

# Rekonstruksjon av flommer i Vossovassdraget de siste tusen år

Masteroppgave i geovitenskap

Kvartærgeologi og paleoklima

Helene Fjellheim



Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2018

## Sammendrag

Innsjøsedimenter har vist seg å ha et stort potensiale til å registrere tidligere flomhendelser utover de historiske og instrumentelle arkivene. Sedimentkjerner fra bunnen av Vangsvatnet er derfor i denne oppgaven undersøkt i den hensikt å identifisere flomlag og etablere en flomhistorie for Vossovassdraget. Radiokarbondatering viser at sedimentkjernene dekker flomhendelser over de siste tusen år og dermed gir en god oversikt over flomhendelser under varmeperioden i middelalderen, 'den lille istid' og dagens menneskeskapte globale oppvarming.

Det er identifisert to distinkte lag med ulik sedimentsignatur, hvorav begge er tolket til å være avsatt av flomhendelser. Flomlagene består av lyse og mørke lag, de kjennetegnes ved henholdsvis høye og lave verdier i kalsium og magnetisk susceptibilitet. Basert på undersøkelser av nedslagsfeltprøver er kildeområdet til de to ulike flomlagene bestemt, og ut fra dette antatt å være avsatt av forskjellige flomtyper. Lyse lag antas å være avsatt av vinter eller vårflom forårsaket av en kombinasjon mellom kraftig regn og snøsmelting. Mørke lag antas å være avsatt av regnflom om høsten. Blydatering av sedimentkerne VATG316 viser at fem historiske flommer, flommene i 1873, 1950, 1971, 1995 og 2005, kan korreleres til flomlag i kjernen. Ved hjelp av endringsrate og detrending er flomfrekvenskurver etablert basert på variasjoner i tellerater for kalium, kalsium og magnetisk susceptibilitet. Det er funnet tre perioder med økt flomfrekvens i sedimentkerne VATP216 det siste årtusenet; 850-900 kal. år BP, 200-500 kal. år BP ('den lille istid') og 100 kal. år BP frem til i dag. De to første periodene preges av kaldt og vått klima, mens den siste perioden kjennetegnes med høye temperaturer og økt nedbør. Dette tyder på at økt flomfrekvens forekommer både i varme og kalde perioder for denne regionen. Videre kan det se ut til at flomfrekvensen før den moderne oppvarmingen samsvarer med brevariasjoner for kystbreer og at perioder med økt flomfrekvens sammenfaller med brefremstøt for flere breer på Vestlandet, blant annet Jostedalsbreen og Folgefonna. Dette indikerer at flomhendelser på Voss kan kobles til variasjoner i den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) og at positiv NAO øker sannsynligheten for flom i denne regionen.

## Abstract

Lake sediments have the potential to register past flood events beyond historical and instrumental archives. In this study, several sediment cores from the bottom of lake Vangsvatnet have been studied to identify flood layers and to reconstruct the flood history for the Voss region. Based on radiocarbon dating the sediment cores capture the last millennium and provide a good overview for flood events during the Medieval Warm Period, the Little Ice Age and current anthropogenic global warming.

Two distinct layers were identified with different sediment signatures and are interpreted to be deposited by flood events. These flood layers consist of light and dark layers and are characterized by high and low values for calcium and magnetic susceptibility, respectively. The source area for the flooding events is determined based on analysis of catchment samples. In addition, the catchment analysis indicates two different flooding types. It is suggested that the light layers represent flood events caused by intense rainfall and snowmelt related to winter or spring floods, whereas dark layers represent rainfall floods during the fall. Furthermore,  $^{210}\text{Pb}$  dating of sediment core VATG316 assisted in correlating five historic flood events (floods in 1873, 1950, 1971, 1995 and 2005) to flood layers in the core. Rate of change and detrending were used to create flood frequencies based on changes in potassium, calcium and magnetic susceptibility. Three periods of increased flood frequency were identified during the last millennium; 850-900 cal. years BP, 200-500 cal. years BP (Little Ice Age) and 100 cal. years BP until present. The first two periods are characterized with cold and wet climate and the last period is characterized with high temperatures and increased precipitation. Further, it seems like the flood frequency, prior to current global warming, corresponds to oscillations of the glacier front for maritime glaciers. Increased flood frequency coincides with glacier advance for several glaciers at the west coast of Norway, e.g. Jostedalsgreen and Folgefonna. This suggests that flood events in this region is closely related to the North Atlantic Oscillation (NAO) and that positive NAO increases the probability for floods in this region.

# Forord

Først vil jeg takke hovedveileder Jostein Bakke og medveileder Eivind Støren for all hjelp og veiledning i forbindelse med oppgaven. I tillegg vil jeg takke medveileder Atle Nesje for gjennomlesing og gode tilbakemeldinger.

Takk til Jostein Bakke, Eivind Støren, og Kristian Vasskog for hjelp med kjernetaking under feltarbeidet sommeren 2016. Vil også takke mine to gode studievenninner Tone og Kine som stilte opp som feltassistenter i jakten på potensielle flomsedimenter i Vossovassdraget.

Det må rettes en stor takk til Eivind Støren for uvurderlig hjelp med laboratoriearbeidet og med bearbeiding av resultatene. Takk til Jordan Holl for opplæring og hjelp på sedimentlaben.

Takk til Sunniva og Hege for gjennomlesing av oppgaven og gode innspill.

Jeg ønsker også å takke Sunniva, Hege og Tone for gode samtaler og nødvendige avbrekk i en ellers så travel studiehverdag. Det hadde ikke vært det samme uten dere.

Til slutt ønsker jeg å takke min familie for all støtte gjennom studietiden. En spesiell takk til foreldrene mine, Hans Olav og Ruth Irene, som gledelig har stilt opp på flere av de mange turene til Bergen, og ikke minst med barnepass mot slutten. Takk til tante Linda for pass av Cilia denne våren. Jeg vil rette en stor takk til Stian for tålmodighet og forståelse gjennom studietiden. Selv om avstanden til tider har vært lang de 4 årene jeg tilbrakte i Bergen har du alltid støttet meg. Sist men ikke minst vil jeg takke Cilia som med sitt gode humør har lyst opp studiehverdagen den siste tiden.

