

Rekonstruksjon av Holocen skredaktivitet ved Anestølsvatnet



Erling Fergestad

Masteroppgave i Climate Change Management (Planlegging for klimaendringar)

Institutt for miljø- og naturvitskap, Fakultet for ingeniør- og naturvitskap

HØGSKULEN PÅ VESTLANDET

Sogndal
[Juni 2019]

Eg stadfestar at arbeidet er sjølvstendig utarbeida, og at referansar/kjeldetilvisingar til alle kjelder som er brukt i arbeidet er oppgitt, *jf. Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 10*



Høgskulen
på Vestlandet

Rekonstruksjon av Holocen skredaktivitet ved Anestølsvatnet

Masteroppgave i Climate Change Management/Planlegging
for klimaendringar

Forfatter: Erling Fergestad

Forfatter sign.

Oppgåva innlevert:

Vår 2019

Open oppgåve

Rettleiar: Denise Christina Ruther

Bi-retteiar: Kristian Vasskog

Stikkord: Skredfrekvens, innsjøsedimenter,
XRF, sedimentkjerne, skredavsetning,

Tal sider: 55

+

Vedlegg:

Sogndal, 3 Juni, 2019

Stad/Dato/År

Dette arbeidet er gjennomført som ledd i masterprogrammet i Climate change Management (norsk namn: Planlegging for klimaendringar) ved Institutt for miljø- og naturvitskap, fakultet for ingeniør- og naturvitskap, Høgskulen på Vestlandet. Studenten(e) står sjølv ansvarleg for metodane som er brukt, resultatane som er kome fram, og konklusjonar og vurderingar i arbeidet.

Forord

Jeg vil takke mine veiledere Denise Christina Ruther og Kristian Vasskog for god veiledning og mye hjelp med å analysere kjernen. Jeg vil også takke Eivind Wilhelm Nagel Støren for hjelp med analysen på Earthlab. Takk til Sigurd Daniel Nerhus og Marthe Gjerde for stor hjelp med feltarbeidet. Jeg vil også takke min mor Elisabeth Fahlstrøm for hjelpe til korektur og med pirkingen på oppgaven, og Victoria Rødberg Daae for å holde humøret og arbeidsmoralen oppe. Jeg vil takke mine medstudenter for gode diskusjoner og tips gjennom dette studiet.

Sammendrag

Innsjøsedimenter er et av de beste arkivene vi har for skredhendelser og klima i tidligere perioder. Anestølsvatnet er et godt sted å studere sedimenter fordi de bratte dalsidene legger til rette for høy skredaktivitet og vannet har eksistert siden isen smeltet etter siste istid. Tre kjerner har blitt tatt opp for å analysere skredaktiviteten i Holocen. Kjernene har blitt analysert på Earthlab på universitetet i Bergen og på Høgskulen på Vestlandet (Sogndal). Der er det målt magnetisk susceptibilitet, tatt røntgenbilde og høyoppløslig bilde, målt XRF, kornstørrelse og glødetap. Disse målingene er brukt for å identifisere hendelseslag i kjernene. Det er tidligere tatt opp kjerner fra Anestølsvatnet, i 1995 og 1996 ble det tatt 14 kjerner og i 2017 ble det tatt 10 kjerner. Kjernene fra 1995 or 1996 ble datert med C-14 datering for å finne sedimentasjonshastigheten i vannet. Funnene deres er brukt for å datere kjernene og hendelseslagene i denne oppgaven. Denne dateringen er brukt for å finne variasjoner i Holocen skredaktivitet i Anestølsvatnet. Det kan tyde på at det har vært større skredaktivitet i Anestølsvatnet i en periode der det har vært liten skredaktivitet generelt på Vestlandet.

Abstract in English

Lake sediments are one of the best archives we have for avalanches and climates in earlier periods. Anestølsvatnet is a good place to study sediments because the steep valley sides facilitate high landslide activity and the water has existed since the ice melted after the last ice age. Three cores have been taken to analyze the avalanche activity in the Holocene. The cores have been analyzed at Earthlab at the University of Bergen and at Høgskulen på Vestlandet (Sogndal). There is measured magnetic susceptibility, X-ray images and high resolution image, measured XRF, grain size and loss on ignition. These measurements are used to identify incident layers in the cores. There has previously been taken sediment cores from Anestølsvatnet, in 1995 and 1996 there were 14 cores taken and in 2017, 10 cores. The cores from 1995 or 1996 were dated with C-14 dating to find the sedimentation rate in the lake. These findings have been used to date the cores and event layers in this thesis. This dating is used to find variations in Holocen avalanche activity in Anestølsvatnet. Findings indicate that there has been greater avalanche activity in Anestølsvatnet during a period where there has been little avalanche activity in western Norway.

Figurliste

| | |
|--|----|
| Figur 1 Oversikt over Anestølsvatnet i en sidedal øverst i Sogndalsdalen. | 2 |
| Figur 2 Nedbørsfeltet Frudalen 18,7 km ² Nedbørsfeltet Anestølen 28.5 km ² | 3 |
| Figur 3 Helningskart kartlag hentet fra ArcGis GeocacheHelning | 4 |
| Figur 4 Vise synlige tegn til skredhendelser. Bilde satt sammen av to pga. skygge. | 5 |
| Figur 5 Løsmassekart for Anestølen. Stiplet linje markerer randmorene som tidligere har demt opp vannet. | 6 |
| Figur 6 Kjerneprøver som er tatt opp ved tidligere arbeid. | 8 |
| Figur 7 Flåten som ble brukt for å hente opp sedimentkjerne fra Anestølsvatnet. | 11 |
| Figur 8 Hvordan sedimentkjernene er blitt hentet opp fra bunnen..... | 12 |
| Figur 9 Viser geografisk plassering av kjerner hentet opp for denne oppgaven. | 13 |
| Figur 10 Coresusc MkIII med en MS2E sensor. Hentet fra UiB sin hjemmeside | 15 |
| Figur 11 Itrax core scanner. Bilde hentet fra UiB sin hjemmeside | 16 |
| Figur 12: Spredning av laserlys som treffer et partikkel..... | 17 |
| Figur 13 Mastersizer 3000. Bilde hentet fra UiB sin hjemmeside | 18 |
| Figur 14 Viser innhold av organisk materiale i kjerne 01-18, delt opp i enheter. Snitt viser gjennomsnittlig organisk innhold av prøvene tatt i en enhet. | 20 |
| Figur 15 Viser kvist funnet i kjerne 01-18, 308 cm dyp. Kvisten er ca. 2,5 cm i diameter..... | 20 |
| Figur 16 Viser inndeling i enheter basert på MS med skala 0-30, forhold i materialsammensetting, hvor jeg har brukt et 20-pungts løpende snitt og innhold av vann og organisk materiale. | 21 |
| Figur 17 Viser innhold av organisk materiale i kjerne 03-18, delt opp i enheter. Snitt viser gjennomsnittlig organisk innhold av prøvene tatt i en enhet. | 22 |
| Figur 18 Viser inndeling i enheter basert på MS med skala 0-30, forhold i materialsammensetting, hvor jeg har brukt et 20-pungts løpende snitt og innhold av vann og organisk materiale. | 23 |
| Figur 19 Viser innhold av organisk materiale i kjerne 03-18, delt opp i enheter. Snitt viser gjennomsnittlig organisk innhold av prøvene tatt i en enhet. | 24 |
| Figur 20 Viser inndeling i enheter basert på MS med skala 0-30, forhold i materialsammensetting, hvor jeg har brukt et 20-pungts løpende snitt og innhold av vann og organisk materiale. | 25 |
| Figur 21 Bakgrunnssedimentasjon. Blå felt markerer organisk rik sedimentasjon. Hvite helt markerer mineralrik sedimentasjon. Si viser innhold av silisium hvor jeg har brukt 20-punkts løpende snitt. | 27 |
| Figur 22 Viser hendelser som skiller seg ut fra bakgrunnssedimentasjon på røntgen, MS, visuelt, materialsammensetting og organisk innhold..... | 29 |
| Figur 23 Viser hendelser som skiller seg ut fra bakgrunnssedimentasjon på røntgen, MS, visuelt, materialsammensetting og organisk innhold..... | 32 |
| Figur 24 Viser hendelser som skiller seg ut fra bakgrunnssedimentasjon på røntgen, MS, visuelt, materialsammensetting og organisk innhold..... | 34 |
| Figur 25 Figuren viser registrerte hendelseslag i kjerne 01-18. 02-18 og 03-18. Lag markert med rødt kan korreleres mellom kjernene. | 36 |
| Figur 26 Viser sedimentlaget fra tappingen av Anestølsvatnet i de tre kjernene. | 38 |
| Figur 27 Pilene viser strømmen i Anestølsvatnet, fra innløpet fra Frudalen og nordover langs vestsiden av vannet. | 39 |

| | |
|--|----|
| Figur 28 Viser geografisk plassering av kjerner hentet opp i 1996 som er brukt som grunnlag for å datere prøver fra 2018 med sedimentasjonshastigheter. | 41 |
| Figur 29 Figuren viser registrerte hendelseslag i kjerne 01-18. 02-18 og 03-18. Lag markert med rødt kan korreleres mellom kjernene, med alder regnet ut fra sedimentasjonshastigheter fra Andreassen et al., (1997) | 42 |

Innhold

| | |
|--|----|
| Forord..... | I |
| Sammendrag | I |
| Abstract in English | I |
| Figurliste..... | II |
| 1. Innledning | 1 |
| 2. Problemstilling | 1 |
| 3. Studieområde | 1 |
| 4. Tidligere studier | 7 |
| 5. Innsjøsedimentasjon..... | 9 |
| 5.1 Sirkulasjon og bakgrunns sedimentasjon | 9 |
| 5.2 Hendelseslagene | 9 |
| 5.2.1 Jordskred og flomskred | 9 |
| 5.2.2 Flom..... | 9 |
| 5.2.3 Snøskred | 9 |
| 5.3 Elementsammensetning | 10 |
| 6. Metode | 11 |
| 6.1 Feltarbeid..... | 11 |
| 6.2 Splitting av kjernene | 14 |
| 6.3 Magnetisk susceptibilitet (MS) | 14 |
| 6.4 Itrax Core scanner..... | 15 |
| 6.4.1 Grunnstoffanalyse med XRF | 16 |
| 6.4.2 Røntgen | 17 |
| 6.5 Kornfordeling..... | 17 |
| 6.6 Glødetap og vanninnhold | 18 |
| 7. Resultat | 19 |
| 7.1 Enheter | 19 |
| 7.1.1 AVP 01-18 (figur 14, 15 og 16) | 19 |
| 7.1.2 AVP 02-18 (figur 17 og 18)..... | 22 |

| | | |
|-------|---------------------------------------|----|
| 7.1.3 | AVP 03-18 (figur 19 og 20)..... | 24 |
| 7.2 | Tolkning: Bakgrunnsedimentasjon | 26 |
| 7.3 | Tolkning: Hendelseslag | 28 |
| 7.3.1 | AVP 01-18 | 30 |
| 7.3.2 | AVP 02-18 | 33 |
| 7.3.3 | AVP 03-18 | 35 |
| 7.4 | Tolkning: Korrelasjonslag..... | 36 |
| 8. | Diskusjon..... | 40 |
| 8.1 | Alder | 40 |
| 8.2 | Skredfrekvens | 42 |
| 9. | Konklusjon | 44 |
| 10. | Referansar | 46 |

1. Innledning

Et skred er en gravitasjonsbetinget masseforflytting. For at et skred skal gå kreves det ustabile masser og helning. Tilstrekkelig nedbør er en destabiliserende faktor og ofte utløsningsårsak for alle typer løsmasseskred og snøskred. Fjellskred faller ikke under denne kategorien. Fjellskred forårsakes av langsiktige geologiske prosesser. Mye nedbør på kort tid viser seg å være den største utløsningsfaktoren for løsmasseskred og flere typer snøskred (Førland et al., 2007).

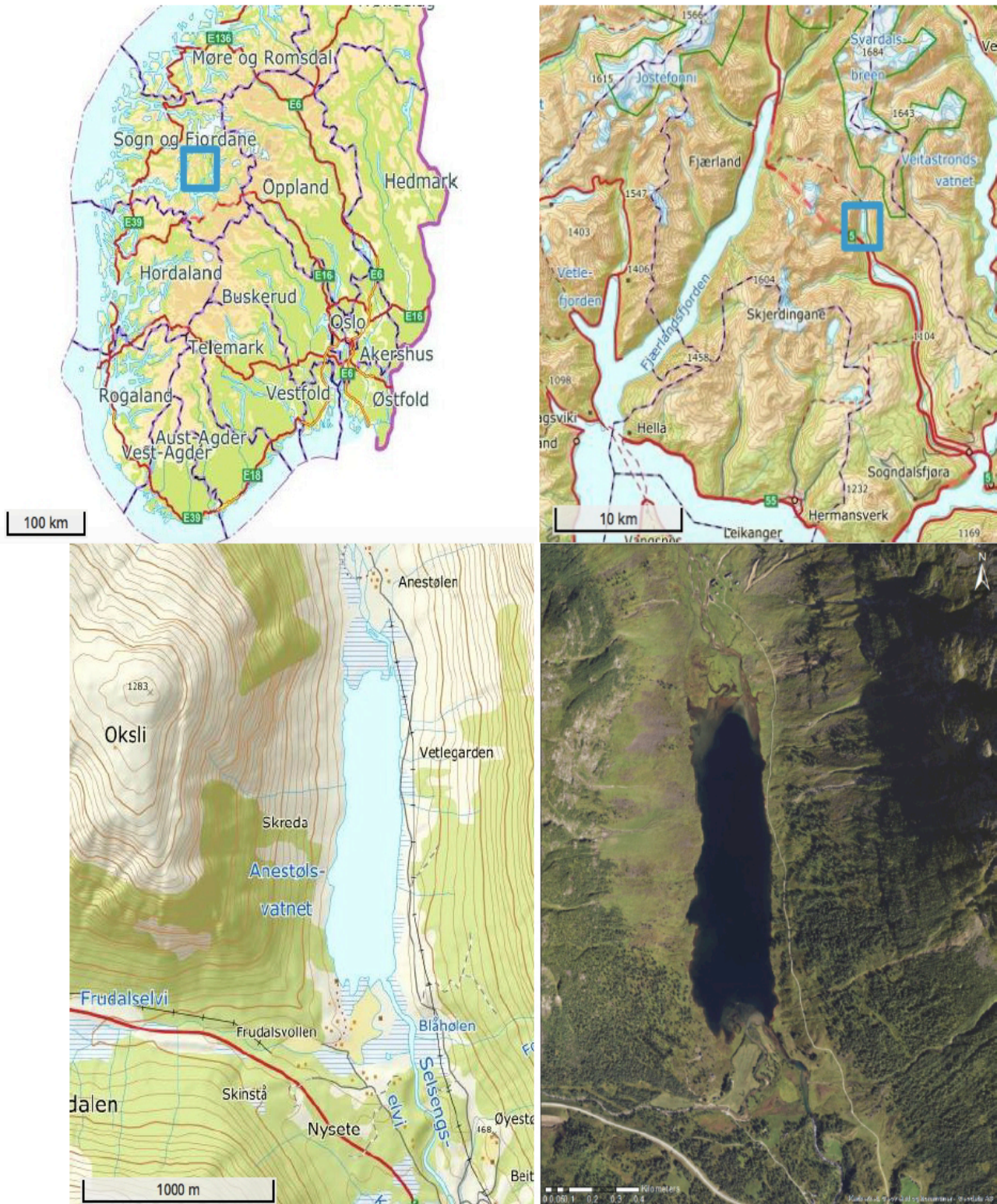
Med begrepet "klima" menes snittet av vær over tid. Innen klimaforskning bruker man en periode på 30 år for å beskrive klimaet, og da brukes årstemperatur og årsnedbør som mål for klimaet (Hanssen et al., 2015). Klimaet vil ikke kunne fortelle noe om nedbørintensitet i tidligere perioder, men det er likevel en indikator for oppgang eller nedgang i skredhendelser fordi en endring i klima ofte betyr en endring i nedbørintensiteten (Førland et al., 2007). Skredmasser avsettes i forskjellige miljø og ett av disse miljøene er innsjøer. Der løsmasseskred eller snøskred treffer vannet vil skredmassene legge seg som sedimenter på bunnen. Disse sedimentene vil fungere som arkiv for skredhendelser som har truffet vannet. Innsjøsedimenter er et av de beste terrestriske arkivene vi har for klimaforandringer og skredhendelser (Vasskog et al., 2011). Det er viktig å finne lokale variasjoner i skredaktivitet tilbake i tid for å kunne finne regionale trender. Trender som kan brukes for å planlegge for fremtiden i som går mot et varmere og våtere klima.

2. Problemstilling

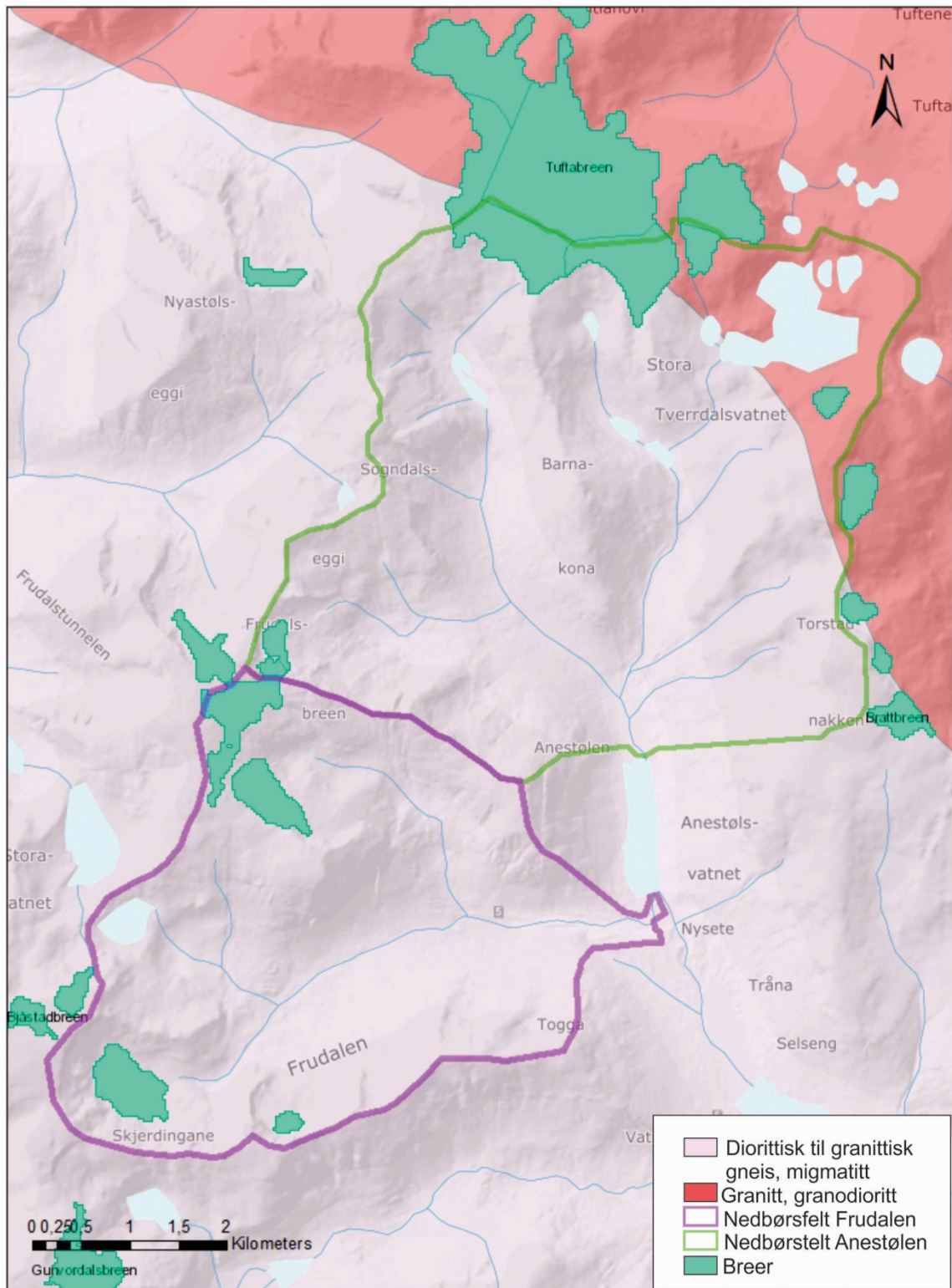
- Hvordan har skredaktiviteten i Anestølsvatnet variert gjennom Holocen?
- Hvordan er variasjonen i skredtype i Anestølsvatnet?

