene med skredlag proksimalt i bassenget.

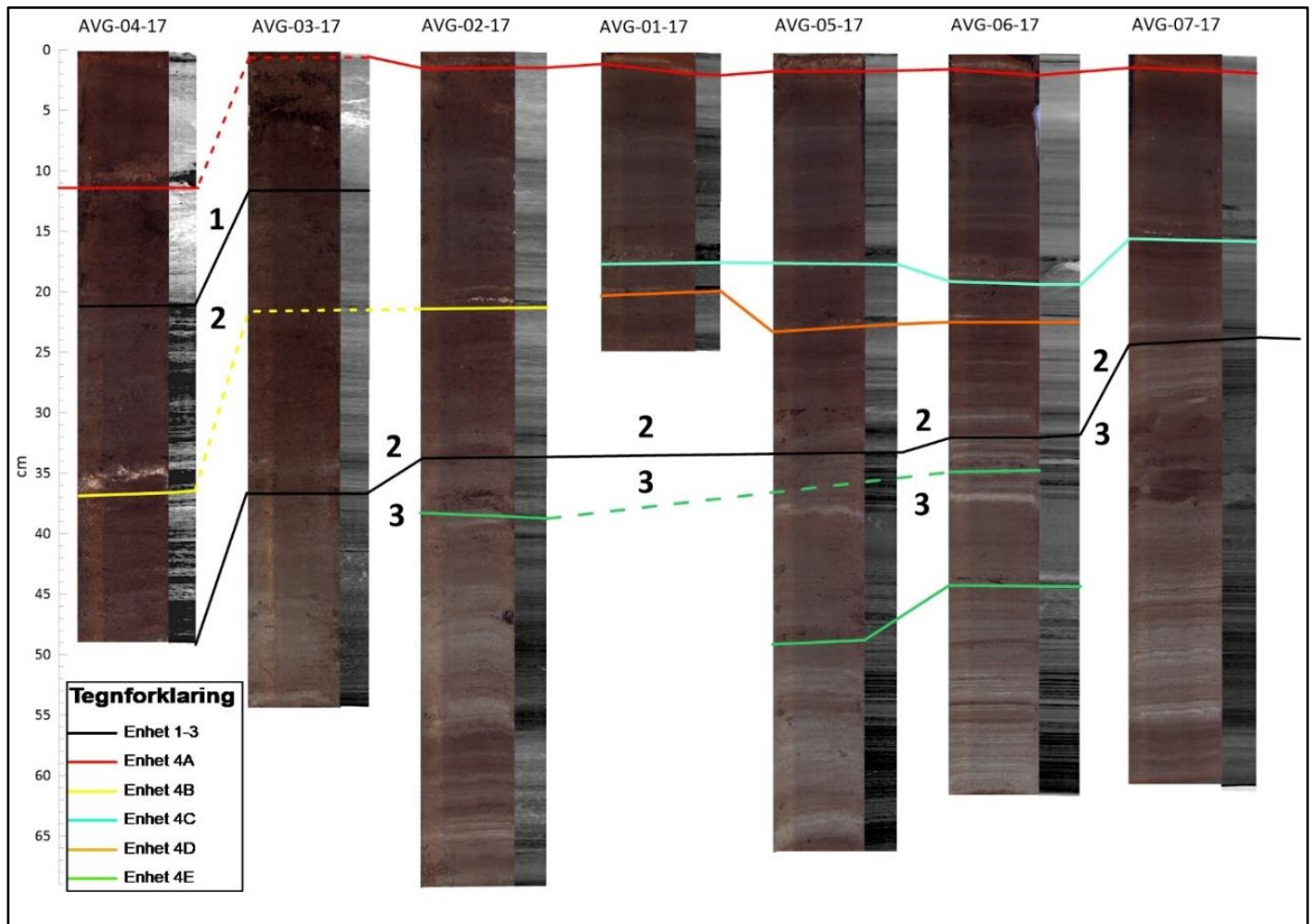
Tabell 3: Sammenligning av hendelseslag.