Juni 2018

Helene Fjellheim



# INNHALDSFORTEGNELSE

1	Innledning .....	1
2	Introduksjon og områdebeskrivelse .....	3
2.1	Hva er flom? .....	3
2.2	Årsaker til flom.....	5
2.3	Værfenomener/Klima .....	7
2.4	Sedimentasjon i innsjøer.....	9
2.5	Vossovassdraget .....	11
2.5.1	Berggrunnsgeologi .....	12
2.5.2	Kvartærgeologi.....	13
2.5.3	Klima/vær.....	14
2.5.4	Historiske flommer og vannføringsdata .....	15
3	Metoder .....	21
3.1	Feltarbeid .....	21
3.1.1	Innsamling av prøver fra nedslagsfeltet .....	21
3.1.2	Dybdemålinger: CHIRP-innsamling .....	21
3.1.3	Kjernetaking .....	22
3.2	Laboratoriearbeid.....	23
3.2.1	Analyser av nedslagsfeltprøver .....	23
3.2.2	Røntgen fluoressens (XRF-skanning) .....	23
3.2.3	Magnetisk susceptibilitet.....	25
3.2.4	Miljømagnetisme.....	25
3.2.5	Kornstørrelsesanalyse.....	26
3.2.6	Glødetap og massetetthet .....	28
3.2.7	Radiokarbondatering .....	29
3.2.8	Blydatering .....	30
4	Resultat .....	31

4.1	Nedslagsfeltprøver.....	31
4.1.1	Lokalitetsbeskrivelse.....	34
4.1.2	Oppsummering.....	45
4.1.3	XRF og MS resultater.....	46
4.2	Innsjøkjerner.....	49
4.2.1	Beskrivelse av enheter.....	49
4.2.2	VATP116.....	52
4.2.3	VATP216.....	54
4.2.4	VATG116.....	58
4.2.5	VATG216.....	60
4.2.6	VATG316.....	62
4.2.7	Radiokarbondatering av VATP116 og VATP216.....	64
4.2.8	Blydatering av VATG316.....	66
4.3	Kobling mellom nedslagsfeltprøver og sedimentkjerner.....	68
4.4	Flomfrekvens.....	68
5	Diskusjon.....	73
5.1	Identifisering av flomlag i Vangsvatnet.....	74
5.2	Regnflom eller snøsmelteflom.....	78
5.3	Hva betegnes som flom.....	81
5.4	Flomfrekvenskurvene satt i et historisk perspektiv.....	84
5.4.1	Sammenligning mellom flomfrekvenskurvene og andre relaterte studier.....	85
5.4.2	Generell klimautvikling de siste tusen år.....	89
5.5	Fremtiden.....	93
6	Konklusjon.....	95
	Forslag til fremtidig forskning.....	96
	Referanser.....	97
	Vedlegg.....	108

# 1 INNLEDNING

Denne oppgaven er en del av prosjektet HordaFlom som er et samarbeid mellom EARTH LAB ved Universitetet i Bergen, NVE, Uni Research Rokkansenteret, og Bergen kommune. Formålet med HordaFlom prosjektet er å øke flomkunnskapen til kommuner slik at de enklere kan ta avgjørelser i forbindelse med flom, flomsikring og klimatilpasning. Voss er en av tre kommuner som er valgt ut til dette prosjektet og sedimentkjerner fra Vangsvatnet skal i den forbindelse analyseres på EARTH LAB for å kunne etablere et flomarkiv utover de historiske hendelsene. Flomarkivet skal potensielt kunne anvendes i flomberegninger og bidra til å forbedre flomberedskapen til Voss i fremtiden.

I Norge forårsaker flomkatastrofer årlig store skader på eiendom og infrastruktur som fører til enorme økonomiske tap. Voss kommune har blant annet estimert en kostnad på 450 millioner kroner for Voss etter flommen på Vestlandet i 2014 (Dannevig et al., 2016). Klimaframskrivingene lagt fram i «Klima i Norge 2100»-rapporten er at temperaturen vil øke og ekstrem nedbør vil forekomme hyppigere og kraftigere, særlig gjelder dette Vestlandet (Hanssen-Bauer et al., 2015). Dette kan få katastrofale følger for allerede flomutsatte områder, i tillegg kan det utgjøre en risiko for vassdrag som ikke tidligere er kjent med slike flomhendelser. For at skader i forbindelse med flom skal kunne reduseres må det foreligge gode flomberegninger til bruk for kommuner ved arealplanlegging og vurdering av flomtiltak. Flomberegninger baseres hovedsakelig på vannføringsdata og det historiske arkivet til et vassdrag. Dette utgjør til sammen et par hundre år med flomdata og er ikke nok til å kunne beregne for eksempel en 200-års flom. Når det gjelder forlengelse av slike dataserier utover instrumentelle og historiske data kan sedimentkjerner være et nyttig verktøy. Sedimentkjerner representerer sedimentasjonen på bunnen av en innsjø og kan bidra til å øke dataserien flere tusen år tilbake i tid. På Østlandet er det utført flere studier på sedimentkjerner hvor flomlag er blitt identifisert og flomhistorien redegjort for (Nesje et al., 2001a, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010). Denne landsdelen har en helt annen geomorfologi enn Vestlandet med langstrakte, flate og sedimentrike nedslagsfelt. Vestlandet er derimot karakterisert med høye fjell og dype daler med relativt lite sedimenter tilgjengelig for transport. I forbindelse med en masteroppgave ble det i 2003 tatt opp noen korte sedimentkjerner fra flere av innsjøene i Vossovassdraget (Midttun, 2003). Undersøkelser av sedimentkjernene forteller om lite variasjoner, noe som kan være problematisk da endringer i sedimentasjonen er nødvendig for å identifisere flomlag. Med

nye og forbedrede instrumenter ved EARTHLAB skal disse tilsynelatende usynlige lagene nå identifiseres.