3. Studieområde

Anestølsvatnet er et 1.4 km langt og ca. 250 m bredt vann som går nord-sør og ligger i en sidedal til Sogndalsdalen (Figur 1). Vannet ligger 441 moh. En morenerygg demmer opp vannet i sør. Vannet har to innløp, ett i nord og ett i sør. Selv om kun 7% og 6% av nedbørsfeltene utgjøres av breer, fører begge innløpene smeltevann. I nord dreneres Steindalsbreen og nordre del av Frudalsbreen, i sør dreneres søre del av Frudalsbreen og Skjerdingane. Nedbørsfeltet til Anestølsvatnet er ca. 50 km² (figur 2). Utløpet fra Anestølsvatnet går gjennom moreneryggen i sør og drenerer ut i Dalavatnet. Vannstanden i Anestølsvatnet har tidligere vært 18 - 20 m høyere, før vannet eroderte seg gjennom moreneryggen. Dette kan ha vært en katastrofetømming, hvor vannet har blitt tømt på svært kort tid. Tappingen har sannsynlig skjedd for 2800 år siden (Andreassen et al., 1997). Dalsidene langs Anestølsvatnet er bratte og utsatt for snø- og løsmasseskred (Figur 3). Sogndalsdalen med tilhørende sidedaler inneholder store mengder morenemasser sammenlignet med tilsvarende daler. Årsaken er at isbevegelsen har gått på tvers av dalen under siste istids maksimum. Sogndalsdalen har da fungert som en morenefelle (Seljelid et al., 1995).

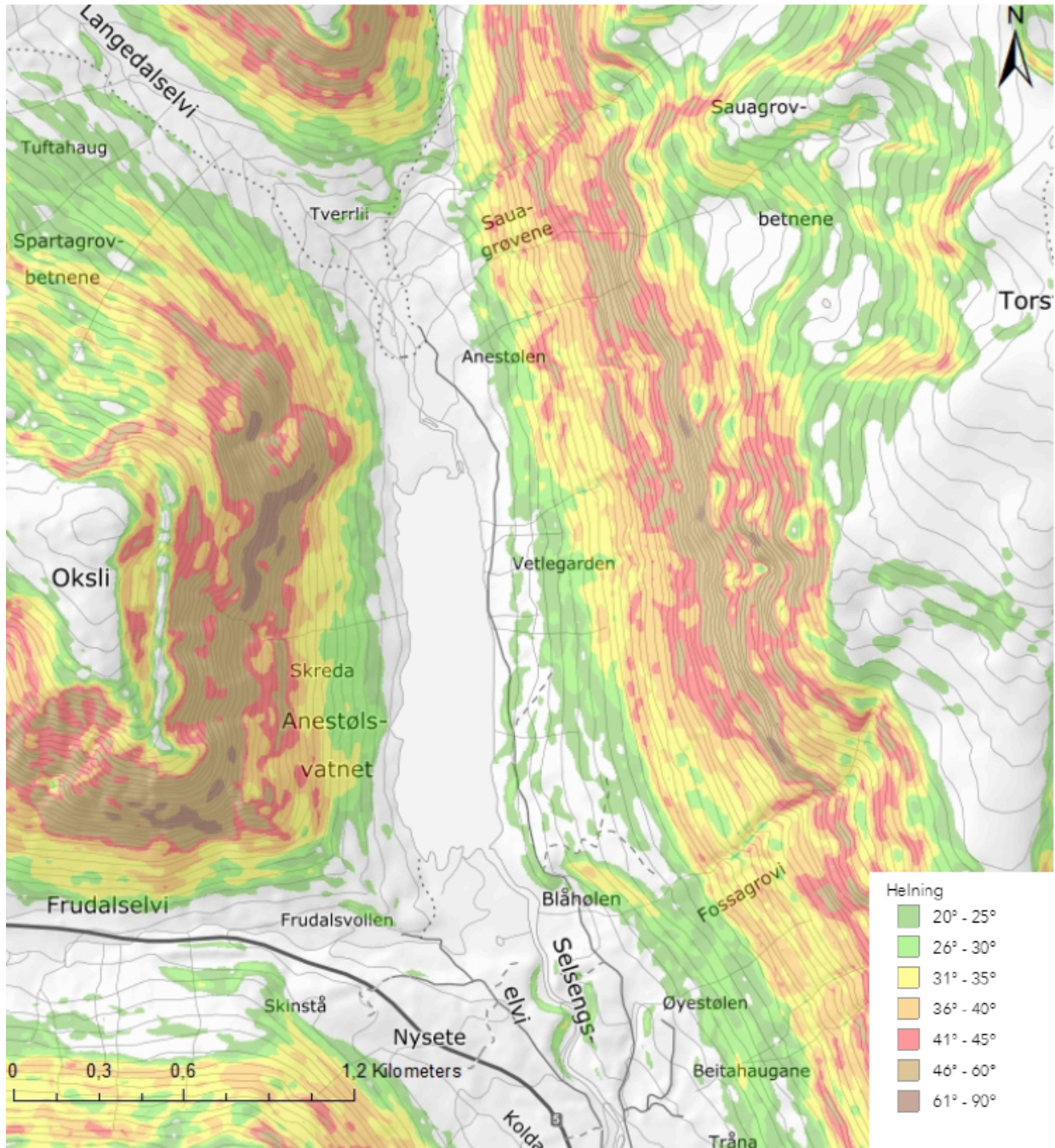


Figur 1 Oversikt over Anestølsvatnet i en sidedal øverst i Sogndalsdalen.



Figur 2 Nedbørsfeltet Frudalen 18,7 km² Nedbørsfeltet Anestølen 28.5 km²

Bergartene i området er ne del av den vestre gneisregionen og består hovedsakelig av gneis, diorittisk til granittisk (figur 2). I nordøstlige del av nedbørsfeltet til Anestølen består bergartene av granitt og granodioritt (Ramberg et al., 2013). Disse bergartene er prekambriske bergarter som har blitt omdannet under den kaledonske fjellkjedefoldingen.



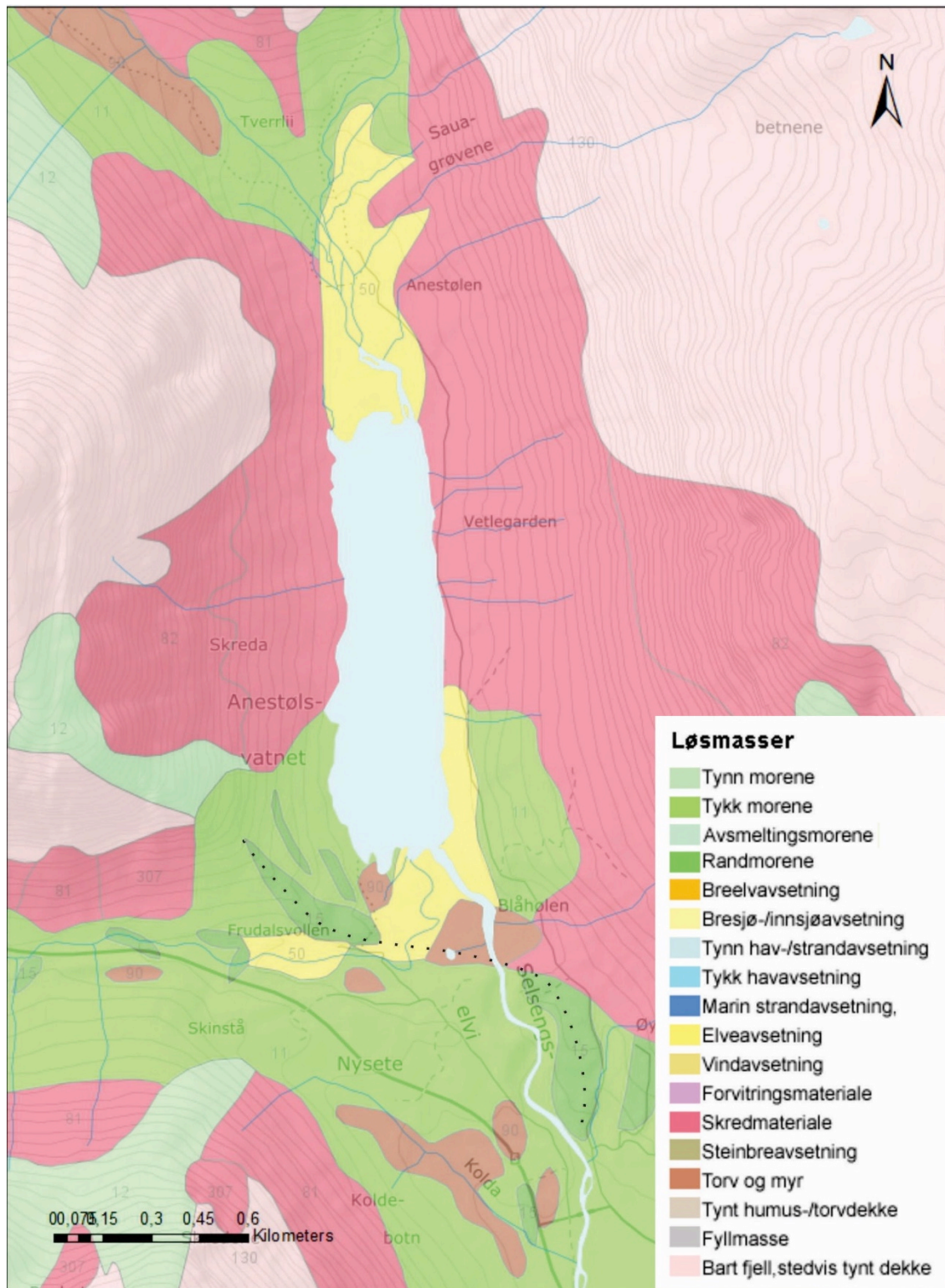
Figur 3 Helningskart kartlag hentet fra ArcGis GeocacheHelning

Det har gått snøskred og jordskred fra begge sider av Anestølsvatnet. Det er synlige spor etter skredhendelser hovedsakelig fra østsiden (figur 4). På vestsiden av vannet er det flere renner mot toppen av dalsiden, disse er stort sett dekket av gress og vegetasjon. Mot bunnen av dalsiden er det tallus som også stort sett er dekket av vegetasjon. Det kan derfor tenkes at det hovedsakelig har gått snøskred fra denne siden. På østsiden av vannet er det flere tydlige skredrenner og leveer, flere av disse er ferske. Eik et al., (1997) har kartlagt skredaktiviteten på østsiden av vannet og funnet at de eldste skredene på denne siden er fra ca 5000 år B.P.



Figur 4 Vise synlige tegn til skredhendelser. Bilde satt sammen av to pga. skygge.

Moreneryggen som demmer opp Anestølsvatnet i sør ble dannet mot slutten av siste istid (figur 5), for ca. 10 000 år siden da isfronten stoppet opp der sørenden av vannet er i dag. Brefronten har hatt et lengere opphold mellom Nysete og Anestølsvatnet, kanskje også fremstøt (Bryhni et al., 1986). Moreneryggen vi ser i dag har blitt dannet mellom breen fra Anestølen og breen fra Frudalen. Dannelsen av denne moreneryggen vil si at det har eksistert et vann her så lenge det har vært isfritt. Dalsidene på begge sidene av Anestølsvatnet er såpass bratte at skredhendelser fra disse sidene kan ha gått helt ned i vannet (figur 3). Sedimentene i Anestølsvatnet er derfor et svært godt arkiv for klimaforandringer og skredaktivitet. Ved å studere innsjøsedimentene her vil man kunne se hvordan skredaktiviteten har vært i ulike klimaperioder i holocen, som er tidsperioden fra siste istid og frem til i dag, de siste 10 000 år.



Figur 5 Løsmassekart for Anestølen. Stiplet linje markerer randmorene som tidligere har demt opp vannet.

Løsmassene rundt Anestølsvatnet består av elveavsetninger i nord og sør, skredmateriale langs sidene i nord og tykk morenedekke langs sidene i sør. Randmorenen markert med stiplet linje på kartet (figur 5) viser morenen som har demt opp Anestølsvatnet.

4. Tidligere studier

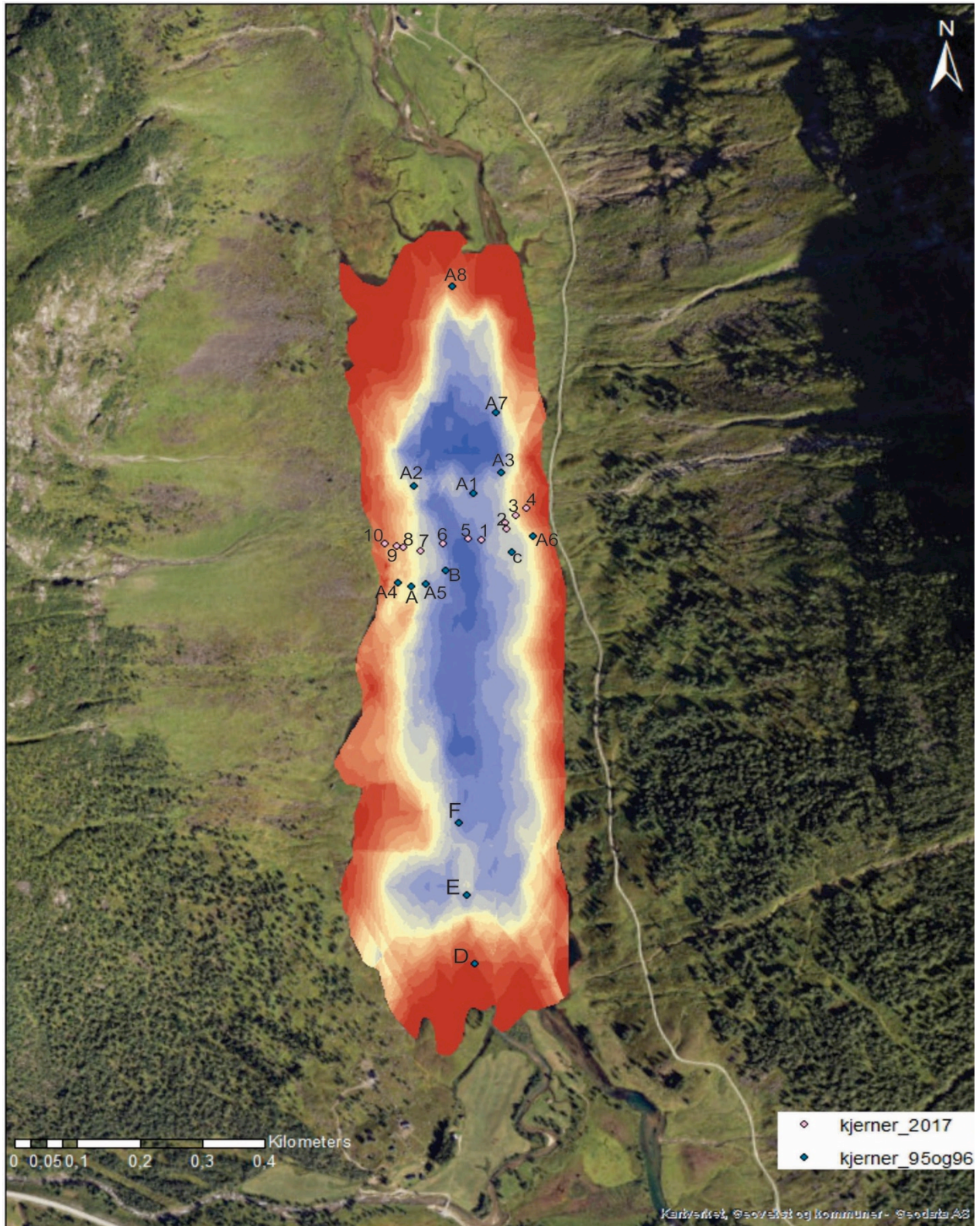
Det har tidligere vært gjort geologiske undersøkelser ved og i Anestølsvatnet. Målet med dette arbeidet har vært å:

- Finne klimavariasjoner i Holocen.
- Finne tidligere vannstand og når tappingen skjedde.
- Finne ut når breene kom tilbake etter å ha vært borte i Preborial (10.3-9 ka).
- Finne sedimentasjonshastigheter.
- Kartlegge sedimenttilførselen fra ulike kilder.
- Karakterisering og korrelering av skredsignaturer.

Tidligere undersøkelser har blitt gjort i to omganger; tre kandidatoppgaver, en i 1996 og to i 1997 og to bacheloroppgaver i 2018. Kandidatoppgavene i -96 (Halvorsen et al., 1996) fant at det raskt har blitt varmt etter isavsmelting (10 000 år siden) og frem til år 5 500 B.P. Dette fant de ved dateringer av organisk rike sedimenter over siltlag til 9 000-8 500 år B.P. De fant en økning i minerogen laminering fra 5 500 B.P. som de mener er et tegn til at breene vokste gradvis. 10 000-5 500 beskriver de som en periode med lav skredaktivitet. De beskriver et større brefremrykk ca 2 500 år B.P. med flere siltlag tett sammen. Videre fant de tegn til at de siste 5 000 år har vært kaldere, fuktigere og har hatt en økning i skredaktivitet. Denne oppgaven fant ingen tegn til «den lille istid», og mener dette er fordi den øvre delen av kjernene har gått tapt.

Kandidatoppgaven fra -97 (Andreassen et al., 1997) fant at det er høyest sedimentasjonsrate i nord og i sør der det renner elver inn i vannet. De fant også at det er høyere sedimentasjonsrate i øst og i senter av vannet mens den er lav langs vestsiden. De peker på at sirkulasjon i vannet kan være årsaken til dette. De mener at elven i nord sammen med skredaktivitet står for hovedkilden til sedimentasjon og mener at sedimentene fra Frudalselven i sør blir avsatt i deltaet sør i vannet eller blir fraktet direkte videre ned i Dalavatnet. Andreassen et al., (1997) observerte et markant hendelseslag som var gjennomgående i store deler av vannet. Dette laget er et gruslag i sør og blir grov-fin sand lengere nord. Dette laget kan være avsatt ved en katastrofetapping av Anestølsvatnet, vannet har tidligere stått 18-20 m høyere enn i dag. Dette laget er datert til 2 800 år B.P.