| Lokalitet                   | Facies        | Kornstørrelse (%)                                 | Kornstørrelse >1 mm (%) | Glødetap | MS      | Avsetning                      |
|-----------------------------|---------------|---|-------------------------|----------|---------|--------------------------------|
| Kjerne 04 enhet 4A          | Mørk Organisk | -   | -                       | Høy      | Lav     | Turbiditt – Jordskredet i 2013 |
| Kjerne 04 enhet 4A          | Diamikt       | Silt 40,5<br>Sand 35,6<br>Grus 23,9               | 33,0                    | Høy      | Høy     | Turbiditt – Jordskredet i 2013 |
| Kjerne 01,02 og 05 enhet 4A | Lys minerogen | Leire 6,6<br>Silt 73,0<br>Sand 20,3<br>(kjerne 1) | 0                       | Høy      | Middels | Turbiditt – Jordskredet i 2013 |
| Kjerne 04 enhet 4B          | Sand          | Silt: 8,4<br>Sand: 90,6<br>Grus: 1,0              | 2,5                     | Lav      | Lav     | Turbiditt                      |
| Kjerne 02 enhet 4B          | Sand          | -   | -                       | Lav      | Lav     | Turbiditt                      |
| Kjerne 01 enhet 4C          | Diamikt       | Silt 54,0<br>Sand 31,7<br>Grus 14,3               | 22,4                    | Lav      | Lav     | Snøskred (sørpeskred)          |
| Kjerne 05 enhet 4C          | Diamikt       | Silt 76,4<br>Sand 13,6<br>Grus 10,0               | 10,3                    | Middels  | Høy     | Snøskred (sørpeskred)          |
| Kjerne 02 og 05 enhet 3     | Lys minerogen | Leire 6,9<br>Silt 86,5<br>Sand 6,6<br>(kjerne 5)  | 0                       | Lav      | Lav     | Flom                           |

Glødetap lav: 0-5 %, middel: 5-10 %, høy: >10 % MS lav: 0-50 ms, middels: 50-100 ms, høy: >100 ms



## 10.7 Korrelering av hendelseslag



Figur 26. Korrelering av bakgrunnssedimentasjonen og hendelseslag. Kjerne AVG-06-17 og AVG-07-17 er hentet fra Bergaas et al. (2018).

Korreleringen er basert på beskrivelse, tolkning, målinger av glødetap og magnetisk susceptibilitet, samt strukturer synlig på røntgenbildene (figur 26). Kjernene ligger etter rekkefølge fra den østlige siden av vannet (figur 9). Noen av lagene er korrelert med stor sikkerhet, andre er mer usikre og blir vist med stiplet linje. Kjerne 06 og 07 er gjengitt med tillatelse fra Bergaas et al. (2018), og kan korreleres med kjernene på den østlige siden av bassenget. I kjerne 03 er det ingen tydelige skredavsetninger, noe som gjør det vanskelig å korrelere kjernen.

Bakgrunnssedimentasjonen var relativt lett å korrelere, da den er nokså lik i de ytterste kjernene (enhet 1-3). Jordskredet i 2013 er korrelert i toppen av alle kjernene, med unntak av kjerne 03 (enhet 4A). Siltlaget øverst i kjerne 06 og 07 korreleres også til jordskredet i 2013, og viser en lang rekkevidde på avsetningen (figur 9, kjerne 06-10; Bergaas et al., 2018). Sandlaget i kjerne 04 er korrelert med sandlinsen i kjerne 02, det er også spor av en grovere laminasjon i kjerne 03 som kan

sees på røntgenbildet (enhet 4B). Laminasjonen kan korreleres med sandlaget og sandlinse i enhet 4B, men denne tolkingen er usikker siden laminasjonen ikke kan tolkes visuelt. Snøskredlagene i kjerne 01 og 05 er korrelert med kjerne 06 og 07 og tolkes til å komme fra den vestlige siden av vannet (enhet 4C). Snøskredlaminae under er korrelert i kjerne 01, 05 og 06, men kan ikke korreleres i kjerne 07 (enhet 4D).

## 10.8 Usikkerheter og forbedringer

Av resultatene fremkommer det at sikteprøven fra enhet 2 har veldig lite sediment over 1 mm (se avsnitt 9.3.1 - "Kornstørrelse fra sikting", figur 16). Hvis det antas at prøven er representativ for bakgrunnssedimentasjonen, kan målingene med mastersizer i bakgrunnssedimentasjonen sees på som troverdige. Da mastersizer ikke har nøyaktighet med målinger av kornstørrelser over 1 mm (se avsnitt 8.2.3 – "Kornstørrelseanalyser").