På dette grunnlaget skal sedimentkjerner fra Vangsvatnet undersøkes med den hensikt å forlenge flomarkivet til Vossovassdraget. Dette oppnås ved å bruke høyoppløselige instrumenter på EARTHLAB til å identifisere flomlag i sedimentkjernene, samt aldersbestemmelse ved bruk av  $^{14}\text{C}$  - og  $^{210}\text{Pb}$  – datering. I tillegg skal nedslagsfeltprøver samlet inn under feltarbeid brukes til å bestemme kildeområdet til sedimentene. Resultatet skal kunne danne grunnlag for videre forskning i HordaFlom og etablering av forbedrede frekvensanalyser og fremtidige flomberegninger for Voss som dermed vil gjøre kommunen bedre rustet for fremtidens flommer. Manglende kunnskap ved flomberegning førte i 2014 til at det nybygde kulturhuset på Voss ble stående under vann. Vannstanden i Vangsvatnet under flommen i november 2014 var 1 meter (51,3 moh.) over beregnet vannstand for 200-årsflom (50,3 moh.), hvor kun vannføringsdata fra Bulken ble brukt (Edwardsen og Øydvin, 2006). I ettertid er det historiske arkivet lagt til i flomberegningene noe som har gitt en vannstand for 200-årsflom på 51,1 moh. (Holmqvist, 2015). Denne oppgaven tar sikte på å forlenge flomhistorien ytterligere i håp om å kunne gi Voss et enda bedre kunnskapsgrunnlag for fremtidige flommer. Dette har tidligere ikke vært utført for nedslagsfelt på Vestlandet og funnene i denne oppgaven vil dermed være av stor betydning for fremtidige flomrekonstruksjoner for denne regionen.

Problemstillinger:

- Er det mulig å identifisere flomavsatte sedimenter i Vangsvatnet og kan dette brukes til å rekonstruere fortidens flomhistorie for Vossovassdraget?
- Kan sedimentprøver fra de ulike kildeområdene til Vangsvatnet brukes til å skille flommer initiert fra nedslagsfeltene som drenerer inn i innsjøen?
- Kan noen av de historiske flommene kobles til flomlagene i sedimentkjernene?
- Hvordan endres flomhyppigheten over tid?

## 2 INTRODUKSJON OG OMRÅDEBESKRIVELSE

### 2.1 HVA ER FLOM?

Flom er et resultat av økt vannføring i et vassdrag, som i Norge hovedsakelig forårsakes av økt snøsmelting og/eller intense nedbørsperioder (Njøs et al., 1996, Eikenæs et al., 2000, Roald, 2013). For å kunne defineres som flom må områder som normalt er tørre oversvømmes, dette forekommer når elvekanalen ikke er stor nok for den aktuelle vannføringen. Vannføringen er mengden vann som passerer et punkt i en elv ved en gitt tidsenhet, uttrykt som  $m^3/s$  eller  $l/s$  (Eikenæs et al., 2000, Roald, 2013). En annen måte å definere flom på er å bestemme middelvannføringen til vassdraget. Denne beregnes fra gjennomsnittet av årets største døgnvannføring over en årrekke (Njøs et al., 1996)

Den mest brukte måten å registrere flomnivåer på er å måle vannstanden (Roald, 2013). Vannstanden har blitt målt over lengre tid ved blant annet å lage merker i trær, fjell og bygninger etter hvor høyt vannet har stått. Merket i veggen til Vangskyrkja på Voss som antas å være et flommerke fra en storflom i mai 1604 er et eksempel på dette (Berg og Voss, 1977, Midttun, 2003). Noen steder er disse merkene i dag overført til flomsteiner, som er plassert langs elvebredden (Figur 2.1).



Figur 2.1: Bildet til venstre viser flomsteinen som er reist ved Norsk Skogmuseum på Elverum. Her er de største flommene i elva Glomma markert, merket fra Storofsen kan skimtes helt i toppen av flomsteinen (Foto: Øyvind Holmstad). Til høyre: Flommerke skåret inn i Vangskyrkja på Voss, som er tolket til 1604 (Foto: Jacob Håheim).

Fra 1930-årene ble det på noen vannføringsstasjoner tatt i bruk skrivende instrumenter for å registrere vannstanden, dette gjøres i dag av dataloggere (Roald, 2013). Både vannstand og vannføring måles i dag av Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE). Målestasjonen Bulken

i Vossovassdraget har den lengste sammenhengende serien for vannføringsdata i Norge, den går helt tilbake til 1892. Samtidige målinger av vannstand og vannføring for en gitt stasjon kan brukes til å konstruere en vannføringskurve (Roald, 2013). Når en slik vannføringskurve er opprettet kan vannføringen enkelt finnes ved å kun lese av vannstanden. For eldre flommer hvor kun vannstand er kjent kan da vannføringen bestemmes, så lenge det ikke er gjort betydelige endringer av elveløpet. Forholdet mellom vannføring og vannstand kan ha endret seg over tid, som ved regulering av elveløpet eller endring av utløp for å minske fremtidige flommer (Njøs et al., 1996).

Vannføringen vil til enhver tid avhenge av nedbørsfeltets areal og den totale nedbørsmengden. Nedbørsmengden vil variere med intensitet og varighet, dette kalles effektiv nedbør (Sæterbø et al., 1998, Nesje et al., 2001a.). Hastigheten til vannmengdene i nedbørsfeltet er avhengige av topografien. Grunnet store forskjeller på nedbørsfeltene i Norge, spesielt øst og vest, er det nyttig ved sammenligning av vannføringer å benytte spesifikk vannføring, som er vannføring delt på feltområde ( $l/s \text{ km}^2$ ) (Roald, 2013).

Vannstand og vannføring er blant annet nyttige når NVE skal vurdere flomrisikoen for et område (NVE, 2015). Når sannsynligheten for flom skal beregnes brukes gjentaksintervaller, som for eksempel 5-, 20-, 50- og 100-årsflom. Gjentaksintervaller er sannsynligheten for hvor ofte et gitt flomnivå, vannstand, vil skje i gjennomsnitt. Det er for eksempel 10 % sannsynlighet for at en 10-årsflom skal skje hvert år. I praksis kan en 100-årsflom opptre to påfølgende år, men sannsynligheten for at den skal opptre et gitt år er 1 % (Roald, 2013). Beregning av gjentaksintervaller utføres ved å bruke tidligere vannstandsdata og relaterte vannføringer, men det er viktig å være oppmerksom på at slike dataserier ofte er for korte og usikkerheten kan derfor bli stor. For vassdrag hvor det er tilgang til historiske data kan disse suppleres for å forlenge dataserien og gi et mer pålitelig gjentaksintervall. Dette ble gjort på Voss etter storflommen i 2014 (Holmqvist, 2015). Ved tidligere flomberegninger ble kun registrerte vannføringsdata benyttet, det ga en 200-årsflom på  $680 \text{ m}^3/s$  (Edvardsen og Øydvin, 2006). De nye flomberegningene i 2014 ga en 200-årsflom på  $780 \text{ m}^3/s$ , en betydelig økning som kunne vært unngått hvis historiske data hadde blitt brukt ved tidligere beregninger (Holmqvist, 2015, Engeland et al., 2017). Studien av Engeland et al. (2017) bekrefter at påliteligheten og stabiliteten til flomberegninger øker ved bruk av historiske data, men de er ikke alltid like tilgjengelige. Sårbarheten til samfunnet har betydning for hvor omfattende det historiske arkivet er (Kjeldsen et al., 2014). Når en 100-årsflom skal beregnes trengs halvparten av gjentaksintervallet, altså minst 50 år med data. Dette lar seg sjelden gjøre hvis man ønsker en