Fra bacheloroppgavene fra 2018 Bergaas et al., og Kimmerud et al., (2018) ble det funnet hendessignaturer i sedimentlag fra korte kjerner (20-60 cm lange), hvor de skiller mellom to typer snøskredavsetninger. Avsetninger fra skred som har truffet vannet uten is eller som har slått hull i isen og avsetninger fra skred som har lagt seg på isen. Og de beskriver hvordan sedimenter fra et jordskred ser ut. Kimmesud et al., koblet en seksjon med høy tetthet av minerogen laminasjon i sine kjerner til den lille istid 350-50 år B.P.



Figur 6 Kjerneprøver som er tatt opp ved tidligere arbeid.

5. Innsjøsedimentasjon

5.1 Sirkulasjon og bakgrunnssedimentasjon

En innsjø er ofte delt i to vannlag, delt av en termoklin grense. Det øvre laget er i mer bevegelse på grunn av vind og sirkulasjon ved innløp og utløp. Sirkulasjonen i det øvre laget gjør at det blir tilført oksygen. Det øvre laget varierer også mer i temperatur enn det nedre. Det nedre laget er oksygenfattig, stillestående og kjøligere enn laget over. Dette gjør at sedimenter som når ned til den termokline grensen vil falle rett ned til innsjøbunnen. Organisk materiale vil ikke bli brutt ned når det blir avsatt på grunn av de oksygenfattige forholdene. (Nichols, 2009)

5.2 Hendelseslagene

5.2.1 Jordskred og flomskred

Jordskred kan deles inn i fine og grove massestrømmer og består av alt fra blokk til leire. Utløsningsårsak er som regel en utglidning på grunn av høyt poretrykk i vannmettede masser i helninger mellom 25-40° (Blika et al 1989). Avsetninger fra et slikt skred er ofte kaotiske fordi det er laminær flyt og sedimentene i bevegelse ikke vil blande seg. Når et jordskred treffer et vann kan det bli avsatt kaotisk, som på land fordi vannmassene ikke blander seg med skredmassene. Det kan også danne en turbidittstrøm. En turbidittstrøm har lavere tetthet enn et jordskred og har turbulent flyt som gjør at avsetningene fra en turbidittstrøm vil være sortert og gradert siden de største partiklene vil bli avsatt først. En turbidittstrøm kan ha stor rekkevidde og bevege seg over horisontale flater så lenge tykkelsen på strømmen er større oppstrøms (Nichols, 2009). Et flomskred har lavere tetthet enn et jordskred og kan dannes av et elv som får tilført masser i form av et jordskred eller lett eroderbare masser langs elven.

5.2.2 Flom

En flom er når en elv eller vannstrøm har en høyere vannføring enn kanalen klarer å holde. En flom kan frakte store mengder sedimenter (Nichols, 2009). Når elven renner ut i et vann vil sedimentene avsettes gradert i avstand fra elvemunningen, flomavsetninger vil også ha oppoverfining. I en innsjø med glasial avrenning kan det være vanskelig å skille flomhendelser og bakgrunnssedimentasjon. Dette fordi størsteparten av den årlige minerogene sedimentasjonen kan være avsatt etter få store flomhendelser (Vasskoget al., 2011). Bare lag som skiller seg ut på kornstørrelse, gradering, MS, røntgen og materialsammensetning vil bli omtalt som flomsedimenter i denne oppgaven.

5.2.3 Snøskred

Snøskred blir ofte delt i to kategorier, løssnøskred og flakskred. Løssnøskred utløses i et punkt i nysnø eller våt snø på grunn av tap av kohesjon mellom snøkrystallene grunnet sol, regn eller metamorfose av snøkrystallene (McClung & Scharer). Flakskred utløses når et svakt lag i snøen kolapser og setter massene i bevegelse langs et glideplan (McClung & Scharer). Begge disse skredene blir utløst i 30-60° helning. Et snøskred kan erodere løsmasser og frakte med seg vegetasjon, sand og masser opp til blokk størrelse (Lied & Kristensen, 2003). Når et snøskred som inneholder store mengder sedimenter og organisk materiale treffer et isfritt vann eller bryter gjennom isen vil de største fragmentene bli avsett umiddelbart, men store mengder sedimenter og vegetasjon kan være fanget i den flytende snøen og falle til bunnen når snøen smelter. Et snøskred som treffer et islagt vann og ikke bryter isen vil avsette massene på isen som vil smelte ut og falle til bunnen når isen smelter om våren. Snøskred som legger seg

på isen vil føre til at større partikler kan bli fraktet lengere enn ved et skred som bryter isen (Vasskoget al., 2011).

5.3 Elementsammensetning

Elementinnholdet i sedimenter kan være med på å påvise om sedimentene stammer fra en skredhendelse eller kommer fra breerosjon. Forholdet mellom mengde rubidium (Rb) og strontium (Sr) sier noe om hvor kjemisk forvitert et materiale er. Rubidium erstatter vanligvis kalium i krystallstrukturen mens strontium vil erstatte kalsium når en bergart blir kjemisk forvitert. Mineraler som inneholder kalium er mer motstandsdyktig mot kjemisk forvitring enn mineraler med kalsium (Jin et al., 2001, 2006). Når sedimenter inneholder mye strontium i forhold til rubidium vil det si at disse sedimentene ikke kommer fra breerosjon fordi de har vært framme i dagen. Det er derfor høy sannsynlighet for at disse sedimentene har blitt fraktet til bunnen av vannet av en skredhendelse (Vasskog et al., 2011). Forholdet mellom kalsium (Ca) og jern (Fe) kan relateres til kornstørrelsen og kildebergarten, kan brukes for å finne foraminiferer eller skjell-rike lag (Croudace et al., 2006). I Anestølsvannet kan en økning i Ca/Fe forholdet relateres til en økning i kornstørrelse og mer minerogen sedimentasjon.

6. Metode

For å kunne undersøkelene skredaktivitet i Anestølsvatnet har jeg hentet opp sedimentkjerner som senere er blitt analysert med ulike metoder. Under beskrives først gjennomføring av feltarbeid, deretter ulike analysemetoder.

6.1 Feltarbeid

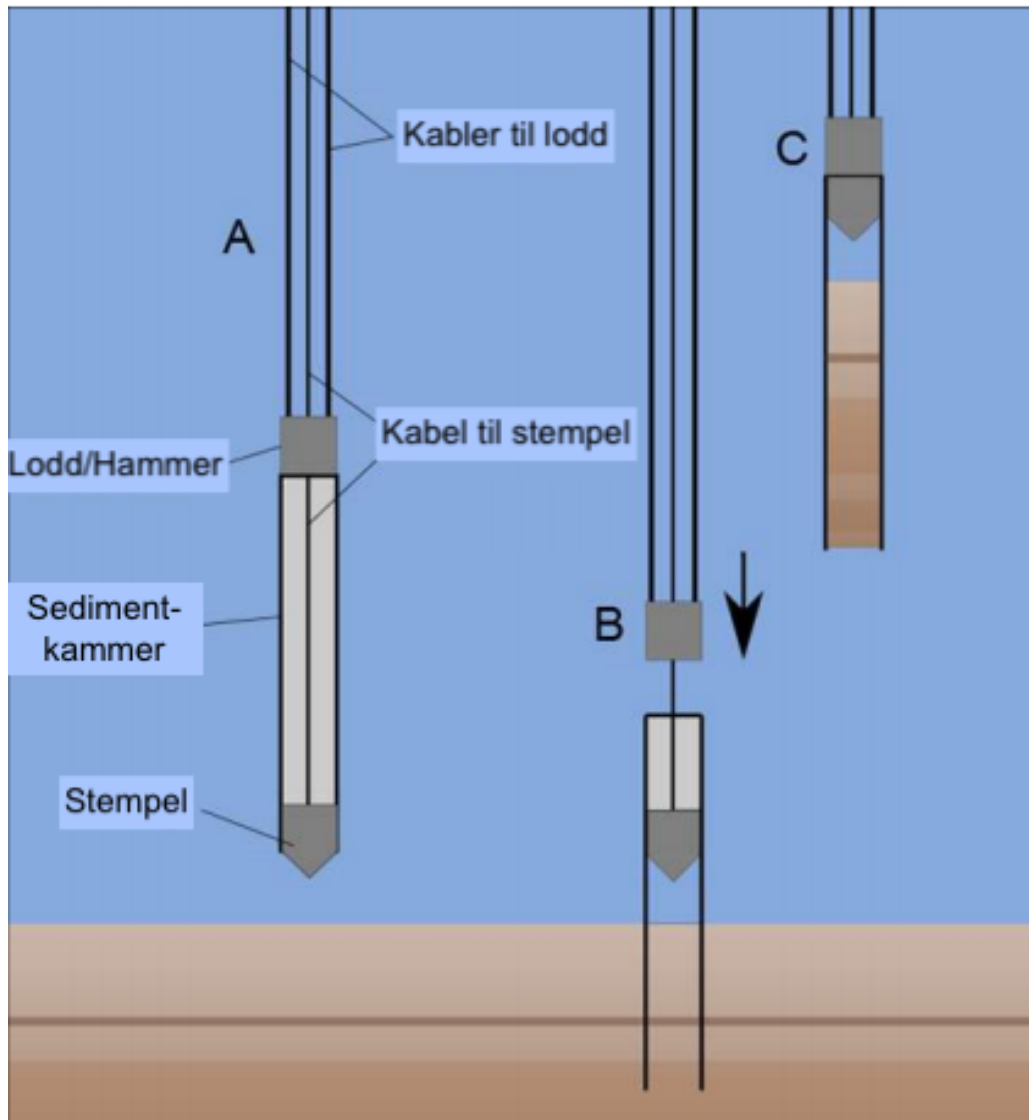
For å hente opp sedimentkjerner fra Anestølsvatnet benyttet jeg en flåte (Figur 7). Flåten er ustabil i vind så feltarbeidet krever at det er lite vind for å kunne ta prøver.



Figur 7 Flåten som ble brukt for å hente opp sedimentkerne fra Anestølsvatnet.

Fra flåten senket jeg ned et 6 m plastrør med 110 mm diameter. I enden av røret som er nærmest bunnen av vannet sitter det et stempel som er festet til flåten. Dette stempelet har funksjonen å forstyrre toppsedimentene minst mulig og sikre at sedimentkjernen blir med opp når plastrøret trekkes opp. I toppen av sylindere er det en bankeplate og et sylindrisk lodd med hull i midten. Loddet ligger rundt vaierne som fester plastrøret til flåten. Fra det sylindriske loddet går det et tau til flåten som brukes til å løfte loddet så det kan banke plastrøret ned i innsjøbunnen. Tauet til loddet fungerer også

som mål for hvor dypt røret er banket ned. Røret blir banket ned til det treffer noe det ikke klarer å trenge gjennom. Dette merkes med rekyl i røret og vil høres som et dobbeltslag når loddet treffer bankeplaten. Stempelet henger med en konstant avstand til flåten, mens plastrøret blir banket ned rundt stempelet. Når prøven tas opp fungerer stempelet på samme måte som ved å holde tommelen på toppen av et sugerør for å få væske ut av en beholder. For å få prøven opp jekkes plastrøret opp med vaieren som er festet til toppen av røret.

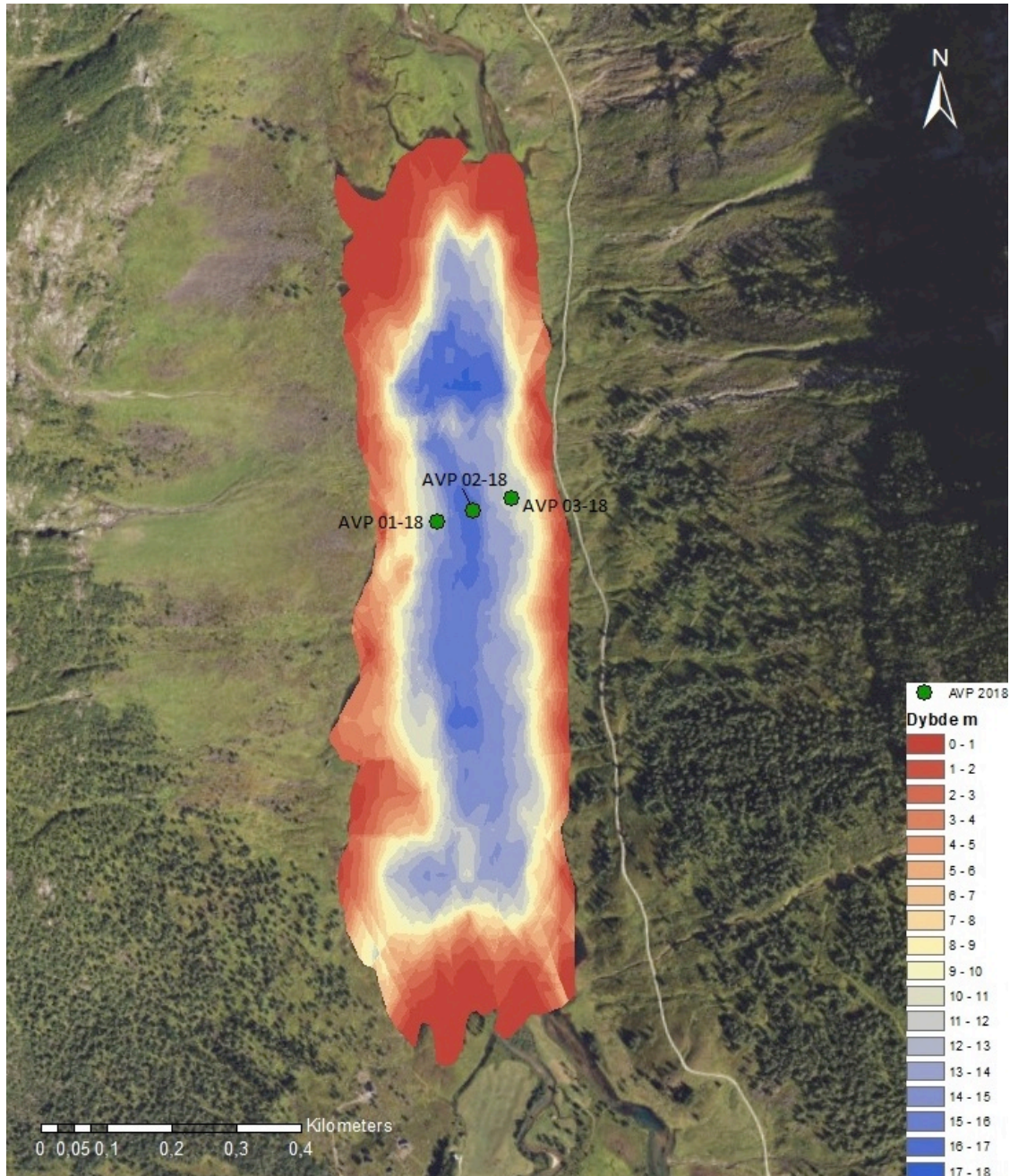


Figur 8 Hvordan sedimentkjernene er blitt hentet opp fra bunnen.

Etter at prøvene kom på land ble hver prøve merket og delt i tre ca. like store deler med håndsag og forseglet i begge ender. Delingen av prøvene er nødvendig for lettere å kunne frakte prøvene og fordi maskiner brukt for å analysere prøvene tar maks 175 cm kjerner.

Tabell 1 Viser koordinater og dybden der kjernene ble hentet opp, samt lengden på kjernene

| Kjerne ID | Kordinat | Vanndybde | Kjernelengde |
|-----------|------------------------------|-----------|--------------|
| AVP 01-18 | 6°54'28,431"E 61°21'23,935"N | 12 m | 377 cm |
| AVP 02-18 | 6°54'31,807"E 61°21'24,811"N | 16 m | 351 cm |
| AVP 03-13 | 6°54'36,051"E 61°21'25,151"N | 14 m | 390 cm |



Figur 9 Viser geografisk plassering av kjerner hentet opp for denne oppgaven.

6.2 Splitting av kjernene

Kjernene ble splittet på langs med to Fein MultiMaster fastmontert i et stativ en på hver side av kjernene så bare plastikken var i kontakt med sagbladet og sedimentene ikke ble forstyrret. Etter at plastikkørret var skåret på hver side ble kjernen splittet med en tynn vaier som ble dratt gjennom for å dele kjernen i to like deler. For å få best mulig resultater ved analyse av kjernene må overflaten på sedimentene være så jevn som mulig, en sparkelspade ble brukt for å fjerne ujevnheter som ble dannet av vaieren.

6.3 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Alt materiale rundt oss er magnetisk i større eller mindre grad. Et materiales magnetiske egenskaper kan enkelt måles og kan være en rask metode for å bestemme materialsammensetting. Videre bestemmes et materiales magnetiske evne ut i fra elektronenes bane i et atom og sammensettingen av atomer til molekyler. Magnetiske egenskaper kan deles inn i fem ulike kategorier (Dearing, 1999).

Den første kategorien kalles ferromagnetisme og inneholder de aller mest magnetiske mineralene, som rent jern. Denne kategorien forekommer sjeldent i naturen og funn av dette betyr ofte fremmedlegemer som metallsøppel. Den andre kategorien av magnetiske egenskaper i materialer er ferrimagnetisme. Dette er den viktigste kategorien for naturlige magnetiske mineraler og finnes i magnetitt og flere andre jernbindinger. Magnetitt forekommer i alle magmatiske bergarter, de fleste sedimentære bergarter og i nesten alle jordtyper. Den tredje kategorien er å finne i canted antiferromagnetic mineraler, vel å merke lavere magnetiske verdier. Det er få mineraler i denne kategorien og hematitt er den mest vanlige. Alle mineraler i disse tre kategoriene vil klare å holde seg magnetisert uten tilstedeværelse av et magnetfelt.

For mineraler i den fjerde kategorien, paramagnetisme, kan magnetismen bare måles ved å tilføre et magnetfelt. Vanlige mineraler i denne kategorien er biotitt og pyritt. Den femte og siste kategorien er diamagnetisme. For mineraler i denne kategorien vil et magnetfelt gi svært svake eller negative målinger for magnetisk susceptibilitet. I denne kategorien finnes kvarts og ikke-minerogene materialer som vann og organisk materiale.