Det kan ha oppstått en del feilkilder under tør- og våtsiktingen. Vekten var ikke helt nøyaktig, og noe av sedimentene kan gå tapt under siktingen. I tillegg kan det ha blitt tatt for lite materiale i noen av prøvene, noe som gjør prøvene er mindre representative for lagene. Ved sikting av sandlaget i kjerne 04 er vekten etter sikting større enn vekten før sikting. Dermed er resultatene fra sikting av dette laget ikke til å stole på. Allikevel gir resultatet et realistisk bilde på kornstørrelsen, som gjør at målingen ble valgt å ta med. Målingene av magnetisk susceptibilitet kan ha blitt påvirket av magnetiske objekter i rommet målingene ble foretatt. De negative verdiene i noen av målingene er fjernet, i tillegg er noen enkeltmålinger urealistisk høye.

Det er ikke tatt målinger av kornstørrelse i alle hendelseslag, dette gjør det vanskeligere å tolke og korrelere lagene. Eksempel på hendelseslag som ikke ble tatt prøve av er sandlinsen i enhet 4B. Det er heller ikke tatt nok målinger av kornstørrelse fra turbiditten i enhet 4A til å bekrefte en eventuell normal gradering. Ved prøvetaking kan det ha oppstått feilkilder. Dette gjelder spesielt tynne lamina, der det er mulig at sedimentene rundt laminasjonen kan ha kommet med og dermed gitt en uriktig måling. Det hadde også vært interessant å foreta en CT-analyse av kjerne 04, for å kunne identifisere objekter i skredlagene bedre.

# 11 Konklusjon

(1) Anestølsvatnet har flere breer i sitt nedslagsfelt som hovedsakelig bidrar til sedimenttilførselen til vannet. Bakgrunnssedimentasjonen består av vekslende mørke og lyse varv som vesentlig består av silt og sand. Varv blir kontrollert av sesongmessige variasjoner i organisk produksjon, der de mørke varvene har en høyere andel organisk materiale. I nærheten av land på den østlige siden er avsetningene dominert av "in situ" moser, som danner organiskrike massive avsetninger. Det er en klar endring fra organiskrike til minerogen dominerte varv i nedre delen av kjernene. Dette tyder på en mindre produksjon av organisk materiale, samt mer breaktivitet innenfor nedslagsfeltet, som gir en mer minerogen sammensetning. Dette blir tolket til å sammenfalle med en periode med brefremstøt relatert til den lille istid.

(2) Skredsignaturen til jordskred avsatt i innsjø kjennetegnes av flere skredprosesser som oppstår når jordskredet treffer vann (enhet 4A). Proksimalt forblir en del av jordskredet i sin opprinnelige dårlig sortert matriksbårede form, mens finere partikler blir transportert i en turbulent strøm rundt. Denne strømmen blir kalt en turbiditetsstrøm. Avsetningene fra skredet får en oppoverfining, med den dårlig sorterte matriksbårede laget i bunn og et finere lag over. Skredet danner en turbiditt. Over turbiditten er det muligens en ny puls, som har blitt utløst en kort periode etter det første skredet.

Jordskredsignaturen gir et høyere utslag på målinger av magnetisk susceptibilitet og Ca/Fe forholdet, sammenlignet med bakgrunnssedimentasjonen. Distalt blir finere partikler transportert i suspensjon og avsatt som siltlamina i bassenget.

Det er et sandlag i den innerste kjernen, som er tolket til å være avsatt fra en turbiditetsstrøm med høy tetthet (enhet 4B). Laget er mest sannsynlig fra et jord- eller flomskred fra land. Avsetningene er sorterte med hovedsakelig medium sand. Signaturen gir et relativt høyt utslag på målinger av magnetisk susceptibilitet, men er lavere enn jordskredsignaturen fra skredet i 2013. I motsetning er glødetapsmålingene svært lave, i forhold til avsetningene fra skredet i 2013. Laget har et høyere utslag på Ca/Fe forholdet sammenlignet med bakgrunnssedimentasjonen. Det er ingen tydelig finere lag som har blitt avsatt over sandlaget fra turbiditten. Men da de finere avsetningene er vanskelig å skille fra bakgrunnssedimentasjonen over, er det mulig at noen av sedimentene over sandlaget er avsatt fra samme hendelse.