homogen serie, derfor har det vært godt nok å bruke 30 år med data for en 100-årsflom (Njøs et al., 1996). En lang og homogen dataserie fra ulike kilder er å foretrekke (Sæterbø et al., 1998). Sedimentkjerner kan bidra til å forlenge en slik tidsserie. De kan vanligvis ikke kobles direkte til vannføring, men fortelle om flomhyppighet og flomstørrelse tilbake i tid (Gilli et al., 2013a).

Flommer er en naturlig del av vassdraget og er som oftest ikke noe problem i områder uten bebyggelse. Det er når hus og veier står i veien for vannmassene at flom betegnes som en naturfare. For å unngå at menneskeliv står i fare blir de mest utsatte områdene i Norge i dag kartlagt. Dette utføres av NVE ved å lage flomsonekart etter gjentaksintervaller. Kartene er et nyttig hjelpemiddel for kommuner ved både arealplanlegging og beredskap for flomutsatte områder (Edvardsen og Øydvin, 2006). Flomsonekart for 200-årsflom er mest brukt da de fleste bygninger har dette som krav i henhold til Byggteknisk forskrift (TEK17) (DIBK, 2017). Et sårbart område som i 2011 og 2013 fikk erfare flomvannets krefter er Kvam i Gudbrandsdalen. Dette tettstedet er plassert midt på en flomvifte, og selv om vårflommen er et kjent fenomen for innbyggerne ble det store skader. NVE har nå utført tiltak slik at tettstedet Kvam skal være sikret mot neste 200-årsflom (NVE, 2017). Slike flommer betegnes som skadeflom, da de påfører skader på mennesker eller menneskeskapte verdier. Skadeflom følger nødvendigvis ikke gjentaksintervaller, men avhenger av sårbarheten til samfunnet og elveløpets karakter (Njøs et al., 1996). En vesentlig faktor for skadeomfanget ved flom er graden av erosjon, undergraving langs elvekanten kan resultere i at bygninger blir stående på ustabil grunn og raser ut i vannmassene. Når det gjelder ødeleggelser er det som oftest sideelvene som gjør størst skade, da disse går direkte gjennom bebyggelse (Eikenæs et al., 2000). Eksempelvis vil elva Veikleåa som går tvers gjennom tettstedet Kvam utgjør større skade enn Gudbrandsdalslågen.

## 2.2 ÅRSAKER TIL FLOM

Flommer forårsakes, som nevnt i kapittel 2.1, av unormale mengder med nedbør eller snøsmelting, og de største flommene er vanligvis en kombinasjon av disse to. Flommens størrelse og varighet avhenger av ulike faktorer som topografi (Wold et al., 1992), vinter og sommernedbør, sommertemperatur og smeltepotensial (Støren et al., 2010).

Topografien til nedbørsfeltet påvirker flommens varighet. Et godt eksempel på dette er Rauma (1200 km<sup>2</sup>) og Gudbrandsdalslågen (41500 km<sup>2</sup>) som begge har utløp fra Lesjaskogsvatnet (Wold et al., 1992). Raumas nedbørsfelt har en bratt profil, som er tilfellet for mange vassdrag på Vestlandet. Gudbrandsdalslågens lange og flate profil er vanlig for nedbørsfelt på Østlandet.

Slike variasjoner i topografi fører til regionale forskjeller. Nedbørsfelt på Vestlandet opplever erfaringsmessig brå flommer, som et resultat av hurtig transport av vann gjennom systemet. Derimot for nedbørsfelt på Østlandet tar det lengre tid før flomtappen nås, grunnet store og trege nedbørsfelt med lang reaksjonstid. Den lange reaksjonstiden kommer av de mange lagringsbassengene, eksempelvis innsjøer, som demper flommen (Roald, 2013).

Vestlandet og Østlandet splittes av Norddryggen som er med på å danne hydrologiske variasjoner og gir det vi kan kalle et kystregime og innlandsregime. Nedbørsmengden er ekstremt forskjellig i disse to regimene og bidrar til regionale forskjeller, med opptil 5000 mm/år på Vestlandet og så lite som 300 mm/år på Østlandet (Dahl og Nesje, 1992). Lokale forhold bestemmer om nedbøren faller som snø eller regn. Over halvparten av årsnedbøren faller som snø på Østlandet, mens det er bare 25 prosent som faller som snø på Vestlandet (Wold et al., 1992). Dette gir to ulike flomregimer: Snøsmelteflom og regnflom.

Snøsmelteflommer (også kalt vårflokker) opptrer fra april til juni og er et resultat av rask snøsmelting, ofte i kombinasjon med regn. Den raske snøsmeltingen om våren kommer av en hurtig endring i temperatur. En slik varmebølge kan forekomme sent etter en kald vår og all snøen vil da smelte samtidig, fra lavlandet til høyfjellet, slik at enorme vannmengder tilføres vassdragene. Slike vårflokker er mest vanlig på Østlandet og i Finnmark, men kan også forekomme andre steder hvor det er betydelig snøsmelting til å øke vannføringen (Roald, 2013). Flommen forsterkes om det i tillegg kommer store nedbørsmengder, som under Storofsen i 1789 og Vesleofsen i 1995 (Eikenæs et al., 2000, Roald, 2013). Størrelsen på en snøsmelteflom avhenger av smeltepotensialet, det vil si hvor mye snø som smelter (Roald, 2008). Smeltepotensialet bestemmes av mengden tilgjengelig snø i dreneringsområdet (hvor mye snø det falt om vinteren) og sommernedbør/temperatur (hvor mye av denne snøen som smelter) (Støren et al., 2010). År etter perioder med mye vinternedbør i form av snø etterfulgt av kalde og korte somrer karakteriseres med større og hyppigere flommer, som et resultat av høyere smeltepotensiale. Dette var tilfelle i perioden før Storofsen (1789), kjent som 'den lille istid' (1550-1750), som var preget av lange og kalde vintre (Østmoe, 1985).