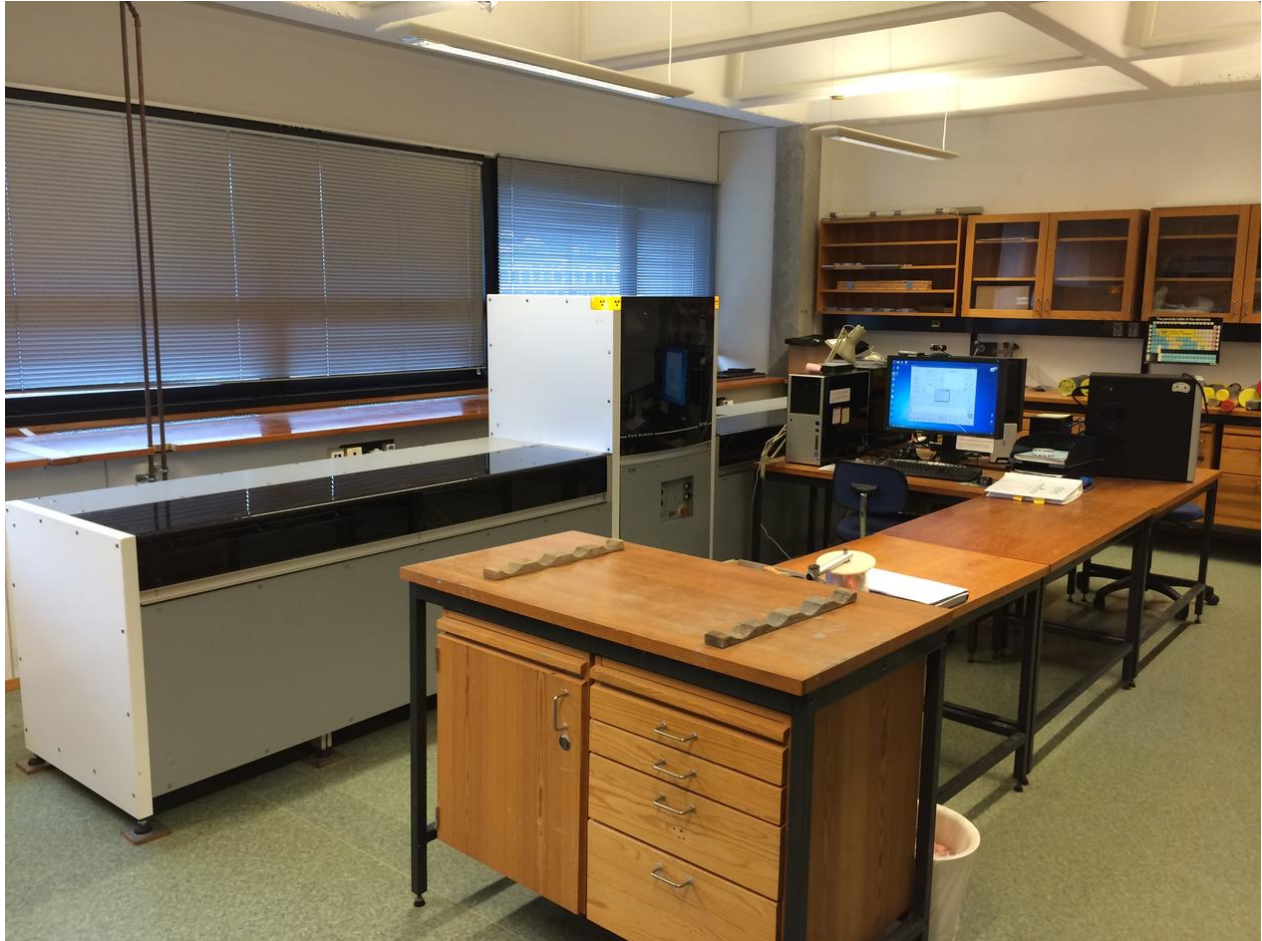
Magnetisk susceptibilitet (MS) er summen av alt magnetisk når et materiale blir utsatt for et magnetfelt (Dearing, 1999). For å måle ms brukte jeg Coresusc mkIII (Figur 10) med en MS2E sensor. Målingene ble tatt med 2 mm intervall. Målingene blir gitt i et dimensjonsløst SI mål på 10^{-5} og vil bli omtalt som MS i denne oppgaven. Da jeg gjennomførte MS på mine kjerner gjorde jeg en feil med instillinge av sensoren, for 01-18 seksjon 1 og 2 og for 03-18 seksjon 3. Her ble sensitiviteten satt til 1 mens den skulle være 0,1. For å kompensere for dette er verdiene for disse tre seksjonene ganget med 10.



Figur 10 Coresusc MkIII med en MS2E sensor. Hentet fra UiB sin hjemmeside

6.4 Itrax Core scanner

Itrax core skanner (figur 11) er en maskin som kombinerer flere metoder for å analysere sedimentkjerner. Maskinen analyserer splittede kjerner ved å ta høyoppløslig bilde, grunnstoffanalyse med XRF og røntgenbilde av kjernen. Itrax kan skanne kjerner opp til 175 cm. For å behandle dataen fra disse analysene har jeg brukt Excel og Grapher 10 og for å visualisere dataene har jeg brukt CoreIDRAW X6.



Figur 11 Itrax core scanner. Bilde hentet fra UiB sin hjemmeside

6.4.1 Grunnstoffanalyse med XRF

XRF er en analyse som benyttes for kartlegge materialsammensettingen i en sedimentprøve. Den fungerer ved å bruke røntgenstråling (se tabell 2 for innstillinger). Når røntgenstråling treffer et atom vil noe av energien bli spredt og noe absorbert. Den absorberte energien vil ionisere atomet. Den tilførte energien vil kaste ut et elektron fra det innerste skallet/banen til atomet, noe som gjør det ustabil. Det vil derfor trekke inn et elektron fra et av de ytre skallene for å erstatte det som mangler i det indre skallet. Flyttingen av et elektron internt i et atom frigir stråling på grunn av nedsatt bindingsenergi. Strålingen som frigis er karakteristisk for det enkelte grunnstoffet. Fordi en prøve inneholder mange ulike grunnstoffer vil strålingen fra prøven være svært kompleks. En "Wavelength Dispersive Spectrometer" brukes for å dele strålingen i enkelte bølgelengder. Den karakteristiske bølgelengden og styrken på strålingen vil da være en indikator for hva prøven består av og i hvor stor andel elementene forekommer i forhold til hverandre. En XRF vil ikke kunne skille mellom isotoper av et element. Den vil heller ikke kunne skille mellom forskjellige typer bindinger av et grunnstoff, så den vil ikke kunne si noe om molekylsammensettingen i en prøve (Wirth, 2019). Grunnstoffene som ble målt var Al, Si, P, S, Cl, Ar, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Pd, Cd, Sn, Ba, La, Ce, Ta, W og Pb. Disse grunnstoffene blir målt i «parts per million» (ppm).

6.4.2 Røntgen

Røntgenbilder av sedimentkjerner gir et bilde av tetthetsvariasjoner i kjernen. Sedimentprøven blir gjennomlyst med røntgenstråling. Sensorer på andre siden av prøven registrerer strålingen slik at vi får et mål for hvor mye røntgenstråling som blir absorbert per piksel. Ut i fra dette dannes et todimensjonalt bilde bygget opp av gråtoner fra svart til hvitt. I motsetning til vanlige røntgenbilder, vil bilder gjort på sedimentene gjerne inverteres, slik at tette lag vises med mørk gråtone og mindre tette lag vil bli lysere (NIBIB, 2019).

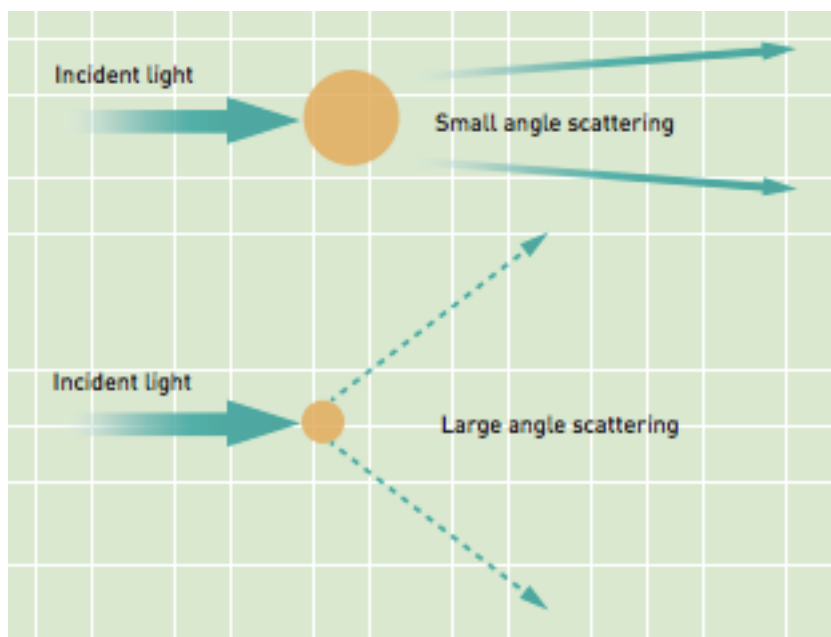
Tabell 2 Viser innstillinger brukt for å ta XRF- og røntgen målinger

| | Lengde cm | XRF (Kv/aM) | OCRL | Røntgen (Kv/aM) | Oppløsning Røntgen/XRF |
|------------------|-----------|-------------|--------|-----------------|------------------------|
| AVP 01-18 | 377 | 40/32 | 30 200 | 60/48 - 325 | 100 / 500 |
| AVP 02-18 | 350 | 40/38 | 31 000 | 60/48 - 325 | 100 / 500 |
| AVP 02-18 | 390 | | | 60/48 - 325 | 100 / 500 |

6.5 Kornfordeling

Laserdiffraksjon fungerer ved at laserlys treffer et partikkel og spres. Lyset blir målt av lyssensitive silikondioder. Hvordan laserlyset spres avhenger av størrelsen på partikkelen. Som en hovedregel vil et stort partikkel gi høy intensitet i spredning og en lav vinkel på spredningen mens et lite partikkel vil gi lav intensitet og høy vinkel på spredningen (Figur 12) (ATA scientific, 2018).

Svakheter med denne metoden er at den antar at partiklene er sfæriske, isotropiske og homogene. Metoden antar også at alle partiklene reflekterer og absorberer lys på den samme måten (Sympatec gmbH, 2017).



Figur 12: Spredning av laserlys som treffer et partikkel.

Prøver for analyse (figur 13) ble tatt fra lag i kjernene som visuelt så interessante ut, fra lag som skilte seg ut pga farge, kornstørrelse eller innhold av organisk materiale samt lag som kunne se ut til å være representative for bakgrunns sedimentasjon. Størrelsen på prøvene ble tatt på skjønn etter diskusjon med labansvarlig på Earthlab på UiB og prøving og feiling. En prøve med mye organisk materiale må være større enn en prøve med bare minerobent materiale. Sedimentprøvene ble lagt i glass med hydrogenperoksid (H_2O_2) og varmet opp til $95\text{ }^\circ\text{C}$ for å fjerne alt organisk materiale. Prøven ble så kjørt i et sirkulerende vannbad for å få hele prøven i suspensjon, dette for at kornstørrelsesmålingen skal være representativ siden bare deler av sedimentene i suspensjon blir sendt gjennom laseren.



Figur 13 Mastersizer 3000. Bilde hentet fra UiB sin hjemmeside

6.6. Glødetap og vanninnhold

For å finne mengden organisk materiale ble det tatt mindre prøver fra sedimentkjernen, ca 3 g. Prøven ble lagt i kjeramikkdigler som var varmebehandlet i 3t på $550\text{ }^\circ\text{C}$ for å brenne bort og fjerne alt materiale som kan ha sett seg på diglene under lagring. Prøvene ble tørket i tørkeskap på $105\text{ }^\circ\text{C}$ i 24t for å fjerne all fuktigheten før de ble brent på $550\text{ }^\circ\text{C}$ i 3t . Det organiske materialet ble da brent bort og vil tilsvare reduksjonen i vekt. For å finne reduksjonen i vekt ble diglene veid i 4 omganger, tomme etter varmebehandling, med fuktige sedimenter, med tørkede sedimenter og til slutt med brente sedimenter. Vanninnhold ble funnet ved å ta vektforskjellen mellom fuktig og tørr prøve.

7. Resultat

Kjernene er delt inn i enheter, underenheter og hendelseslag basert på resultater fra MS, XRF, røntgen, kornstørrelse og glødetapsmålinger.

7.1 Enheter

Kjernene er delt inn i 5 enheter. Etter organisk innhold, MS og forholdet mellom innhold av elementer. Enhetenes karakter er beskrevet kjernevis i det følgende.

7.1.1 AVP 01-18 (figur 14, 15 og 16)

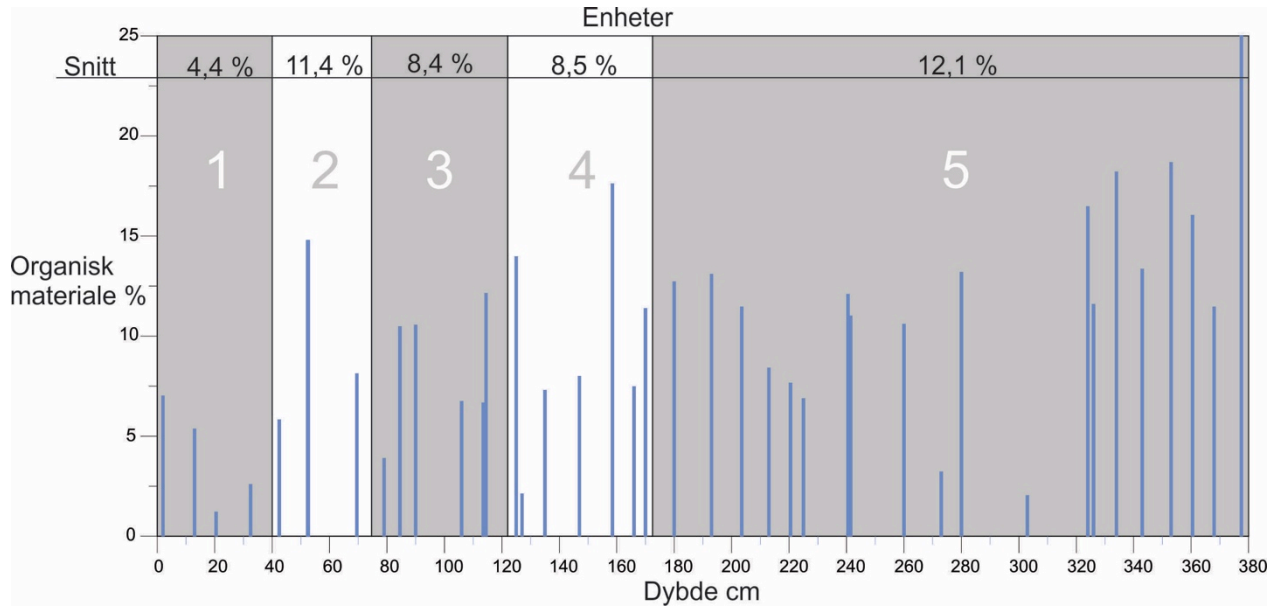
Enhet 1 er 40 cm og er dominert av mørke organisk rike lamina i toppen med synlige planterester. Ved 15 cm og ned domineres enheten av minerogene lamina. Økning i MS og kornstørrelse mot bunnen av enheten. Et sandlag ved 20 cm skiller seg tydelig ut, det har en skarp nedre grense, består av fin til medium sand med en mer diffus øvre grense.

Enhet 2 er 35 cm og består av tre underenheter som vekselvis domineres av organisk rike lamina og minerogenrike lamina. Ved 50 cm i en organisk rik underenhet er det synlige planterester i vekslings med siltlaminasjon.

Enhet 3 er 47 cm og består av fire underenheter som vekselvis domineres av organisk rike lamina og minerogenrike lamina. Ved 93 cm et lag med mye planterester og spredt sandkorn, lav MS og utslag av kjemisk forvitret materiale.

Enhet 4 er 50 cm. Ved 130 cm er det tett med planterester over et sandlag. Det er en uregelmessig men skarp grense til sandlaget med fin til medium sand. Sandlaget ligger helt nederst i første seksjon av kjerne AVP-01-18. Det er ingen tegn til sand i toppen av seksjon 2, det er derfor mulig at det har gått tapt deler av dette sandlaget da kjernen ble delt opp.

Enhet 5 er 205 cm og består av homogen organisk-rik matriks (Figur 14). Noe mer minerogent mot bunnen basert på røntgen og innhold av silisium (figur 21). Minerogent lag med skarp nedre grense ved 170 cm. Ved 224 cm er det et flekkete siltlag med innslag av plantestilker, laget har høy tetthet og en skarp endring i kornstørrelse. Enheten inneholder ti siltlag som skiller seg fra matriksen, ved 357 cm er det et siltlag som slår markant ut på MS måling med meget høy tetthet. Ved 320 cm er det et 0,5 cm tykt sandlag med fin til medium sand. Ved 308 cm var det en stor kvist (figur 15)

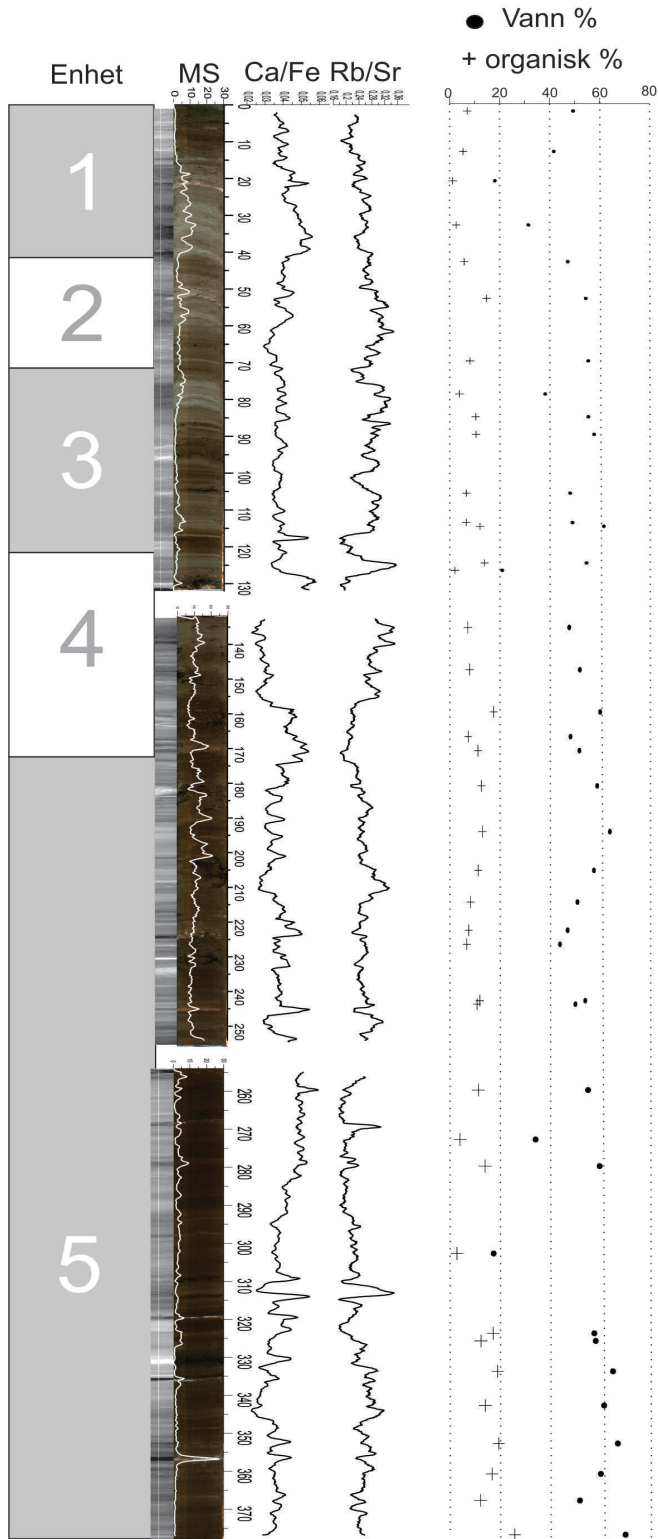


Figur 14 Viser innhold av organisk materiale i kjerne 01-18, delt opp i enheter. Snitt viser gjennomsnittlig organisk innhold av prøvene tatt i en enhet.



Figur 15 Viser kvist funnet i kjerne 01-18, 308 cm dyp. Kvisten er ca. 2,5 cm i diameter.

AVP 01-18



Figur 16 Viser inndeling i enheter basert på MS med skala 0-30, forhold i materialsammensetting, hvor jeg har brukt et 20-pungts løpende snitt og innhold av vann og organisk materiale.