(3) Jordskredet som ble utløst i 2013 ble funnet igjen i øvre del av kjerne 04, som er den innerste kjernen fra land (figur 20, enhet 4A). Og som et siltlamina i toppen av kjernene utover i vannet (figur 22, 23 & 24, enhet 4A).

(4) Distalt er det vanskelig å skille jord- og flomskredavsetninger fra flomavsetninger. Da avsetningene fra begge hendelser gir siltlaminasjoner. Derimot er avsetningene fra snøskred distalt i bassenget massivt og grovkornet, med spor av organiske fragmenter fra land. Transport av snøskred på isdekket vann, er tolket som grunnen til den lange rekkevidden til snøskredavsetningene distalt i

bassenget. Signaturen til snøskredavsetningene er mer kaotisk uten noe sortering, mens signaturen til jord- eller flomskredet som traff vannet har et usortert diamikt lag med en oppoverfining i turbiditten eller et massivt sortert sandlag.

(5) Bakgrunnssedimentasjonen korrelerte bra over alle kjernene, og ble derfor korrelert med stor sikkerhet (figur 26, enhet 1-3). Alle skredhendelsene ble korrelert i flere av kjernene (figur 26, enhet 4). Derimot var det vanskeligere å korrelere jordskredsignaturene, da det ikke var tydelige spor etter skredhendelsene i kjerne 03.

## 12 Referanseliste

- Andreassen, H.- M. & Lie-Andreassen, T. H. (1997). *Holocen sedimentasjon i Anestølsvatnet, Sogn og Fjordane*. (Kandidatoppgave). Sogndal: Høgskulen i Sogn og Fjordane.
- Anundsen, K. (1974). *Geologien i Sogndal kommune*. Sogndal: Sogndal Sogelag.
- Baas, J. H., Van Kesteren, W. & Postma, G. (2004). Deposits of depletive high-density turbidity currents: a flume analogue of bed geometry, structure and texture. *Sedimentology*, 51(5), s.1053-1088.
- Bergaas, J., Jahnsen, M. & Skjørestad, H. (2018). *Sedimentær signatur etter snøskred i innsjøavsetninger fra Anestølsvatnet, Sogn*. (Bacheloroppgave). Sogndal: Høgskulen på Vestlandet.
- Blikra, L., Hole, P., & Rye, N. (1989). *Skred i Norge: Hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord* (Vol. 92, Skrifter (Norges geologiske undersøkelse: trykt utg.)). Trondheim: Norges geologiske undersøkelse. Hentet 3. februar 2018 fra [https://www.nb.no/items/URN:NBN:no-nb\\_digibok\\_2008070804012](https://www.nb.no/items/URN:NBN:no-nb_digibok_2008070804012)
- Bouma, A.H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam; New York: *Elsevier*.
- Brattlien, K. (2008). *Den lille snøskredboka*. Oslo: Fri fly.
- Bryhni, I., Anundsen, K., Aa, A. & Sønstegaard, E. (1986). *Geologien i Sogndal*. Sogndal: Sogndal Bygdebok.
- Cox Analytical Systems. (2016). *Analytical instrument for scientific XRF core scanning* [Brosjyre]. Göteborg: Cox Analytical Systems. Hentet 13. februar 2018 fra <http://www.coxsys.se/wp-content/uploads/2016/02/Itrax-Corescanner-brochure.pdf>
- Croudace, I.W., Rindby, A. & Rothwell, R. G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), s. 51-63.
- Dahl, S. O., Nesje, A., Lie, Ø., Fjordheim, K. & Matthews, J. A. (2002). Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalsbreen, western Norway. *The Holocene*, 12(1), s.17-25.
- Dannevig, P. & Harstveit, K. (2013). *Klima I Norge*. I Store norske leksikon. Hentet 5. april 2018 fra [https://snl.no/Klima\\_i\\_Norge](https://snl.no/Klima_i_Norge).
- Dearing, J. (1994). Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 system. Kenilworth, Chi Publ. Hentet 7. mars 2018 fra [https://gmw.com/magnetic\\_properties/pdf/Om0409%20J\\_Dearing\\_Handbook\\_iss7.pdf](https://gmw.com/magnetic_properties/pdf/Om0409%20J_Dearing_Handbook_iss7.pdf)
- Førland, E. J., Alfnes, E., Amundsen, H., Asvall, R. P., Benestad, R., Debernard, J. ... & Hovelsrud, G. K. (2007). Climate Change and Natural Disasters in Norway: An Assessment of Possible Future Changes. Norwegian Meteorological Institute: Oslo, Norway. Grove, J. (2001). The Initiation of the "Little Ice Age" in Regions Round the North Atlantic. *Climatic Change*, 48(1), s. 53-82.
- Grønli, M.J. & Norheim, S. (2016). *Geofysisk kartlegging av undersjøiske skredavsetninger i Anestølsvatnet*. (Bacheloroppgave). Sogndal: Hisf