Regnflommer (også kalt høstflokker) forekommer fra juni til september og er et resultat av intens eller langvarig nedbør i form av regn. Slike flommer er vanligst på Vestlandet, Troms og Nordland, men kan også opptre på Østlandet slik det var i Vågå/Lom sommeren 2006. 200 mm nedbør falt på to timer, som er unormale mengder for denne delen av Norge. Lokale regnbyger kan påføre store skader i områder som ikke er vant med store nedbørsmengder, samtidig som de er vanskelige å oppdage på nedbørsprognoser (Njøs et al., 1996).



På Vestlandet kan store flommer også opptre i vintermånedene, da er de ofte en kombinasjon av snøsmelting og regn. Vinterflommer forekommer når varm luft og vanndamp transporteres mot land etter snøfall i fjellområdene. Resultatet blir rask snøsmelting samtidig med kraftig regn, som under Jostedalsflommen i 1979 (Eikenæs et al., 2000).

Andre typer flommer som kan være verdt å nevne er isgangsflom, oppdemningsflom, jøkullaup og stormflo (Roald, 2013).

Det finnes også andre faktorer som kan være med å påvirke flomstørrelsen, men ikke i like stor grad som tidligere nevnte faktorer. Tette i bakken kan være med å forsterke flommen, som under Storofsen i 1789. Lite eller ingen infiltrasjon av vann fører til høy avrenning på overflaten. Det samme gjelder ved høy jordfuktighet og lav vegetasjon. Lite vegetasjon er også knyttet til økt erosjon av sedimenter. Arealbruksendringer som tømmerhogst og tettstedsutvikling langs elvene/vassdragene kan bidra til å endre flomsituasjonen. Fjerning av vegetasjon og en stor andel av tette flater øker flomrisikoen. Alle disse faktorene kan resultere i en raskere og spissere flom (Roald, 2013). Dagens samfunn har blitt mer sårbart ovenfor flomkatastrofer grunnet økt utvikling langs vassdragene (Njøs et al., 1996). Menneskelig aktivitet i form av utbygging av byer og tettsteder, veibygging på elvesletter og moderne skogshogst kan påvirke nedslagsfeltets karakter og dermed føre til økt flomfare (Roald, 2013).

### **2.3 VÆRFENOMENER/KLIMA**

Den atmosfæriske sirkulasjonen står for transport av fuktig luft. Sammen med havet bidrar den til varmetransporten omkring på jorda. Vestavindsbeltet er en viktig transportåre for varm og fuktig luft mot Norge, og har en fremtredende vindretning langs med polarfronten. Her møter den kalde polarluften varm luft fra den sørlige delen av Nord-Atlanteren. Norskekysten er det første landområdet vestavindsbeltet treffer.

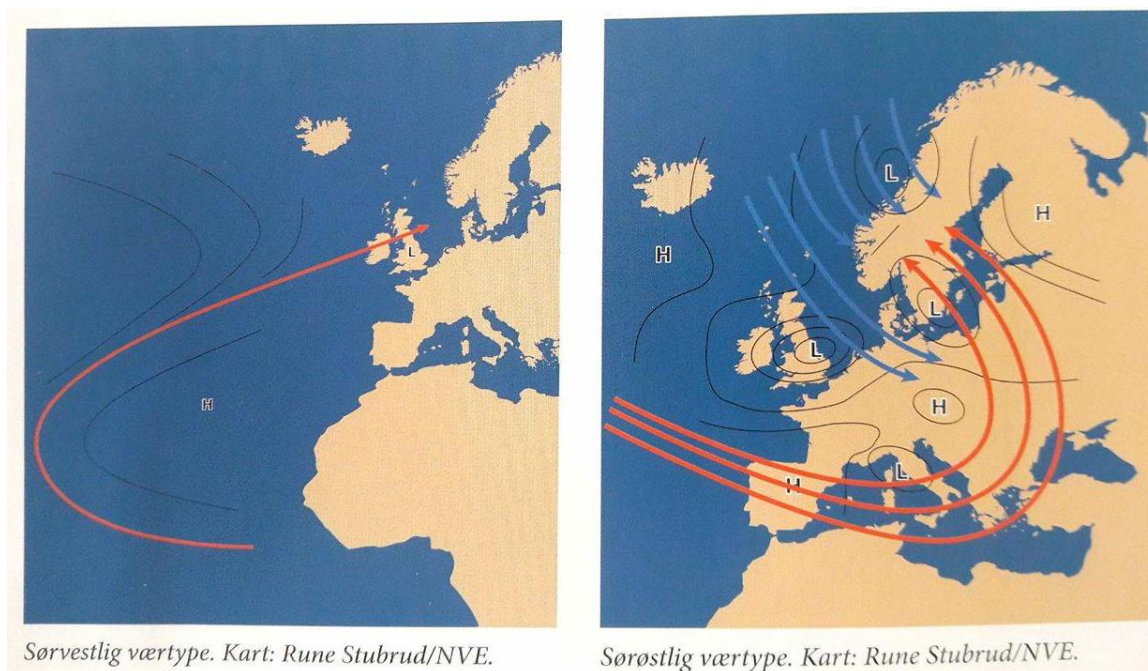
Som tidligere nevnt kan Norge deles inn i regioner utfra nedbørsforskjeller (kapittel 2.2). Disse nedbørsforskjellene kan igjen kobles til ulike værtyper. Værtypene som transporterer varm og fuktig luft til Norge er beskrevet av Roald (2013) og er som følger: polarfrontlavtrykk, sørvestlig værtype og sørøstlig værtype.

Polarfrontlavtrykk oppstår langs med vestavindsbeltet og fører til frontnedbør eller orografisk nedbør på vestkysten. Frontnedbør er relatert til høstflommer på Vestlandet og i Troms (Njøs et al., 1996). Ved orografisk nedbør stiger luften i møte med land og avkjøles, en kaldere luft har mindre plass til nedbør og overskuddet faller da som regn eller snø på lo-siden av fjellet.

Østlandet blir liggende i regnskyggen og mottar minimalt med nedbør. Værtypen er typisk for nedbør på Vestlandet om høsten og vinteren (Roald, 2013).