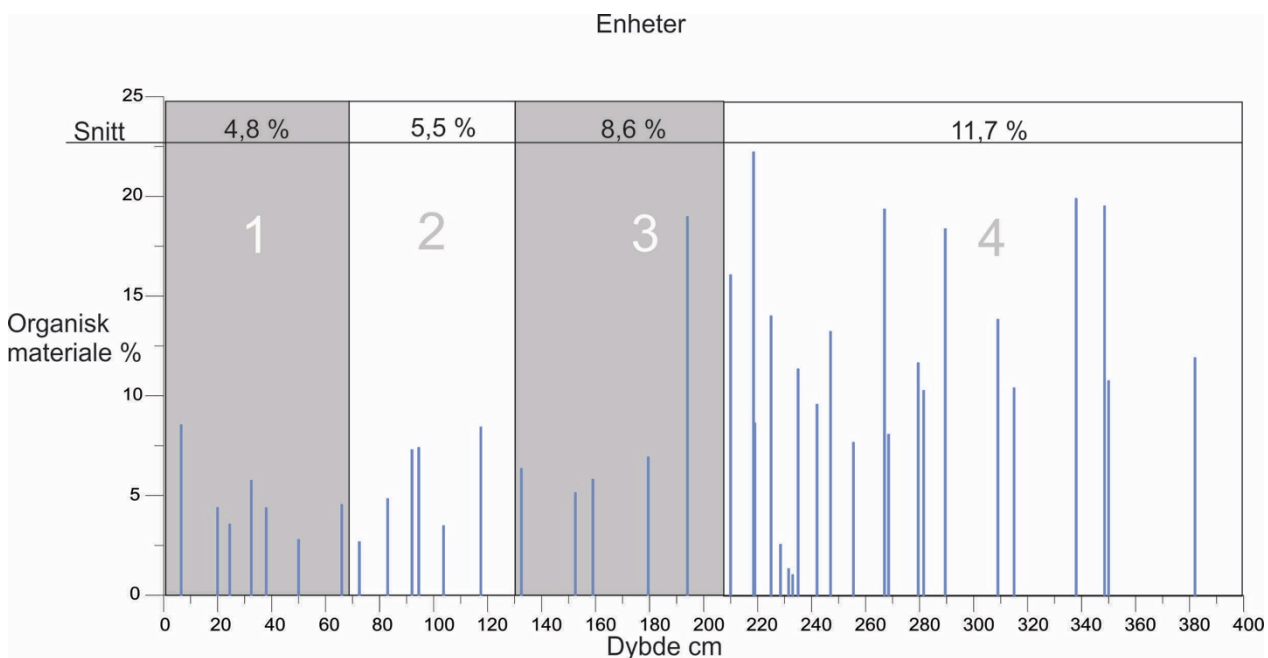
7.1.2 AVP 02-18 (figur 17 og 18)

Enhet 1 er 64 cm og er dominert av organisk rike matriks med antydning til lamina i toppen, her er det også spredte plantefragmenter. Mot bunnen av enheten blir matriksen mer minerogen med minerogene lamina i bunnen. Ved 24 cm er det et tydelig lyst siltlag.

Enhet 2 er 66 cm og inneholder fem underenheter med vekslende organisk rike lamina og minerogene lamina, tre organisk dominante og to minerogene. Disse sekvensene skiller seg ut på farge og i tetthet. Ved 72 cm er det et tydelig siltlaminasjon som er rødlig i fargen. Dette kan være oksidasjon.

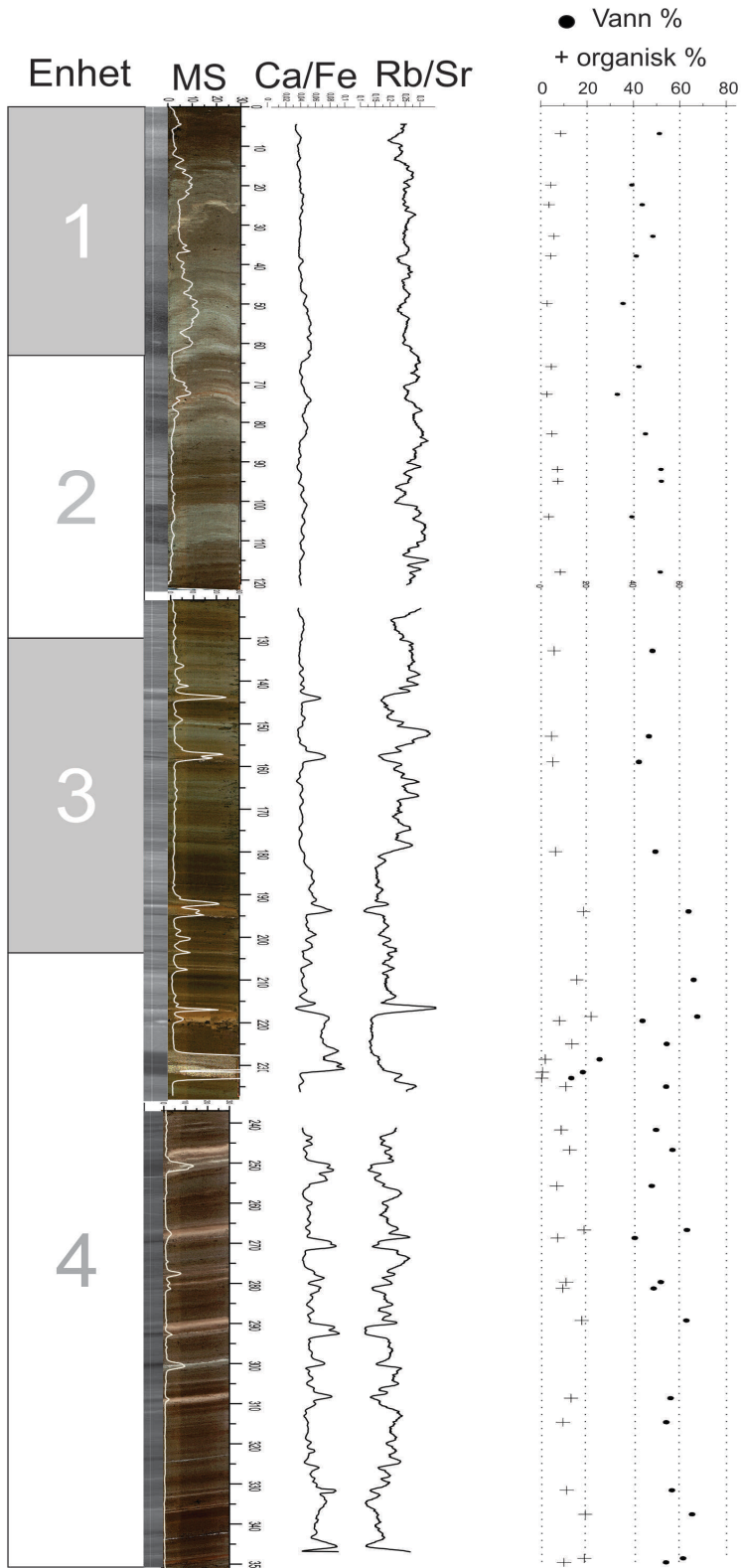
Enhet 3 er 74 cm og består av seks underenheter med organisk rike lamina og minerogene lamina, disse skiller på farge, tetthet og innhold av silisium (figur 21). Ved 143 cm i den organisk rike underenhet som visuelt ser ut til å være en homogen organisk matriks, er det et lag med markant økning i MS, større tetthet, økt innhold av silisium, økning i kornstørrelse og økt innhold av kjemisk forvitret materiale. Ved 159 cm er det et synlig sandlag i et homogen organisk rik matriks. Dette sandlaget slår likt ut på de andre målte parameterene, som laget over ved 143 cm. Ved 194 cm er det røde siltlaminasjoner over et siltig sandlag på 195 cm

Enhet 4 er 146 cm, den kan ikke like tydelig deles i underenheter som resen av kjernen, men den er delt i to hvor den øverste er noe mer minerogen mens den nedre har mer organisk rik lamina og matriks. Ved 218 cm er det grålig siltlaminasjon over et rødt oksidert siltlag med plantefragmenter i bunnen av laget. Øvre del av dette laget har høye MS verdier samt økning i kornstørrelse og kjemisk forvitret materiale. Det rødlige siltlaget (218 cm) går over i et gråere lag (219 cm). Dette laget har oppoverfining og har høyest tetthet i bunnen av laget. Ved 230 cm er det et ca 5 cm tykt sandlag med oppoverfining med fin til medium sand, godt sortert. Videre i enheten er det to markante siltlag ved 247 og 267 cm. Disse lagene er begge rødlige. Resten av enheten er preget av laminasjon. I nedre del av enheten er det fem tydelige siltlag og et fint sandlag ved 323 cm.



Figur 17 Viser innhold av organisk materiale i kjerne 03-18, delt opp i enheter. Snitt viser gjennomsnittlig organisk innhold av prøvene tatt i en enhet.

AVP 02-18



Figur 18 Viser inndeling i enheter basert på MS med skala 0-30, forhold i materialsammensetting, hvor jeg har brukt et 20-pungts løpende snitt og innhold av vann og organisk materiale.

7.1.3 AVP 03-18 (figur 19 og 20)

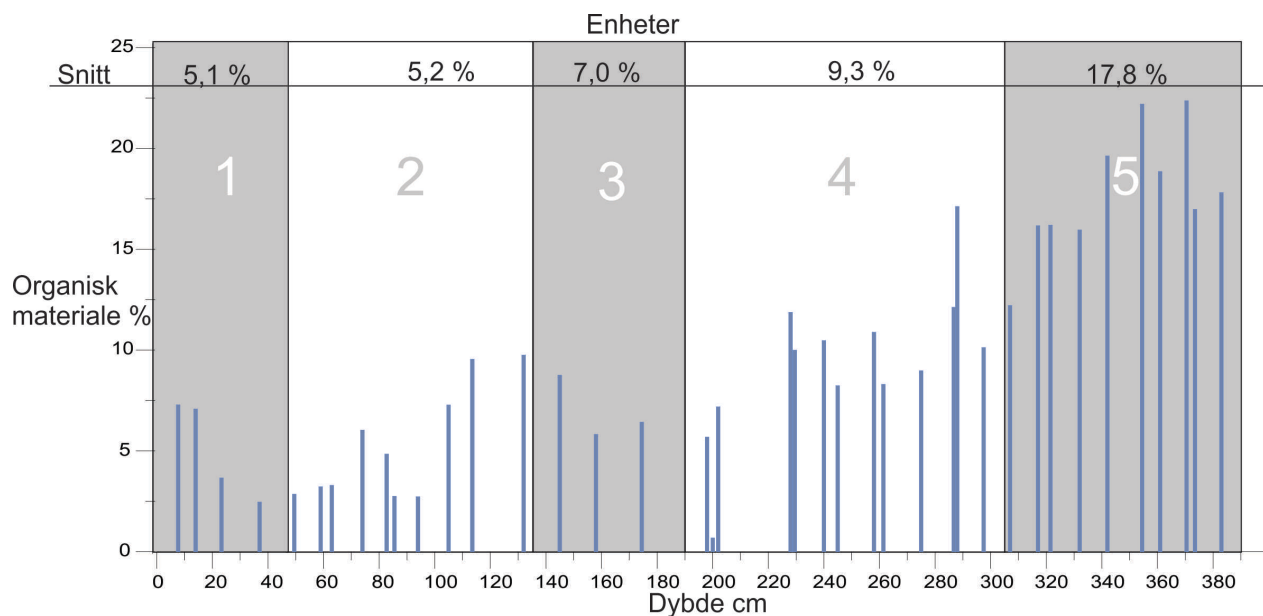
Enhet 1 er 48 cm, det er en organisk rik underenhet i toppen og minerogen i bunnen. I den organisk rike øvre delen er det flere plantefragmenter og et 5 cm tykt lag med spredte sandkorn og klaster opp til 1 cm. Laminasjon, spesielt i overgangen mellom de to sekvensene.

Enhet 2 er 87 cm og inneholder fem underenheter med vekslende organisk rike lamina og minerogene lamina, tre organisk dominante og to minerogene. Flere synlige plantefragmenter i øverste organiske sekvens. Vekselsvis minerogene og organiske lamina i neste sekvens med et tydelig siltlag ved 57 cm, med høyere MS og kornstørrelse. Nedre del av enheten er preget av laminasjon med økende andel av minerogent materiale. Ved 132 cm, siltlag med funn av en 1 cm grus.

Enhet 3 er 55 cm og består av seks underenheter med organisk rike lamina og minerogene lamina, disse skiller på farge, tetthet, innhold av silisium og MS. Ved 175 cm er det et 2 cm tykt siltlag, grålig i toppen mot rødlig i midten og grått nederst.

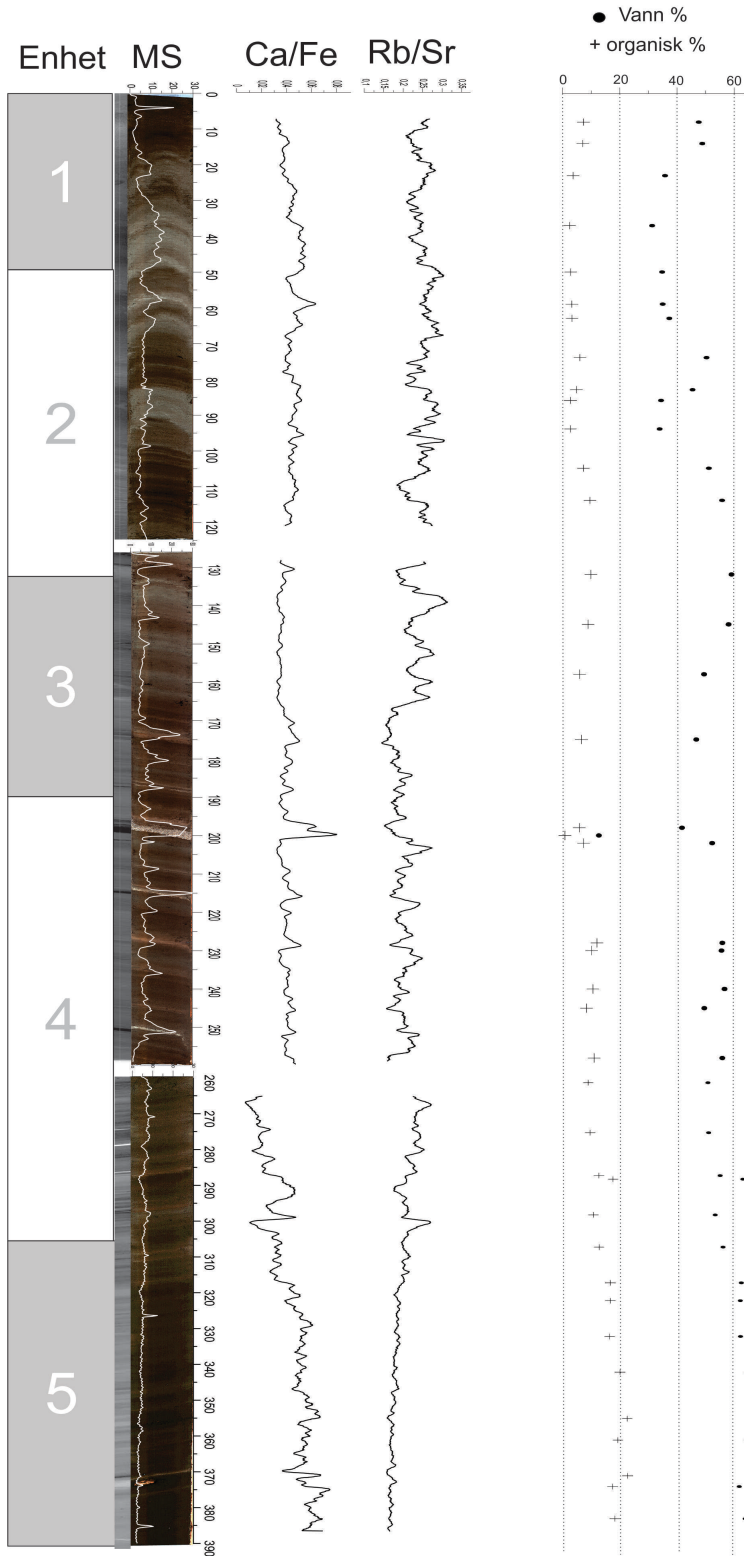
Enhet 4 er 115 cm og består to mindre tydelige underenheter, den øvre mer minerogen enn nedre. Ved 198 cm er det et meget tydelig sandlag. Det er godt sortert og har oppoverfining. Ved 215 cm er det et ugjevnt siltlag, høy tetthet og høy MS. Ved 228 cm er det et rødlig siltlag. Mellom 270 og 290 cm er det tre organisk rike lag med lav tetthet og lav MS.

Enhet 5 er 85 cm. Enheten er dominert av organisk materiale og inneholder et siltlag ved 370 cm som er det eneste laget som skiller seg tydelig ut. Det er mer minerogene lamina gjennom enheten, men ingen tydlige sekvenser. Ved 373 cm er det en kvist ca 1 cm i diameter.



Figur 19 Viser innhold av organisk materiale i kjerne 03-18, delt opp i enheter. Snitt viser gjennomsnittlig organisk innhold av prøvene tatt i en enhet.

AVP 03-18



Figur 20 Viser inndeling i enheter basert på MS med skala 0-30, forhold i materialsammensetting, hvor jeg har brukt et 20-pungts løpende snitt og innhold av vann og organisk materiale.

7.2 Tolkning: Bakgrunnsedimentasjon

Underenhetene er delt opp etter dominans av minerogene- eller organiskrike lamina. De defineres som bakgrunnsedimentasjon. Den øvre delen av kjernene kan tydeligere deles inn i underenheter enn den nedre. (figur 21).