- Hanssen, B. I., Førland, E. J., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., ... & Ådlandsvik, B. (2015). *Klima i Norge 2100 Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015*. NCCS report, NCCS, Oslo, Norway, 203. Hentet 17. januar 2018 fra <https://cms.met.no/site/2/klimaservicesenteret/rapporter-og-publikasjoner/attachment/6617?ts=14ff3d845d6>
- Halvorsen, E., Mæland Yddal, M., Teigland, E. & Uriansrud, F., (1996). Sedimentære avsetninger i Anestølsvatnet i holocen, Sogn og Fjordane Del I av II. (Kandidatoppgave) Sogndal: HiSF.
- Hongve, D. & Kjensmo, J. (2018). *Innsjø*. I Store norske leksikon. Hentet 9. april 2018 fra <https://snl.no/innsj%C3%B8>.
- Karlén, W. & Matthews, J. (1992). Reconstructing Holocene Glacier Variations from Glacial Lake Sediments: Studies from Nordvestlandet and Jostedalsbreen-Jotunheimen, Southern Norway. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 74(4), s.327-348.
- Kartverket. (2018). *Topografisk norgeskart 3 og ortofoto*. Hentet 19. mars 2018 fra <https://wms.geonorge.no/skwms1/wms.topo3?request=GetCapabilities&service=WMS>  
<http://wms.geonorge.no/skwms1/wms.nib?>
- Kneller, B. C. & Branney, M. J. (1995). Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, 42(4), s.607-616.
- Langsholt, E., Roald L. A., Holmqvist, E. & Fleig, A. (2015). Flommen på Vestlandet Oktober 2014. *Norges vassdrags- og energidirektorat*. (Rapport nr 11-2015). hentet 20. April 2018 fra [http://publikasjoner.nve.no/rapport/2015/rapport2015\\_11.pdf](http://publikasjoner.nve.no/rapport/2015/rapport2015_11.pdf)
- Lied, K. & Kristensen, K. (2003). *Snøskred - Håndboken om snøskred*. Nesbru: Vett og viten.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52(1).
- Malvern Panalytical. (2016). *Mastersizer 3000* [Brosjyre]. Worcestershire, UK :Malvern. Hentet 10. februar 2018 fra [https://www.malvernpanalytical.com/en/products/product-range/mastersizer-range/mastersizer-3000/?gclid=Cj0KCQjwv73VBRCdARIsAOnG8u3iqvhhua3h1-VOLVkl4LhOuSwqzMvmwAffprOyKg3OtgA7py5OIaAos\\_EALw\\_wcB](https://www.malvernpanalytical.com/en/products/product-range/mastersizer-range/mastersizer-3000/?gclid=Cj0KCQjwv73VBRCdARIsAOnG8u3iqvhhua3h1-VOLVkl4LhOuSwqzMvmwAffprOyKg3OtgA7py5OIaAos_EALw_wcB)
- Matthews, J. A., Dahl, S. O., Nesje, A., Berrisford, M. S. & Andersson, C. (2000). Holocene glacier variations in central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciolacustrine sediment cores. *Quaternary Science Reviews*, 19(16), s.1625-1647.
- McClung, D. & Schaerer, P. (1993). *The avalanche handbook*. Seattle, Washington: The Mountaineers
- MET. (2013). *Klimaprofil Sogn og Fjordane*. Hentet 5 april 2018 fra <https://cms.met.no/site/2/klimaservicesenteret/klimaprofiler/klimaprofil-sogn-og-fjordane/attachment/10505?ts=15876ca5320>
- MET. (2018). *Eklima*. Hentet 16. mars 2018 fra [http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?\\_pageid=73,39035,73\\_39049&\\_dad=portal&\\_schema=PORTAL](http://sharki.oslo.dnmi.no/portal/page?_pageid=73,39035,73_39049&_dad=portal&_schema=PORTAL) (Krever innlogging).
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S. & Fava, L. (1999). AAPG Continuing Education Course Note Series# 39: An Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basins from an Outcrop Perspective. *The American Association of Petroleum Geologists*
- NGU. (2018a). *BERGGRUNN N250 wms*. Hentet 5. april 2108 fra <http://geo.ngu.no/mapserver/BerggrunnWMS>