De regntunge skyene som treffer vestkysten under sørvestlig værtype (Figur 2.2) inneholder rester fra tropiske sykloner og opptrer når lavtrykket ligger øst for Island. Resultatet blir kraftig nedbør på Vestlandet og i Nordland, og denne værtypen er vanligst om høsten (Roald, 2013). Slike nedbørmengder skyldes værphenomenet atmosfærisk 'elv', hvor store mengder fuktighet blir transportert i luften fra subtropiske/tropiske områder. Dette værphenomenet var skyld i flommen på Vestlandet i oktober 2014 da det falt opptil 200-300 mm regn på 3 døgn (Langsholt et al., 2015).

Vestavinden og nedbøren som treffer vestlandet er i vinterhalvåret i stor grad styrt av den nordatlantiske oscillasjonen (NAO). NAO defineres som trykkforskjellen (gjennomsnittlig atmosfærisk trykkdifferanse over 3-6 måneder (Hanssen-Bauer et al., 2015)) mellom lavtrykket over Island og høytrykket over Azorene, og bestemmer styrken på vestavindsbeltet (Hurrell, 1995, Eikenæs et al., 2000). Er NAO indeksen høy (NAO+), det vil si hvis forskjellen er stor, er Island lavtrykket forsterket eller Azorene høytrykket svekket. Dette fører til et forsterket vestavindsbelte som gir våte og varme vintre i Skandinavia, og dermed økt sjanse for vinterflommer. Dette er motsatt ved lav NAO-indeks (NAO-), som gir tørre og kalde vintre (Hurrell, 1995, Hanssen-Bauer et al., 2015).



Figur 2.2: Luftsirkulasjonen (piler) under sørvestlig og sørøstlig værtype, Roald (2013).

I noen tilfeller ligger lavtrykkssenteret i Nordsjøen, samtidig med høytrykk i øst og blokkerende høytrykk over Russland/Finland. Et blokkerende høytrykk i Norskehavet hindrer normal vindtransport langs polarfronten. Vindtransporten vil da inntreffe fra sørøst mot Østlandet og nedbøren faller på Sør- og Østlandet. Det er dette Roald (2013) kaller sørøstlig værtype (Figur 2.2), et såkalt Vb-lavtrykk oppstår. Dette er en sjelden værtype som har forårsaket flere katastrofeflommer både på Østlandet og ellers i Nord-Europa, blant annet Storofsen i 1789 (Østmoe, 1985) og Pinseflommen i 2011 (Roald, 2013). Sørøstlig værtype rammer Østlandet fra juli til august.

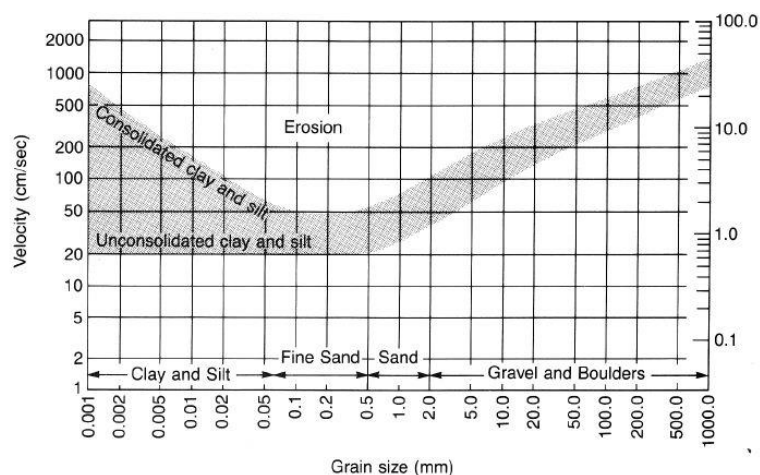
I det store og det hele påvirkes transporten av varm og fuktig luft til Norge ved hjelp av lavtrykksbaner (Hanssen-Bauer et al., 2015). Konvektiv nedbør er en nedbørstype som ikke skyldes lavtrykk og som rammer Østlandet om sommeren (Njøs et al., 1996).

Generelt er det observert en økning i ekstreme værhendelser, som et resultat av endringer i klima, med høyere temperaturer og økt nedbør. Klimaframskrivningene forteller at dette også vil endre seg betydelig fremover (Hanssen-Bauer et al., 2015). Spesielt vil ekstremnedbør ramme Norge oftere og kraftigere, og dermed gi en økt flomfrekvens for regnflommer (Støren et al., 2010, Hanssen-Bauer et al., 2015). Økt vinternedbør vil føre til hyppigere flommer, men grunnet økning i årstemperatur antas det at den høye temperaturen etterhvert vil utligne denne trenden og resultere i færre og mindre snøsmelteflommer, dette gjelder da særlig på Østlandet (Støren og Paasche, 2014). Den økte temperaturen fører også til at vårflommene inntreffer tidligere på grunn av en kortere snøsesong. Dette er hovedfunnene som ble lagt fram i «Klima i Norge»-rapporten fra 2015 (Hanssen-Bauer et al., 2015). Videre er flomstørrelsen på regnflommer forventet å øke med 60 % basert på det høyeste utslippsscenariet (RCP8.5), dette vil i hovedsak gjelde vassdrag på Vestlandet. Det trekkes også fram at små nedbørsfelt og urbane områder vil oppleve flommer hyppigere og med en høyere intensitet i framtiden. Det er angitt et klimapåslag på 0 %, 20 % og 40 % avhengig av vassdragets karakter, med vektlegging på beliggenhet, størrelse og flomtype (Hanssen-Bauer et al., 2015). For Vossovassdraget ble det ved flomberegningene for 200-årsflom benyttet et klimapåslag på 20 % og 40 % (Holmqvist, 2015).