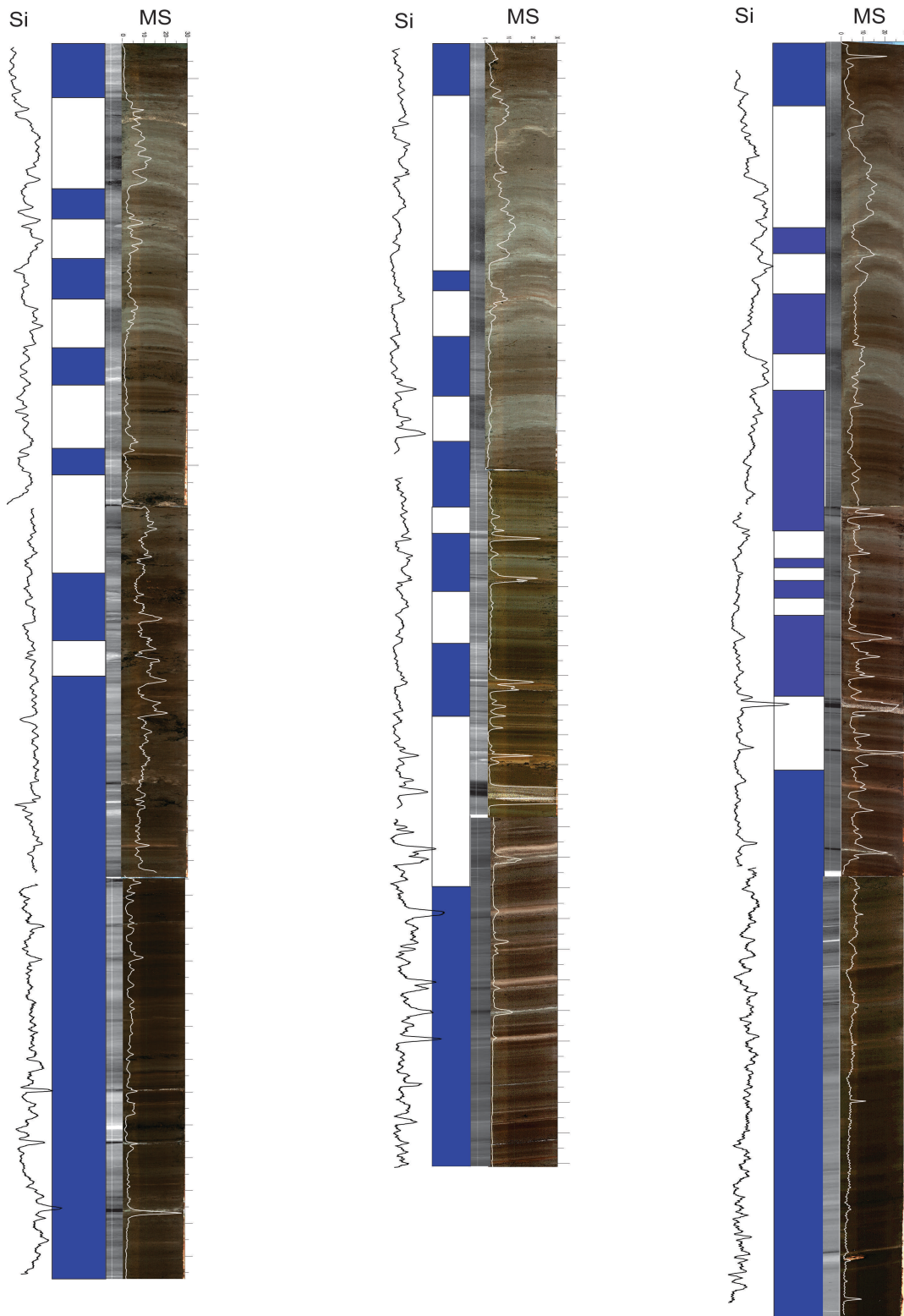
Bakgrunnsedimentasjon kan deles inn i underenheter basert på farge på sedimentene, MS, røntgen og innhold av silisium. De organisk rike sekvensene har mørkere farge (brunlig), lavere MS, lavere tetthet (lys farge på røntgen) og lavere innhold av silisium. De minerogene sekvensene har lysere farge (grålig), høyere MS, høyere tetthet (mørkere på røntgen) og høyere innhold av silisium. Nedre del av kjernene er hovedsakelig dominert av mørkt, organisk rikt materiale.

I de øvre delene av kjernene kan bakgrunnsedimentasjonen korreleres mellom de tre kjernene ned til ca. 250 cm. Sekvensene varierer i tykkelse mellom kjernene, noe som tyder på at sedimentasjonsraten varierer på tvers av Anestølsvatnet.

AVP 01-18

AVP 02-18

AVP 03-18

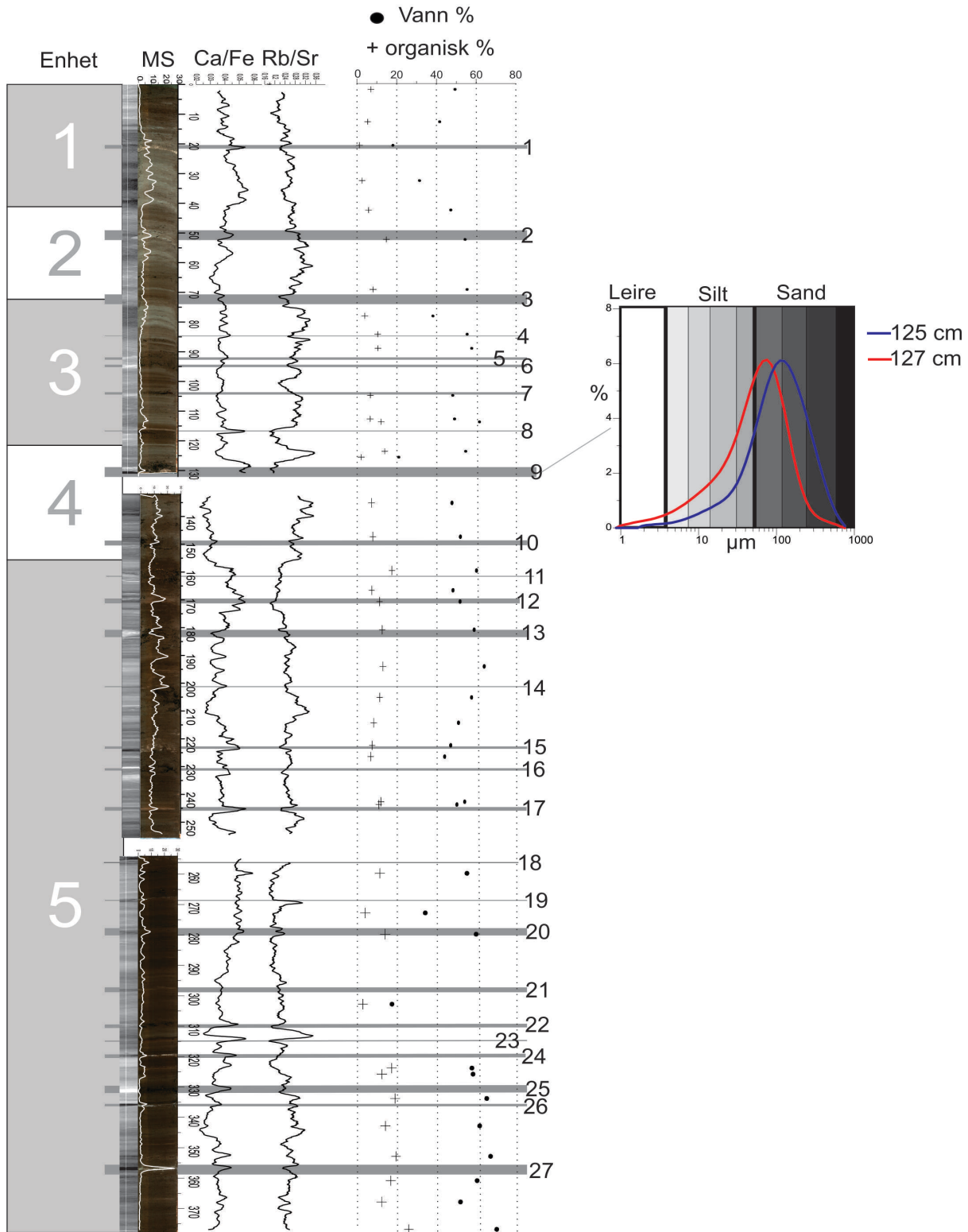


Figur 21 Bakgrunns sedimentasjon. Blå felt markerer organisk rik sedimentasjon. Hvite felt markerer mineralrik sedimentasjon. Si viser innhold av silisium hvor jeg har brukt 20-punkts løpende snitt.

7.3 Tolkning: Hendelseslag

Alle kjernene er preget av av hendelseslag fordelt nedover i kjernene. Et hendelseslag er et lag som skiller seg ut med en brå endring i flere parametere. Visuelt, endring i farge og/eller tekstur, som kan være en indikator for organisk innhold. Glødetapsmålinger som viser organisk innhold i % og vanninnhold i %. Endring i kornstørrelse, målt i forholdet mellom innhold av Ca og Fe eller målt med kornstørrelsesmåling. Innhold av kjemisk forvitret materiale, målt i forholdet mellom Rb og Sr. Endring i magnetisk susceptibilitet. Røntgen som viser tetthetsforskjeller.

AVP 01-18



Figur 22 Viser hendelser som skiller seg ut fra bakgrunnsedimentasjon på røntgen, MS, visuelt, materialsammensetting og organisk innhold.

7.3.1 AVP 01-18

Snøskred. (figur 22)

Tabell 3 Viser beskrivelse av snøskredlag fra Figur 22

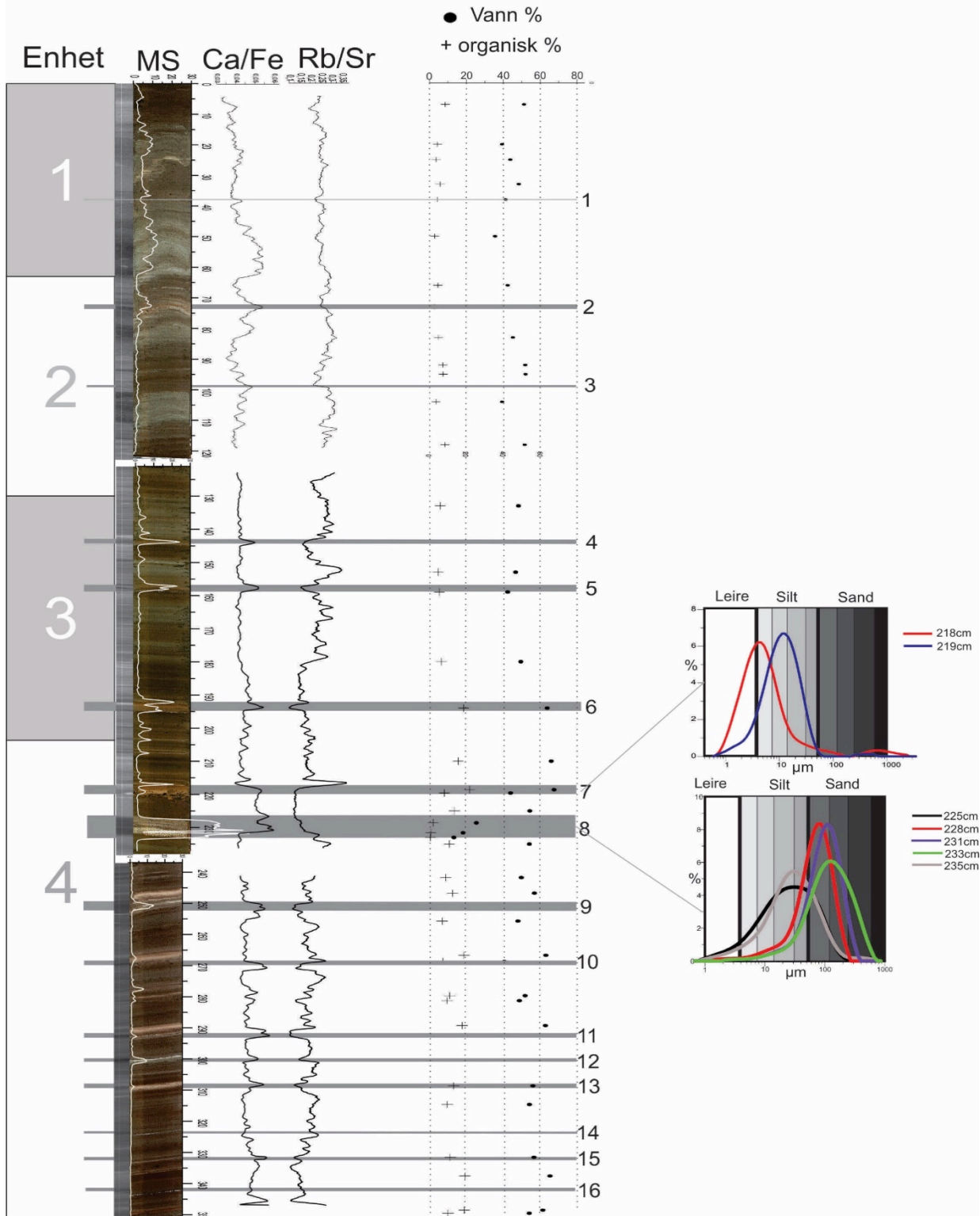
| Hendelses nr | Dybde | Beskrivelse |
|--------------|--------|---|
| 1 | 20 cm | Sandlag med skarp nedre grense. |
| 2 | 50 cm | Organisk rikt lag med planterester i veksling med siltlag |
| 3 | 73 cm | Lag dominert av organiskrikt materiale med planterester og spredte sandkorn |
| 4 | 85 cm | Innslag av sandkorn |
| 5 | 93 cm | Organisk rikt lag med planterester og spredte sandkorn |
| 6 | 95 cm | Organisk rikt lag med planterester og spredte sandkorn |
| 7 | 105 cm | Lite utslag på Ca/Fe og Rb/Sr |
| 10 | 150 cm | Rester etter kvister, mer minerogen matriks |
| 11 | 161 cm | Plantefragmenter og spredt sandkorn |
| 13 | 182 cm | Stor andel planterester |
| 14 | 201 cm | Tynt minerogent lag |
| 16 | 231 cm | Stor andel planterester |
| 18 | 255 cm | Spredte plantefragmenter |
| 19 | 267 cm | Siltig, høy tetthet, ujevn grense |
| 20 | 280 cm | Siltlamina, lav tetthet |
| 21 | 297 cm | Mindre utslag på Ca/Fe og Rb/Sr |
| 22 | 310 cm | Store mengder planterester under spredt sand |
| 23 | 315 cm | Organisk rikt, 2,5 cm i diameter kvist |
| 24 | 320 cm | Sandlag, lite utslag på Rb/Sr |
| 25 | 330 cm | Plantefragmenter |
| 26 | 336 cm | Sandlag, lite utslag på Rb/Sr |
| 27 | 357 cm | Sandlag, meget høy MS |

Flom/ flomskred og tappelag

Tabell 4 Viser beskrivelse av flom/flomskred og tappelag fra figur 22

| Hendelses nr | Dybde | Beskrivelse |
|--------------|--------|--|
| 8 | 117 cm | Tynt røddlig siltag |
| 9 | 130 cm | Store mengder planterester over sand lag, tappelag |
| 12 | 170 cm | Minerogent lag med skarp nedre grense. Kan være samme lag som et av lagene nederst i 02-18 (9-14). |
| 15 | 223 cm | Uregelmessig, flekkete siltag |
| 17 | 245 cm | Siltig |

AVP 02-18



Figur 23 Viser hendelser som skiller seg ut fra bakgrunns sedimentasjon på røntgen, MS, visuelt, materialsammensetting og organisk innhold.

7.3.2 AVP 02-18

Snøskred. (figur 23)

Tabell 5 Viser beskrivelse av snøskredlag fra Figur 23

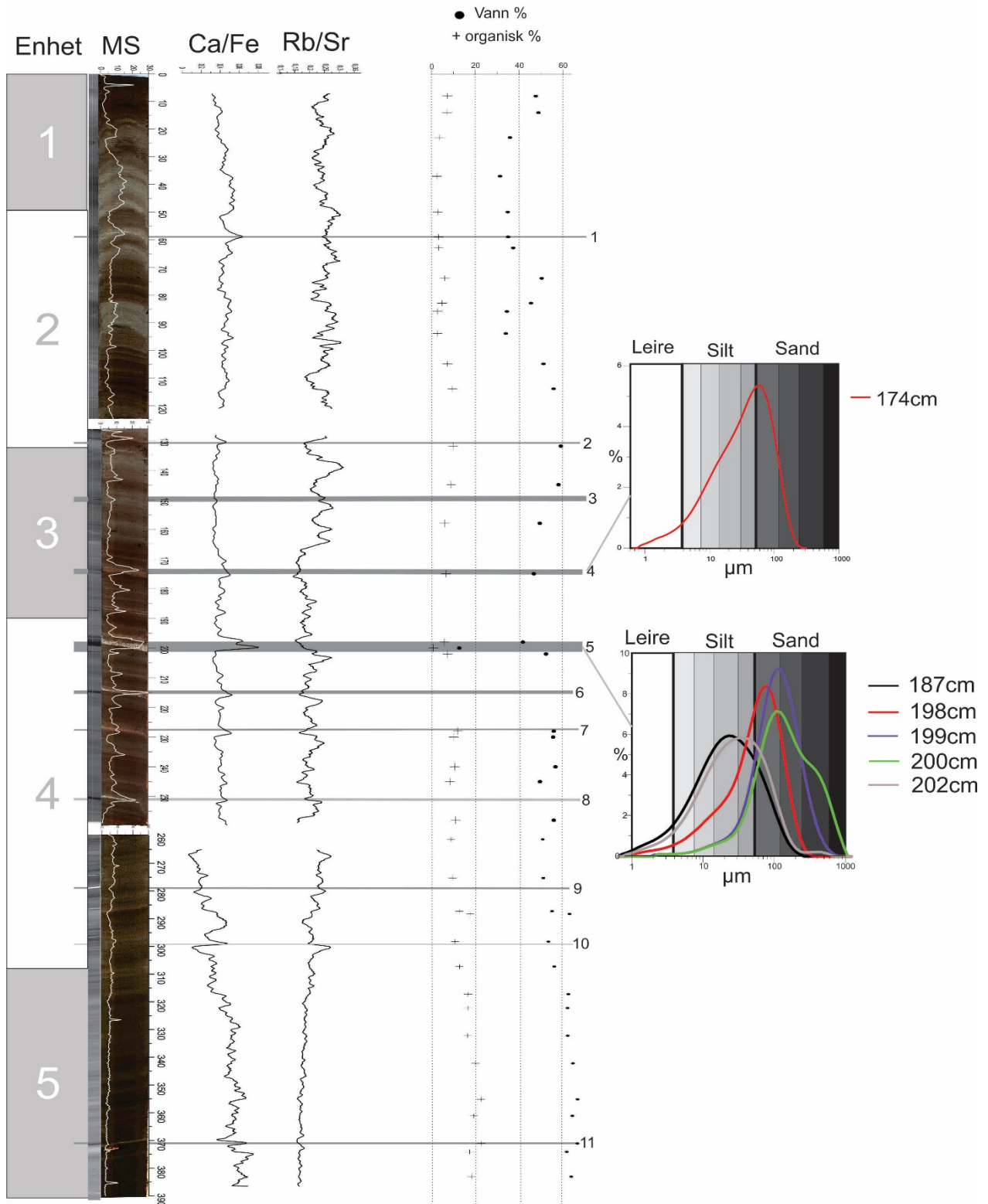
| Hendelses nr | Dybde | Beskrivelse |
|--------------|--------|--|
| 1 | 38 cm | Spredte sandkorn |
| 2 | 73 cm | Røddlig siltlag, moderat utslag Rb/Sr |
| 3 | 100 cm | Lite visuelle tegn til hendelse, høyt utslag på Ca/Fe og Rb/Sr |

Flom/ flomskred.

Tabell 6 Viser beskrivelse av flom/flomskred fra figur 23

| Hendelses nr | Dybde | Beskrivelse |
|--------------|--------|---|
| 4 | 144 cm | Silt laminasjon med tydelig utslag på MS |
| 5 | 158 cm | Fint sandlag |
| 6 | 194 cm | Oksydert siltlag |
| 7 | 218cm | Markant lag med tette planterester under røddlig oksidert silt, tynt grålig siltlag i toppen. |
| 8 | 230 cm | 5 cm tykt sandlag, oppoverfining, godt sortert |
| 9 | 250 cm | Silt laminasjon, klebrig, røddlig i toppen |
| 10 | 270 cm | Silt laminasjon, klebrig, røddlig i toppen |
| 11 | 293 cm | Silt laminasjon, klebrig, røddlig i toppen |
| 12 | 300 cm | 0,5 tykt siltlag |
| 13 | 308 cm | Klebrig siltlag røddlig i toppen |
| 14 | 324 cm | Fint sandlag |
| 15 | 333 cm | Tynt fint sandlag |
| 16 | 342 cm | Røddlig klebrig siltlag |

AVP 03-18



Figur 24 Viser hendelser som skiller seg ut fra bakgrunnsedimentasjon på røntgen, MS, visuelt, materialsammensetting og organisk innhold.