- NGU. (2018b). *LØSMASSE wms*. Hentet 05. april 2018  
<http://geo.ngu.no/mapserver/LosmasserWMS>
- Nesje, A & Dahl, S. (2003). The 'Little Ice Age' – only temperature? *The Holocene*, 13(1), s.139-145.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R. (1991). Holocene glacial and climate history of the Jostedalsgreen region, western Norway: evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10(1), s.87-114.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Andersson, C. & Matthews, J. A. (2000). The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalsgreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 19(11), s.1047-1065.
- Nesje, A., Matthews, J., Dahl, S., Berrisford, M. & Andersson, C. (2001). Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalsgreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11(3), s.267-280.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Bøe, A. G. (2007). A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway. *The Holocene*, 17(2), s.269-277.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. 2 red. West Sussex: Wiley- Blackwell.
- Norem, H. & Sandersen, F. (2012). *Flom- og sørpeskred*. (73). Hentet 23.mai 2018  
[https://www.vegvesen.no/fag/publikasjoner/publikasjoner/Statens+vegvesens+rapporter/\\_attachment/519072?ts=140e2d18e58&fast\\_title=SVV\\_73\\_Flom-\\_og\\_sorpeskred.pdf](https://www.vegvesen.no/fag/publikasjoner/publikasjoner/Statens+vegvesens+rapporter/_attachment/519072?ts=140e2d18e58&fast_title=SVV_73_Flom-_og_sorpeskred.pdf)
- Norge i bilder. (2018). *Ortofoto wms*. Hentet 23.junauar 2018 fra  
<http://wms.geonorge.no/skwms1/wms.nib?request=GetCapabilities&service=WMS>
- NVE. (2013). *Jordskred og flomskred* [Brosjyre]. Oslo: NVE. Hentet 25. februar 2018  
[http://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013\\_05.pdf](http://publikasjoner.nve.no/faktaark/2013/faktaark2013_05.pdf)
- NVE. (2018a). *NVE atlas*. Hentet 22.mars 2018 fra  
<https://atlas.nve.no/Html5Viewer/index.html?viewer=nveatlas#>
- NVE. (2018b). *NVE aktsomhetskart for jordskred*. Hentet 22.mars 2018 fra  
<http://wms3.nve.no/map/services/SkredJordFlomAktR1/MapServer/WmsServer>
- NVE. (2018c). *NVE aktsomhetskart for steinsprang*. Hentet 22.mars 2018 fra  
[https://gis3.nve.no/metadata/produktark/produktark\\_steinsprang\\_aktsomhet.pdf](https://gis3.nve.no/metadata/produktark/produktark_steinsprang_aktsomhet.pdf)
- NVE. (2018d). *NVE aktsomhetskart for snøskred*. Hentet 22.mars 2018 fra  
<http://wms3.nve.no/map/services/SkredSnoAktR/MapServer/WmsServer>
- NVE. (2018e). *NVE aktsomhetskart for flom*. Hentet 22.mars 2018 fra  
<https://gis3.nve.no/map/services/FlomAktR/MapServer/WmsServer?%20>
- NVE. (2018f). *NEVINA nedbørfelt* (shape fil). Oslo: NVE.
- Ryzak, M. & Bieganski, A. (2011). Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174(4), s. 624-633. Hentet 24. mars 2018 fra  
<https://pdfs.semanticscholar.org/33bb/fd5b337c239acf6ebfe970b59a7d838e0dac.pdf>
- Sherma, J., Larkin, J.D. & Larkin F.H. (2007). X-ray fluorescence Spectrometry. *Journal Of Aoac International*, 90(6), 163A-170A, s.1. Hentet fra  
[http://web.b.ebscohost.com/ehost/pdfviewer/pdfviewer?vid=1&sid=432a2284-77e6-47e1-ba06-48fe6c89482a%40sessionmgr101 \(krever innlogging\)](http://web.b.ebscohost.com/ehost/pdfviewer/pdfviewer?vid=1&sid=432a2284-77e6-47e1-ba06-48fe6c89482a%40sessionmgr101 (krever innlogging))