#### **2.4 SEDIMENTASJON I INNSJØER**

Økt vannføring i elver kan føre til erosjon og økt transport av sedimenter (Støren et al., 2010). Hjulstrøms diagram viser hvordan vannhastigheten påvirker ulike kornstørrelser, og grensene mellom erosjon, transport og avsetning bestemmes av forholdet mellom vannhastighet og

kornstørrelse (Sundborg et al., 1956) (Figur 2.3). Elvas evne til å transportere materiale kan forklares med to begreper, kapasitet og kompetanse. Kapasitet (transportevne) er hvor mye materiale elva kan frakte med seg og kompetanse (bæreevne) er hvor store partikler den kan ta opp (Sigmond et al., 2013). Men for å få transport og sedimentasjon i et vassdrag må det først foregå erosjon. Eikenæs et al. (2000) lister opp betingelser for høy erosjonsintensitet i et vassdrag: høy nedbørintensitet, høy jordfuktighet, høyt grunnvannsnivå og erosjonsutsatte jordarter i nedbørsfeltet. Disse betingelsene fremmer erosjon og tilfører vassdraget sedimenter. Erosjon av løsmasser foregår vanligvis øverst i vassdraget, hvor vannføringen er sterkest. Ved avtagende vannhastighet avsettes sedimentene, som ved utflating av elven eller bredere elveløp (Eikenæs et al., 2000). De fineste fraksjonene fraktes lengst og kan transporteres helt til innsjøens dypeste del, som regel ved ekstrem høy vannføring i vassdraget. Sedimentene avsatt her kan fortelle om elvas transportevne bakover i tid, samt sedimentasjonsprosesser i nedbørsfeltet. Innsjøsedimenter er derfor en viktig kilde til informasjon om tidligere flom og skredhendelser.

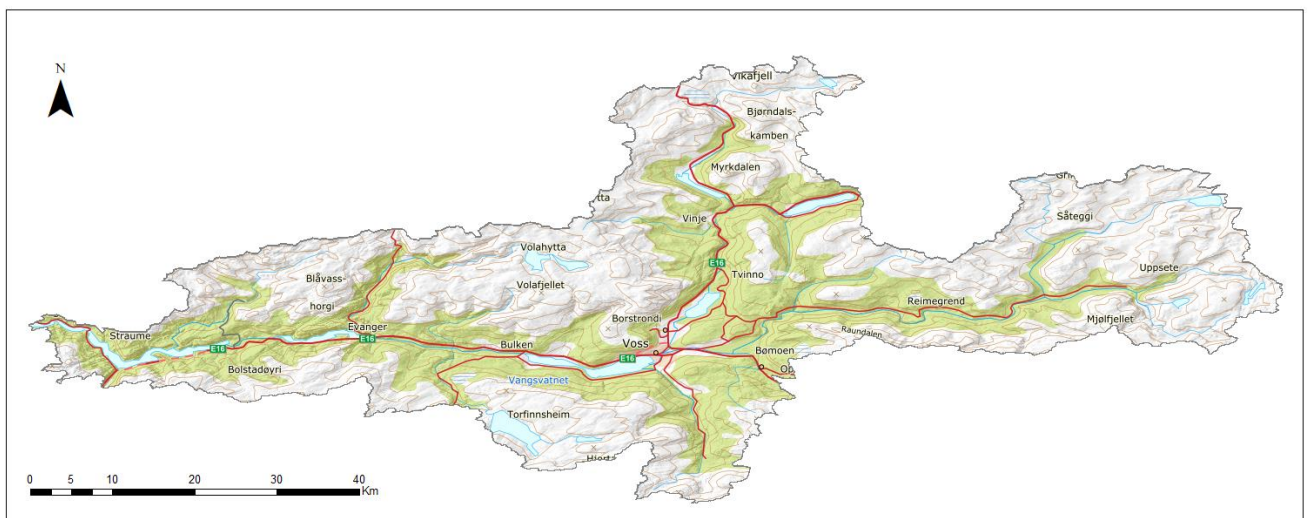


Figur 2.3: Hjulstrøm-diagrammet viser ved hvilke vannhastigheter det foregår erosjon av de ulike kornstørrelsene. Det grå feltet er transportert materiale, mens området under forteller ved hvilke hastigheter materialet blir avsatt. Hentet fra Sundborg et al. (1956).

En måte å studere tidligere flommers størrelse og frekvens på er derfor å undersøke sedimentkjerner fra innsjøer i nedbørsfeltet. For å kunne ta gode sedimentkjerner er det viktig å forstå sedimentasjonsprosessene i en innsjø. Ved vanlig vannføring vil sedimentene tilføres innsjøen ved overstrøm og mellomstrøm. Sedimentene vil da falle rolig nedover i suspensjon fra vannoverflaten. Ved økt vannføring i vassdraget vil vanligvis større partikler fraktes nedover mot innsjøen. Det groveste materialet vil avsettes på deltaet mens finere materiale fortsetter som en turbiditetsstrøm til bunnen av innsjøen, dette fordi det har en høyere tetthet enn vannmassene i innsjøen. En slik avsetning vil vanligvis ha en normal gradering (Gilli et al.,

2013a). I få tilfeller vil bunnen være invers stratifisert, som markerer flommens begynnelse. Bunnen hvor sedimentene faller til ro vil være flat og er den beste lokaliteten å ta sedimentkjernen fra. Her vil også den største kontrasten mellom de avsatte sedimentene være størst grunnet minimalt med minerogent materiale under normale avsetningsforhold (Gilli et al., 2013a). Et slikt sedimentbasseng må ikke ligge for nært eller for langt fra innløpet til innsjøen, dette for å unngå at allerede avsatte sedimenter ikke blir remobilisert og å oppnå at sedimentasjonen er kontinuerlig (Støren et al., 2010).