7.3.3 AVP 03-18

Snøskred. (figur 24)

Tabell 7 Viser beskrivelse av snøskredlag fra Figur 24

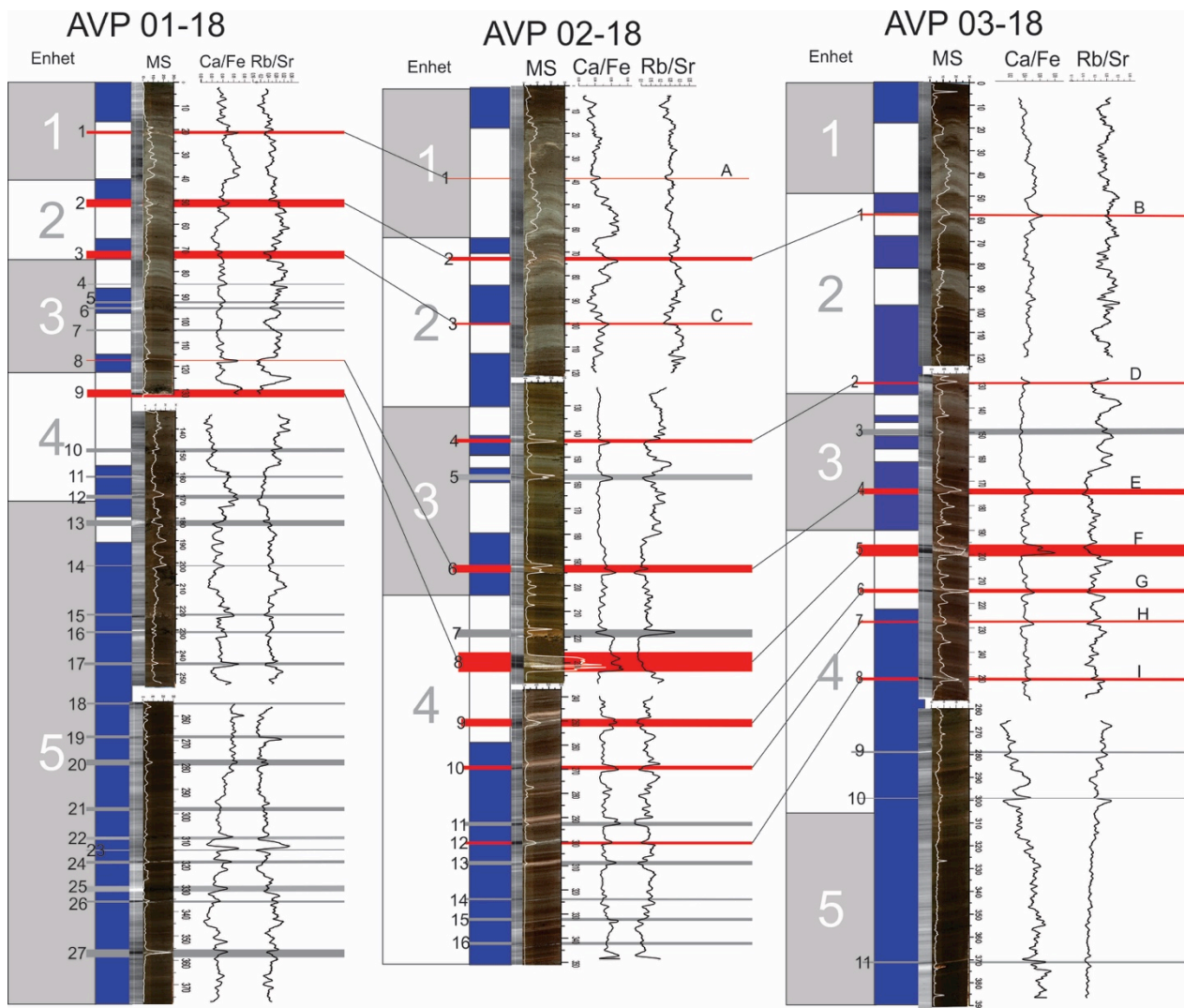
| Hendelses nr | Dybde | Beskrivelse |
|--------------|--------|--|
| 1 | 58 cm | Siltlag, moderat utslag Rb/Sr |
| 9 | 280 cm | Lav tetthet, høyt innhold av organisk materiale. |

Flom/ flomskred.

Tabell 8 Viser beskrivelse av flom/flomskred fra figur 24

| Hendelses nr | Dybde | Beskrivelse |
|--------------|--------|--|
| 2 | 131 cm | Organisk rik, spredt sand og klaster opp til 1 cm i diameter |
| 3 | 150 cm | Siltlag |
| 4 | 174 cm | Klebrig silt |
| 5 | 200 cm | Gradert sandlag, oppoverfining, godt sortert |
| 6 | 215 cm | Siltlag |
| 7 | 228 cm | Klebrig silt rødlig |
| 8 | 250 cm | Klebrig silt grå |
| 10 | 299 cm | Minerogen laminasjon |
| 11 | 372 cm | Siltlag |

7.4 Tolkning: Korrelasjonslag



Figur 25 Figuren viser registrerte hendelseslag i kjerne 01-18, 02-18 og 03-18. Lag markert med rødt kan korreleres mellom kjernene.

A 1.1 (Figur 25)

Hendelseslag 1 i 01-18 er et tynt diffust sandlag med en tydelig nedre grense. I prøve 02-18 er dette et lag med spredte sandkorn. Disse lagene kan komme fra den samme hendelsen. Et snøskred eller sørpeskred som har gått gjennom isen eller truffet vannet da det var isfritt, sedimenter kan ha blitt fraktet ut til midten av vannet i den flytende snøen. De største partiklene vil da bli avsatt først og det er derfor dette laget har så forskjellig kornstørrelse i de to kjernene.

B 2.2.1

I kjerne 01-18 er dette laget et siltig lag med plantefragmenter, i kjerne 02-18 er det rødlig silt og i 03-18 er det et hårtynt siltlag. Dette laget kan korreleres mellom kjernene på bakgrunn av utvikling i MS og materialsammensetting nedover i kjernen og hendelsen passer godt inn i sedimentasjonssekvensene.

C 3.3

I kjerne 01-18 er dette et lag med organisk rike laminasjoner med spredte sandkorn og planterester. Det er en forandring i kornstørrelse og en økning i kjemisk forvitret materiale. I kjerne 02-18 er det lite visuelle tegn til hendelsen, men det er tydelig utslag på forandring i kornstørrelse og økning i kjemisk forvitret materiale. Denne hendelsen passer godt inn i sedimentasjonshistorikken og utviklingen i materialsammensetning.

D .4.2

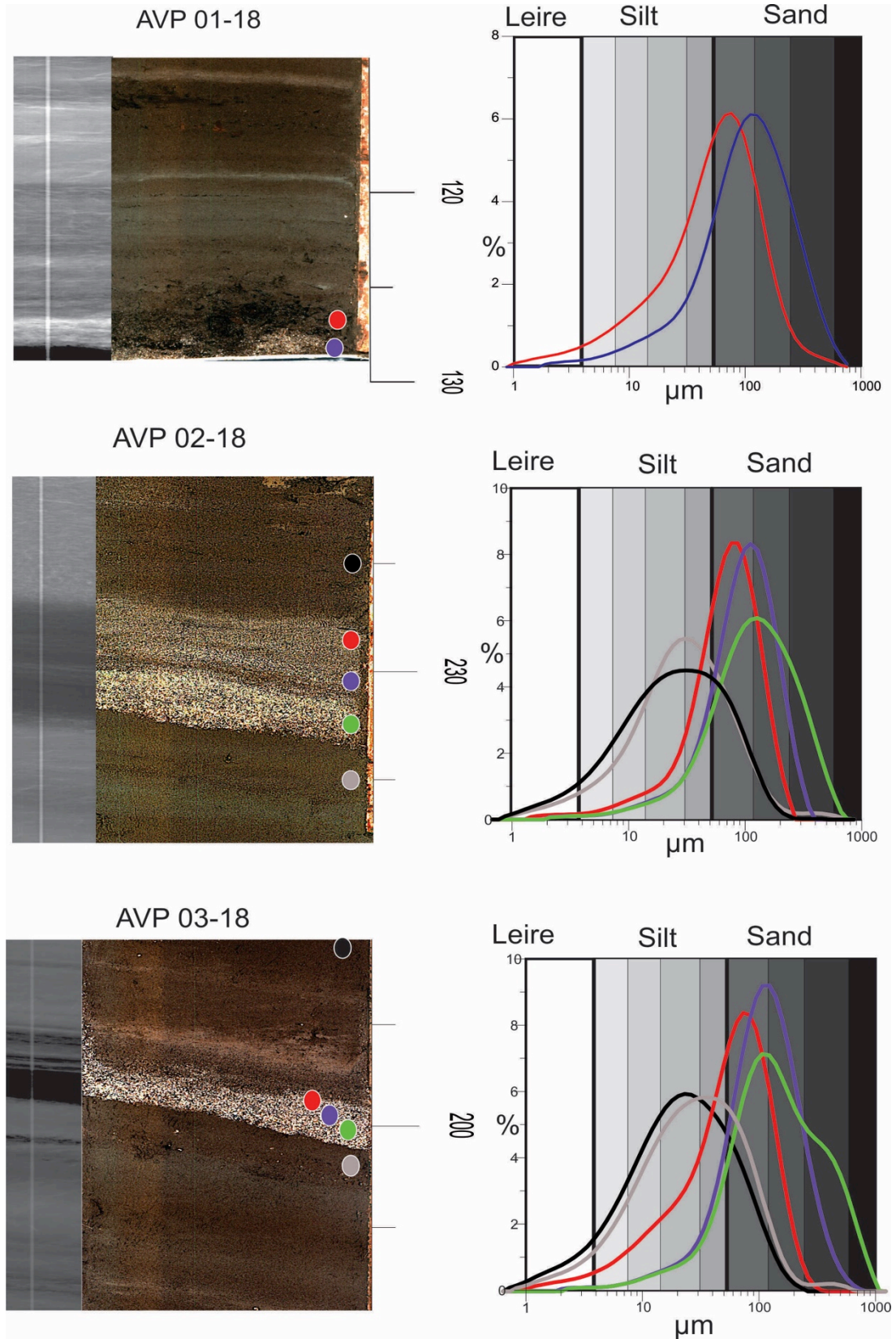
I kjerne 02-18 er dette et minerogent lag med meget stort utslag på MS og kjemisk forvitret materiale (Rb/Sr). Det er også utslag på økning i kornstørrelse (Ca/Fe). I kjerne 03-18 er dette laget representert meget likt som i 02-18. Og trenden i MS, Ca/Fe og Rb/Sr mellom 02-18 og 03-18 er påfallende lik i denne delen av kjernen.

E 8.6.4

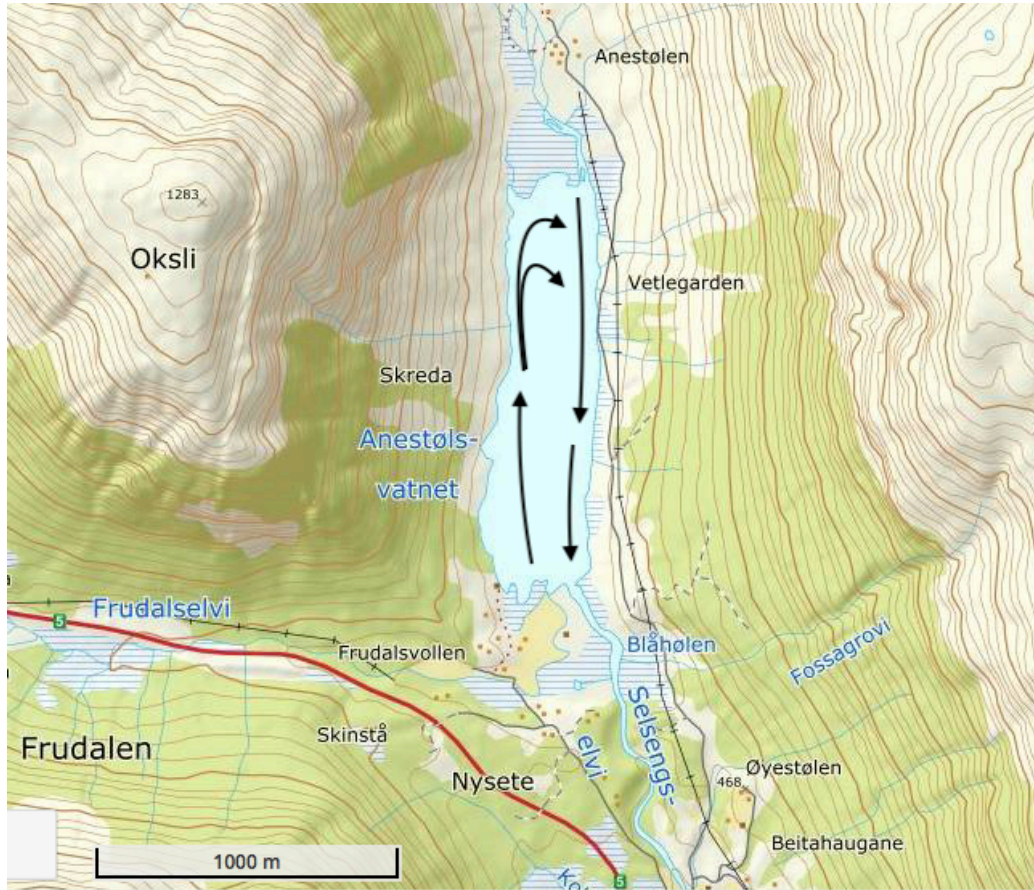
I kjerne 01-18 er dette et minerogent lag med uregelmessig men meget tydelig nedre grense. I kjerne 02-18 er det et rødlig siltlag, samme som i kjerne 03-18. Dette laget ser meget likt ut på røntgen og MS mellom kjernene. Utviklingen i alle de målte parameterene er meget lik for denne hendelsen gjennom alle de tre kjernene.

F 9.8.5

Kjerne 01-18 er preget av tettpakkede plantefragmenter over et sandlag, med en uregelmessig men skarp grensen mellom. Kjerne 01-18 ble delt akkurat i dette sandlaget, så her er det sedimenter som har gått tapt fordi det er ingen tegn til sand i den neste delen av kjernen. Jeg vet derfor ikke hvor tykt dette sandlaget er. Andreassen et al., (1997) fant i sin kjerne B som er tatt i nærheten av 01-18 dette sandlaget ved 170 cm dybde, som er 2 cm tykt og består av fin grus nederst til fin sand øverst, laget er godt sortert. Det er skarp grense mot lagene over og under. I kjerne 02-18 og 03-18 er dette laget et meget markant sandlag, godt sortert, øvre del bedre sortert enn nedre (Figur 26). Sandlaget er 5 cm i kjerne 02-18 og 3 cm 03-18. Dette laget ligner på sandlaget beskrevet i Andreassen et al., (1997). Sandlaget beskrevet av Andreassen et al som avsetninger fra tappingen ble funnet i store deler av vannet og de mente det var avsatt da utløpet i sør eroderte seg gjennom moreneryggen som demmet opp vannet etter siste istid. Anestølsvatnet har blitt senket med 18-20 m. Dette har mest sannsynlig skjedd i en katastrofetapping. I en slik situasjon når godt over halvparten av volumet i Anestølsvatnet blir tappet ut på meget kort tid vil store mengder sedimenter bli erodert fra sidene og satt i suspensjon. Det er derfor å forvente at avsetningen fra en slik hendelse vil være et godt sortert lag med oppoverfining siden de største partikkelen vil bli avsatt først. Andreassen et al., daterte dette laget med C-14 datering til å stamme fra 2800 år B.P. I kjerne 01-18 er dette laget ulikt kjerne 02-18 og 03-18, dette kan være på grunn av vannstrømmen (figur 27) i vannet og at det derfor ble mer erosjon fra vestsiden av vannet og mindre sedimenter som blir avsatt på vestsiden av vannet.



Figur 26 Viser sedimentlaget fra tappingen av Anestølsvatnet i de tre kjernene.



Figur 27 Pilene viser strømmen i Anestølsvatnet, fra innløpet fra Frudalen og nordover langs vestsiden av vannet.

G 9.6

I kjerne 02-18 er dette et 2 cm tykt siltlag som er røddlig i toppen. I 03-18 er det et uregelmessig og usammenhengende siltlag.

H 10.7

I kjerne 02-18 er dette et 1,5 cm tykt siltlag, røddlig i toppen. I kjerne 03-18 er det et 1 cm røddlig siltlag. Siltlaget er i begge kjernene klebrig.

I 12.8

I kjerne 02-18 og 03-18 er dette et 0,5 cm tykt grålig siltlag.

Korrelasjonslagene G, H og I samt hendelseslagene 11 og 13 i kjerne 02-18 er alle siltlag med markante utslag på forholdet mellom Ca/Fe og Rb/Sr. Det er relativt likt utslag på MS i forhold til matriksen rundt. Disse lagen kan stamme fra flomhendelser fra ett eller begge innløpene. Strømmen i vannet vil da gjøre at sedimentene ikke vil bli avsatt i samme grad langs vestsiden av vannet, og at disse hendelsene derfor ikke er synlige i kjerne 01-18.

8. Diskusjon

8.1 Alder

Kjernene hentet opp i på 90-tallet ble datert med C-14 datering, og sedimentasjonshastigheten ble regnet ut flere steder i vannet. Ved å bruke sedimentasjonshastighetene funnet i -95 og -96 på kjerne A4, B og C (figur 28) finner jeg at kjerne 01-18 går ned til ca. 9500 år B.P og kjerne 03-18 ned til 6000 år B.P (figur 29). Jeg har da startet med hendelseslag F (figur 25) som kan korreleres til tappingen av Anestølsvatnet og datert til 2 800 år B.P. Jeg har brukt dette laget og regnet meg nedover fordi øvre del av kjernene fra Halvorsen et al., (1996) og Andreassen et al (1997) ser ut til å ha gått tapt (dette blir ikke godt forklart i oppgavene).