- Seierstad, J., Nesje, A., Dahl, S., & Simonsen, J. (2002). Holocene glacier fluctuations of Grovabreen and Holocene snow-avalanche activity reconstructed from lake sediments in Grningstlsvatnet, western Norway. *The Holocene*, 12(2), s.211-222.
- Seljelid, A., Johnsen, K.E. & Bergheim, J. (1995). *Isavsmelting og kvartærgeologi i Sogndalsdalen*. (Kandidatoppgave). Sogndal: HiSF.
- Shanmugam, G. (2002). Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews*, 58(3-4), s.311-341.
- Sletten, K., Blikra, L., Ballantyne, C., Nesje, A. & Dahl, S. (2003). Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: Sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. *The Holocene*, 13(6), s.907-920.
- Smith, J. (2003). Aspects of the Loss-on-Ignition (LOI) Technique in the Context of Clay-Rich, Glaciolacustrine Sediments. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 85(1), s.91-97.
- Sohn, Y. K., Choe, M. Y., & Jo, H. R. (2002). Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile). *Terra Nova*, 14(5), 405-415.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Averyt, K., ... & Marquis, M. (2007). Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC (Vol. 4). *Cambridge university press*.
- Støren, E., Dahl, S., & Lie, Ø. (2008). Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene*, 18(8), s.1179-1191.
- Thompson, R., Battarbee, R., O'Sullivan, P. & Oldfield, F. (1975). Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(5), s.687-698.
- Tollan, A. (2018). *Flom*. I Store norske leksikon. Hentet 25. april 2018 fra <https://snl.no/flom>.
- Vasskog, K. N., Nesje, A., Støren, E., Waldmann, N., Ariztegui, D. & Chapron, E. (2011). A holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *Holocene*, 21(4), s.597-614.
- Wenaas, S., Olsen, O. & Saurin, K. (2015). *Nedbørsintensitet Og Grunnvannsnivå Ved Utløsning Av Jordskred 15/16. November 2013 Ved Anestølen*. (Bacheloroppgave). Sogndal: HiSF.