Sedimentasjonshastigheter målt i kjerne B

- 2800 - 3500, 0,75 mm/år
- 3500 - 6300, 0,28 mm/år

Sedimentasjonshastighet målt i kjerne A4

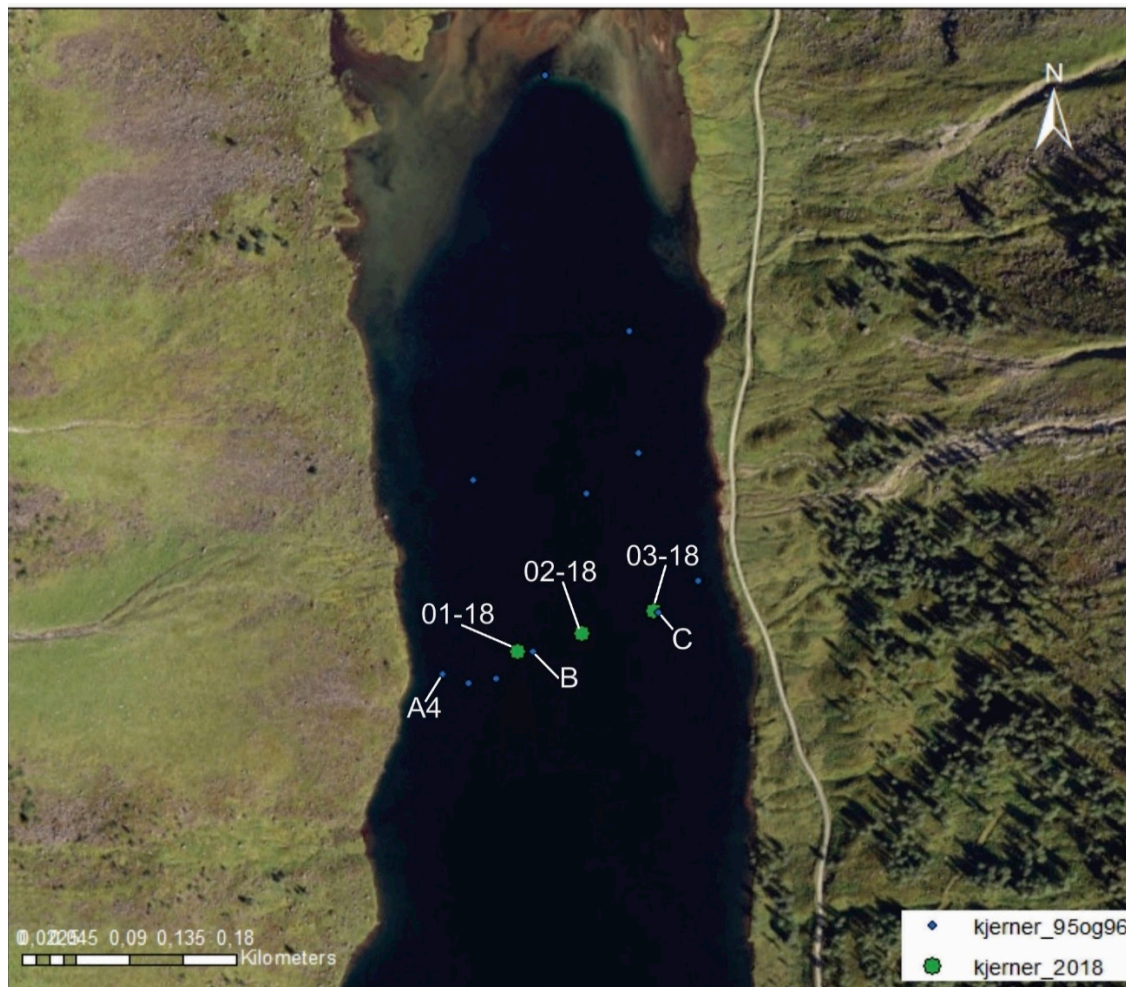
- 5000 - 6300, 0,28 mm/år
- 6300 - 7300, 0,18 mm/år
- 7300 - 7500, 1,70 mm/år
- 7500 - 0,18 mm/år

Sedimentasjonshastighet målt i kjerne C

- 2800 - 3500, 1,09 mm/år
- 3500 - 6000, 0,42 mm/år

Sedimentasjonshastigheter fra kjerne B og A4 er brukt for å datere 01-18 og kjerne C er brukt for å datere 03-18.

Det er ikke tidligere tatt opp kjerner i området rundt 02-18, og fordi det er så store ulikheter i sedimentering over korte avsander i Anestølsvatnet kan ikke disse hastighetene brukes for regne ut alderen på kjerne 02-18. Ved å se på korrelasjonslagene kan det se ut til at kjerne 02-18 går ned til 3500-4000 år B.P. Det er usikkerhet ved denne aldersbestemmelsen av kjernene på grunn av de lokale forskjellene i sedimentasjonshastighet. For å regne ut alderen på kjerne 01-18 har jeg brukt sedimentasjonshastigheter fra både kjerne A4 og B, fordi kjerne B går ned til ca 6300 år B.P. mens kjerne A4 starter på 4300 B.P og går ned til 9500 år B.P (Det blir ikke forklart i oppgaven hva som har skjedd med den øvre delen av A4). A4 er tatt nærmere land og det kan bety at sedimentasjonshastigheten i A4 ikke er lik 01-18. Det er også usikkerhet til nøyaktigheten til plasseringen av kjernene fra 90-tallet siden det da ble brukt krysspeiling med kompass for å markere kjernene på kartet, mens prøvene fra 2017 og 2018 har blitt markert med GPS.

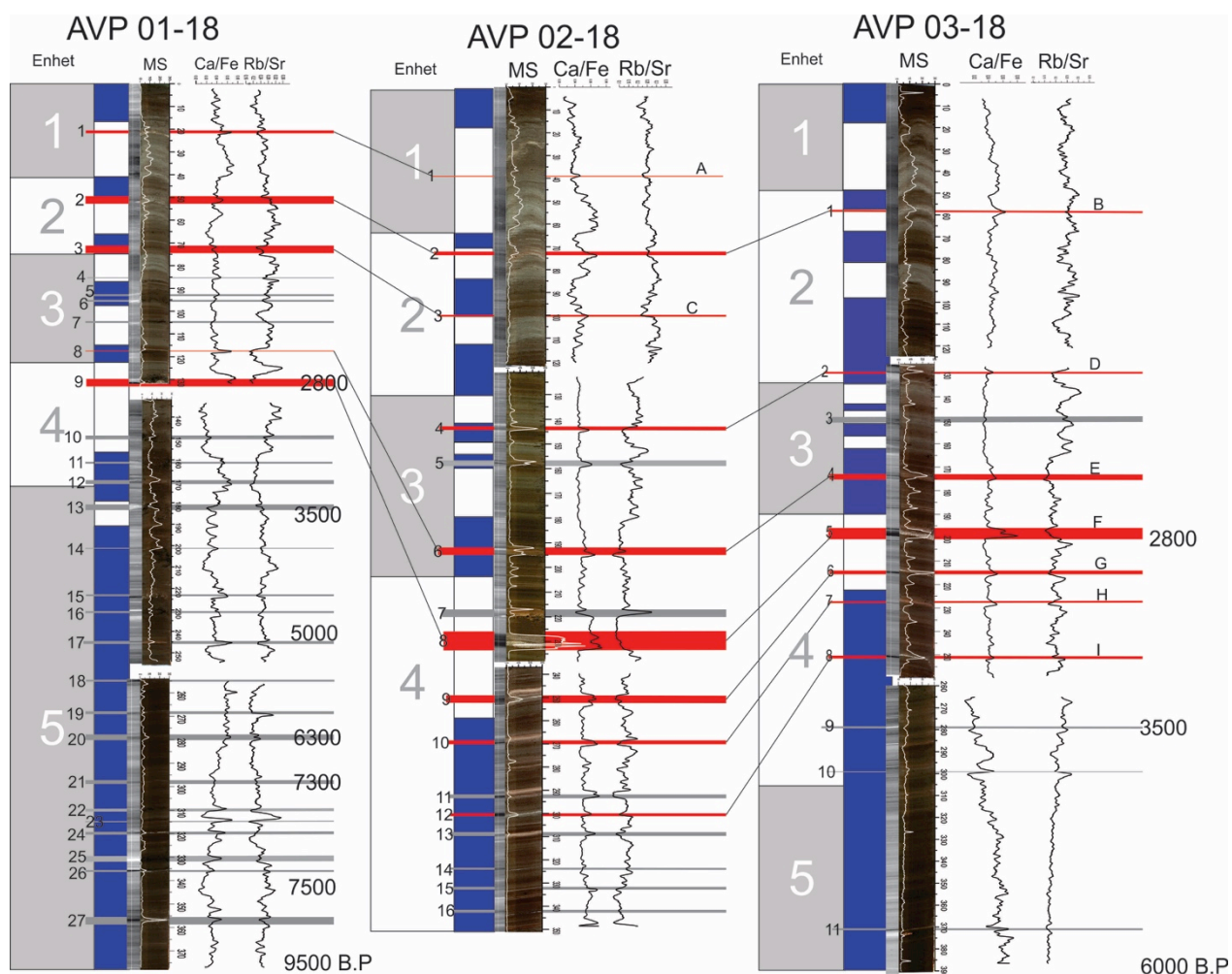


Figur 28 Viser geografisk plassering av kjerner hentet opp i 1996 som er brukt som grunnlag for å datere prøver fra 2018 med sedimentasjonshastigheter.

Kandidat oppgaven fra 1997 (Andreassen et al., 1997) fant at de første 5 000 år etter isavsmeltingen var en periode med lite skredaktivitet i Anestølsvatnet. Eik et al., daterte jordskredavsetninger på land, på østsiden av vannet. Det eldste skredet de fant lå over morenemasser og ble datert til ca 5000 år B.P. Vasskog et al., (2011) har samlet informasjon om skredaktivitet i SørNorge i Holocen som viser at det i den samme perioden (10 000 – 5000 år B.P.) var liten skredaktivitet generelt på vestlandet.

Nesje et al., (2007) viser en sterk sammenheng mellom økning i breaktivitet og økning i snøskredaktivitet. De peker på at det er økning i vinternedbør som er hovedfaktoren for denne økningen. Denne trenden er ikke synlig i kjernene fra Anestølsvatnet. I kerne 01-18 er det for de siste 5000 år registrert 5 av 13 hendelser i underenheter som domineres av minerogen sedimentasjon, hvor jeg tolker de minerogene underenhetene til å være perioder med økt breaktivitet. Det samme gjelder for kerne 02-18 (4 av 16) og 03-18 (3 av 10). Av de registrerte hendelsene er det da størst antall i perioder med liten breaktivitet. Men sedimentasjonshastigheten målt av Andreassen et al., (1997) har ikke høy nok oppløsning til å konkludere med at skredfrekvensen har vært høyest i perioder med lite breaktivitet, siden sedimentasjonshastigheten kan ha vært betydelig høyere i perioder med økt breaktivitet.

Av de to store brefremstøtene etter siste istid funnet av Nesje et al., (2001) ved rekonstruksjon av breaktivitet på Flatbreen sørvest på Jostedalsbreen 8 400 – 8 100 og 4 000 år B.P og frem til i dag, er det bare den siste perioden som synes i kjernene fra Anestølen. Det ser også ut til at perioden med brefremstøt har startet noe senere ved Anestølen, hvor det ser ut til at den minerogene sedimentasjonen øker mellom 3500 og 2800 B.P. Ved 357 cm i kerne 01-18 er det noen minerogene laminasjoner som muligens kan være brefremstøt i perioden 8 400 – 8 100.



Figur 29 Figuren viser registrerte hendelseslag i kerne 01-18, 02-18 og 03-18. Lag markert med rødt kan korreleres mellom kjernene, med alder regnet ut fra sedimentasjonshastigheter fra Andreassen et al., (1997)

8.2 Skredfrekvens

I kerne 01-18 har jeg registrert 13 hendelser, 11 snøskred og 2 flomskred mellom 9500-5000 år B.P, som vil si en frekvens på 1 per 380 år. Mellom 5000- 2800 her jeg registrert 5 hendelser, 4 snøskred og 1 flomskred, en frekvens på 1 per 440 år. I øvre del av kjernen, fra 2800- i dag har jeg registrert 8 hendelser 7 snøskred og 1 flomskred, en frekvens på 1 per 350 år. Tappelag F, som er hendelseslag nr 9 i kerne 01-18 er ikke tatt med i beregningen.

I kjerne 03-18 har jeg registrert 5 hendelser mellom 5000- 2800, alle jordskred eller flomhendelser, frekvens på 1 per 440 år. Fra 2800- i dag er det 4 hendelser, ett snøskred og tre jord/flomskred, som vil si en frekvens på 1 per 700 år

Det er stor forskjell i antall hendelser på vestsiden og østsiden. Vestsiden domineres av snøskred, mens østsiden domineres av jord/flomskred. Grunnen til dette er nok en kombinasjon av to faktorer.

- At den dominerende vindretningen er fra vest, så vestsiden av vannet vil få mye større tilførsel av snø og skaveldannelse på toppen av Oksli (figur 3)
- På vestsiden er det kortere avstand fra utløsningsområdet til vannet, som vil si at det er flere skred som vil nå helt ned og bli avsatt i vannet.

Det kan diskuteres at det er flere hendelseslag som skulle vært markert, spesielt i midtre del av kjerne 01-18, der er det tydlige utslag på målte parametere som ser ut til å stemme med hverandre. Grunnen til at disse ikke er markert som hendelser er fordi de ikke stemmer helt over ens med hverandre, det er svake tegn på røntgen og det er ingen visuelle tegn til hendelser. Hendelsene som er markert i denne oppgaven er da hendelser av en viss størrelse og ikke et absolutt tall på alle hendelser i Anestølsvatnet.

Hendelser som bare påvirker kjerne 02-18 er flomhendelser, eller hvis et jordskred treffer en av elvene før innløpet til Anestølsvatnet, som vil gjøre at det blir tilført store mengder sedimenter. På grunn av sirkulasjonen i Anestølsvatnet (figur 27) er det stillestående vann i midten mens det går en strøm langs land. Sedimenter fra slike hendelser vil da i mindre grad bli avsatt langs land. Hendelse 5, 6, 7, 10, 11 og 13 i 02-18 kan være avsetninger fra slike hendelser. Men fordi det er vanskelig å datere kjerne 02-18 er ikke denne brukt for å se på skredfrekvensen.

Ved å bruke datering av kjerne 01-18 (figur 29), ser det ut til at det i perioden 7500 – 7300 er en økning i skredfrekvens, der jeg har funnet 6 snøskredhendelser. Dette er en periode med kraftig økning i sedimentasjonsrate funnet av Andreassen et al., (1997). I perioden 7300- 6300 er det ingen tegn til skredhendelser i kjerne 01-18. Disse periodene stemmer ikke med hva Nesje et al., (2007) fant i Vanndalen på østsiden av Jostedal. Hvor det var en økning i snøskredaktivitet 7300-6300. Det stemmer noe bedre med hva Vasskog et al., (2011) fant i Oldenvatnet på østsiden av Jostedalsbreen. Hvor perioden 7100-5700 var uten snøskred. Men Vasskog et al., (2011) har samlet forskning på skred og skredfrekvens i Holocen i hele SørNorge som viser at perioden 7500-7300 var en periode med lite snøskred i hele SørNorge og at det i denne perioden var mer flomhendelser.

9. Konklusjon

I perioden 7500- 7300 B.P. har det gått flere snøskred, noe som er utypisk for tidligere registrert skredaktivitet på Vestlandet. I denne perioden er det registrert seks snøskred i Anestølsvatnet. Det er den høyeste frekvensen av skredhendelser funnet i denne oppgaven.

Det er vanskelig å finne likheter imellom skredaktivitet i Anestølsvatnet og restenen av Vestlandet. Flertallet av skredhendelser er registrert i perioder med organisk dominant sedimentasjon, noe som er omvendt fra resultater funnet av Vasskog et al (2011), Nesje et al (2001 og 2007) og Bøe et al (2004). Perioder med liten skredaktivitet ser ut til å ligne mer på skredaktivitet på vestsiden av Jostedalsbreen enn på østsiden.

Av skredene som er blitt avsatt i Anestølsvatnet er det tydelig at det er snøskred som dominerer på vestsiden og flom- og jordskred som dominerer på østsiden. Dette er på grunn av helningsforskjellen på de to sidene. Vestsiden har en brattere gradient og sammen med at den dominerende vindretning er fra vest (Hansen et al., 2015) gjør at det kan bli stor pålagring her. Snøskred vil derfor gå oftere og ha kortere vei til vannet.

Plasseringen av hendelseslag i kjernene viser at det er ulik sedimentasjonshastighet i de tre kjernene, dette blir bekreftet av Andreassen et al., (1997) Det høyeste sedimentasjonshastigheten er i midten av vannet, nest høyest langs østsiden og lavest langs vestsiden. Dette er trolig på grunn av at innløpene i hver ende lager sirkulasjon, så det avsettes mindre langs land der strømmen er sterkest mens det er mer stillestående i midten.

Forslag til videre arbeid:

For å kunne beregne skredfrekvensen i Anestølsvatnet må hendelseslagene dateres. Dette sammen med CT (Computertomografi) som vi kunne påvise flere snøskredhendelser ved å gi et mye tydeligere bilde av klaster og spredt sand. Med disse metodene vil det være mulig å konkludere med hvordan skredfrekvensen i Anestølsvatnet har variert gjennom Holocen og bedre kunne sammenligne med lignende studier gjort på Vestlandet.

10. Referansar

Andreassen, H.- M. & Lie-Andreassen, T. H. (1997). *Holocen sedimentasjon i Anestølsvatnet, Sogn og Fjordane*. (Kandidatoppgave). Sogndal: Høgskulen i Sogn og Fjordane.

ATA scientific (18. januar 2018). Hentet 14jan 2019 fra <https://www.atascientific.com.au/principles-laser-diffraction/>

Bergaas, J., Jahnsen, M. & Skjørestad, H. (2018). *Sedimentær signatur etter snøskred i innsjøavsetninger fra Anestølsvatnet, Sogn*. (Bacheloroppgave). Sogndal: Høgskulen på Vestlandet.

Bryhni, I., Anundsen, K., Aa, A. & Sønstegaard, E. (1986). *Geologien i Sogndal*. Sogndal: Sogndal Bygdebok.

Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L.H., Sønstegaard, E., Hafliðason, H., et al. (2004) Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norwegian Journal of Geology* 84: 35–55.

Croudace, I. W., Rindby, A., & Rothwell, R. G., (2006) Geological Society, London, Special Publications, 267, 51-63,

Dearing, J. (1999). Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 system. Kenilworth, Chi Publ. Hentet 13. januar 2019 fra https://gmw.com/magnetic_properties/pdf/Om0409%20J_Dearing_Handbook_iss7.pdf

Eik, E. & Kvalsvik, S. T., (1997) *Skred i Anestølsdalen*. (Kandidatoppgave) Sogndal: HiSF

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 Institut.

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.

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.

Hingham, T The 14C Method. Hentet 14. januar 2019 fra <http://www.c14dating.com/int.html>

Jin, Z.D., Cao J.J., Wu, J.L., & Wang, S.M., (2006) A Rb/Sr record of catchment weathering response to Holocene climate change in Inner Mongolia. *Earth Surface Processes and Landforms* 31: 285–291.

Jin, Z.D., Wang, S.M., Shen, J., Zhang, E.L., Ji, J.F. & Li, F.C., (2001) Weak chemical weathering during the Little Ice Age recorded by lake sediments. *Science in China Series D-Earth Sciences* 44: 652–658.

- Kimerud, J.K., & Hansen, T.F. (2018). *Karakterisering av skredsignaturer basert på innsjøsedimenter fra Anestølsvatnet, Sogn*. (Bacheloroppgave). Sogndal: HVL
- Lied, K. & Kristensen, K. (2003). *Snøskred - Håndboken om snøskred*. Nesbru: Vett og viten.
- McClung, D. & Schaerer, P. (2006) *The Avalanche handbook*(3.utg). Seattle,Wash. Mountaineers Books
- 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: 269–277.
- Nesje, A., Matthews, J.A., Dahl, S.O., Berrisford, M.S. & Andersson, C. (2001) Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene* 11: 267–280.
- NIBIB (National Institute of Biomedical Imaging and Bioengineering). Hentet 15. januar 2019 fra <https://www.nibib.nih.gov/science-education/science-topics/x-rays>
- Nichols, G., (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. 2 red. West Sussex: Wiley- Blackwell.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (2013). *Landet blir til: Norges geologi* (2.utg.). Trondheim: Norsk Geologisk Forening (NGF).
- Seljelid, A., Johnsen, K.E. & Bergheim, J. (1995). *Isavsmelting og kvartærgeologi i Sogndalsdalen*. (Kandidatoppgave). Sogndal: HiSF.
- Sympatec gmbH (2017). Hentet 14jan 2019 fra <https://www.sympatec.com/en/particle-measurement/glossary/laser-diffraction/>
- 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*,
- Wirth, K., Barth, A., (2019) Hentet 15jan 2019 fra https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/techniques/XRF.html