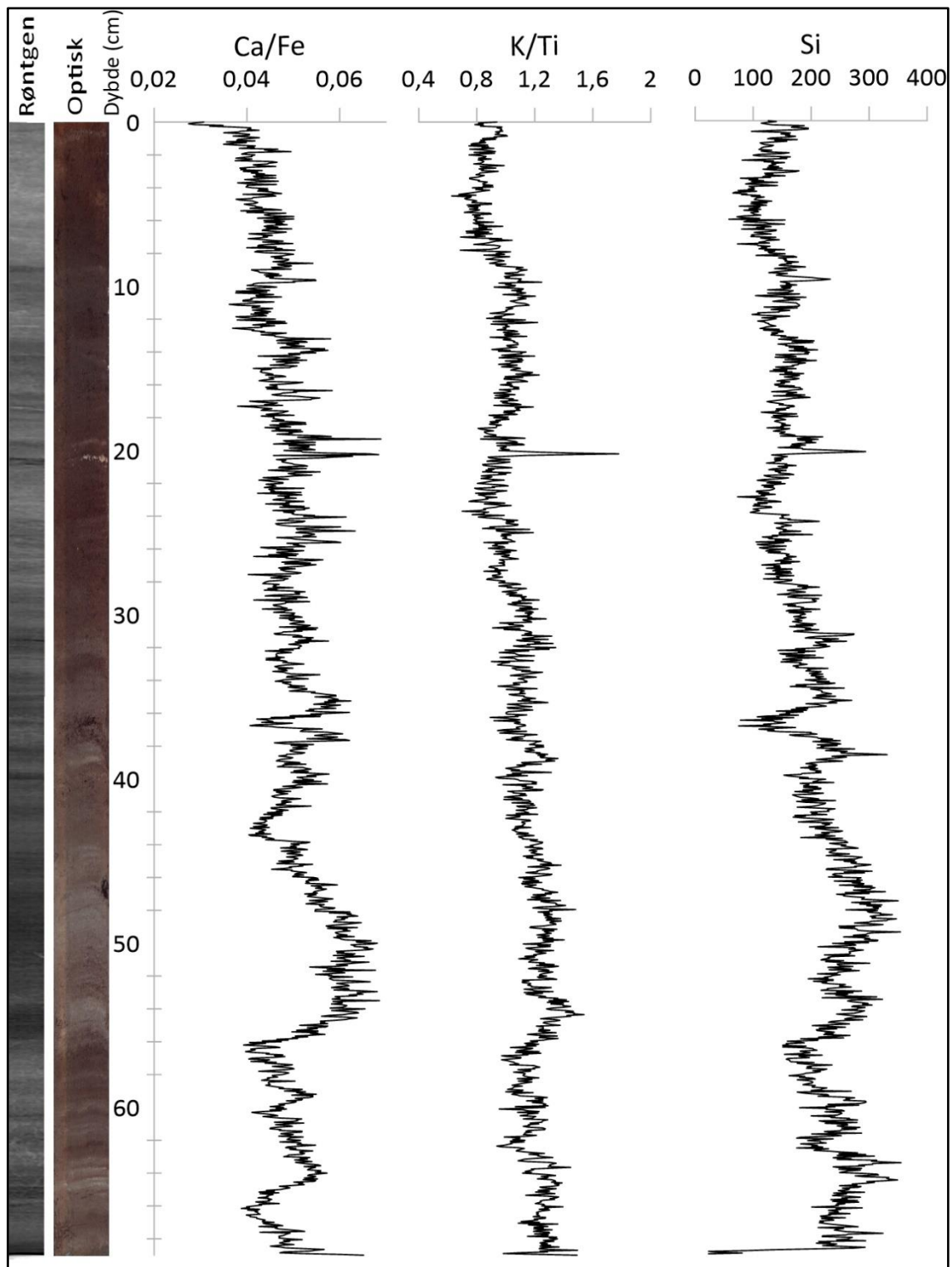
# 13 Vedlegg

Datasettene og figurer som ikke ble brukt ligger i vedlegg.

## Vedlegg 1

*Tabell 4: Parameter for xrf.*

| Kjerne ID        | Lengde (cm) | Type | Rør | Tube clock | Røngen(Kv/ mA milisek) | XRF (Kv/ mA) | OCRLuten sity (Telling per sekund) | XRF tid(sek) | Oppløsning (micro meter 10 <sup>-6</sup> ) | Q spec                 |
|------------------|-------------|------|-----|------------|------------------------|--------------|------------------------------------|--------------|--|------------------------|
| <b>AVG-01-17</b> | 25          | GC   | Mo  | 568 45     | 50/45 275              | 30/3 0       | 31300                              | 10           | 500  | AVG-Anestølsvatnet -Mo |
| <b>AVG-02-17</b> | 69          | GC   | Mo  | 568 51     | 50/45 225              | 30/3 0       | 31000                              | 10           | 500  | AVG-Anestølsvatnet -Mo |
| <b>AVG-03-17</b> | 53          | GC   | Mo  | 568 47     | 55/45 200              | 30/3 0       | 30150                              | 101          | 500  | AVG-Anestølsvatnet -Mo |
| <b>AVG-04-17</b> | 49          | GC   | Mo  | 568 64     | 45/40 275              | 30/3 0       | 31000                              | 10           | 500  | AVG-Anestølsvatnet -Mo |
| <b>AVG-05-17</b> | 66          | GC   | Mo  | 568 28     | 50/45 300              | 30/3 0       | 30800                              | 10           | 500  | AVG-Anestølsvatnet -Mo |



Figur 27. Resultat fra AVG-02-17 av et utvalg grunnstoff og forhold mellom noen grunnstoff.