## 2.5 VOSSOVASSDRAGET

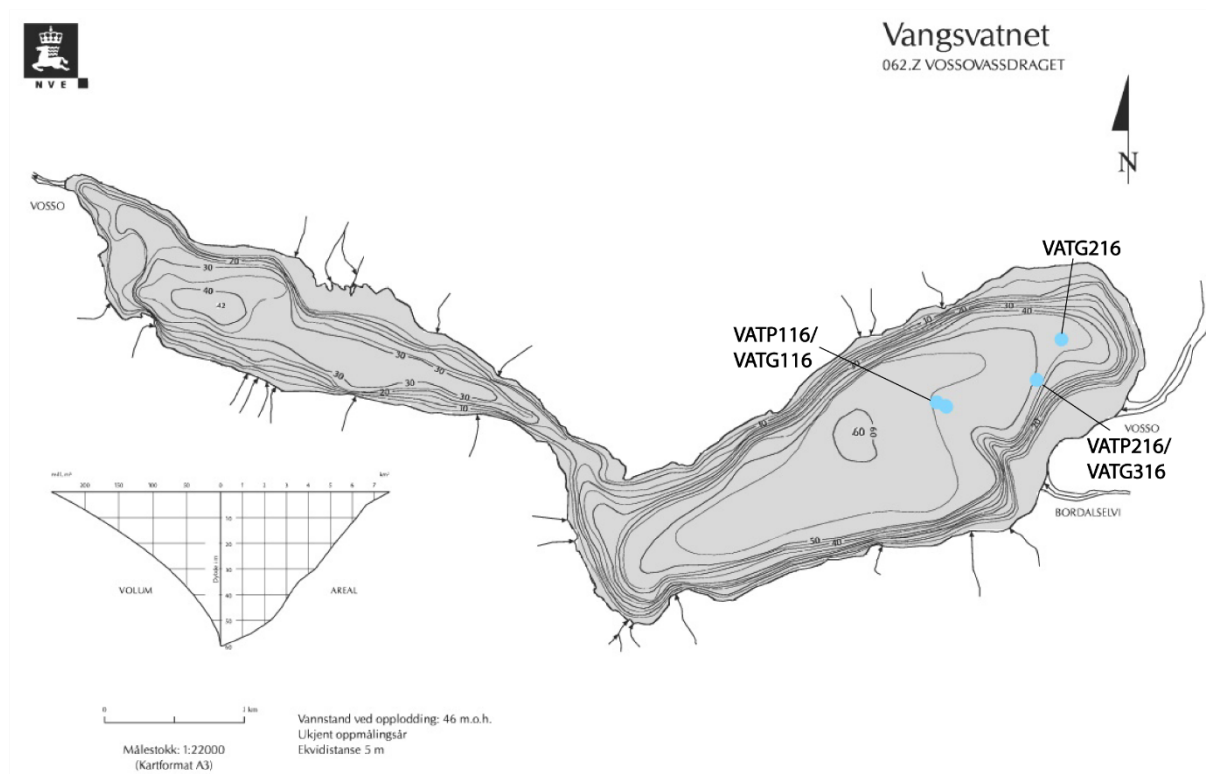


Figur 2.4: Dette kartet viser utbredelsen til Vossovassdraget, med Myrkdalen i nord, Raundalen og Mjølfjell i øst og Bordalen i sør. Kartet er produsert i ArcGIS.

Vossovassdraget (Figur 2.4) ligger i Voss kommune og er det største i Hordaland (1497 km<sup>2</sup>) med utløp til Bolstadfjorden (Midttun, 2003). Vassdraget strekker seg fra øst mot vest og har en mangfoldig geografi. Vangsvatnet (45,5 moh.) er den største innsjøen i vassdraget med et areal på 7,7 km<sup>2</sup> og et nedbørsfelt på 1094 km<sup>2</sup>. Ovenfor Vangsvatnet er det tre hovedelver: Strandaelva, Raundalselva og Bordalselva. Strandaelva drenerer vann fra Vikafjellet og Oppheimsvatnet (337 moh.), og på veien ned mot Vangsvatnet passerer den Lønavatnet (76 moh.), Melsvatnet (75,7 moh.) og Lundarvatnet (71,5 moh.). Raundalselva drenerer fra Mjølfjell og har relativt få og små innsjøer som kan virke flomdempende, i motsetning til Strandaelva. Det er en variert elv med både rolige partier, fosser og gjel. Like ovenfor Bømoen snevrer dalen seg inn og danner et stort gjel på ca. 50 meter. Raundalselva og Strandaelva, som tilsammen tilfører 83 % av vannmengden til Vangsvatnet, møtes ved Voss sentrum og danner elva Vosso som renner ned til Vangsvatnet (Holmqvist, 2003). Bordalselva drenerer høydedraget sør for Vangsvatnet og tilfører ca. 10 % av vannmengden til Vangsvatnet (Midttun,



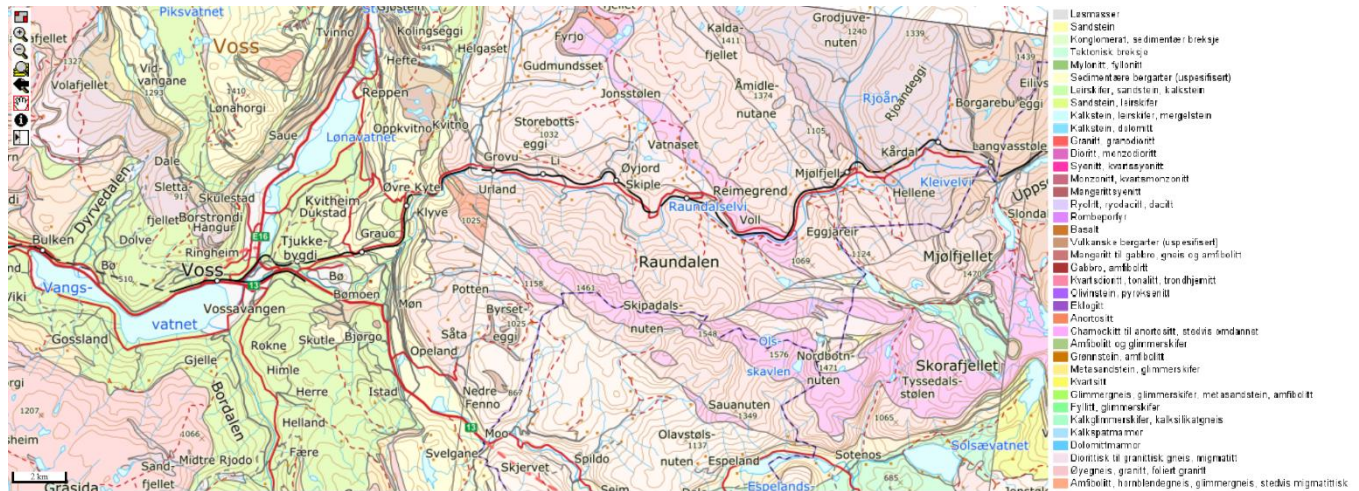
2003). Det er også flere mindre sideelver som renner ned mot Vangsvatnet, Dyrvo som har utløp i nord er verdt å nevne. Vosso renner så ut igjen fra Vangsvatnet ved Bulken mot Evanger og ender tilslutt opp i Bolstadfjorden. Nedbørsfeltet til Vangsvatnet strekker seg fra 1604 moh. til 45,5 moh., med Vangsvatnet som laveste punkt. I de høyeste områdene er det et par breer som utgjør 0,39 prosent av feltet, blant annet Øykjafonn og Olsskavlen (Roald, 2013). Vangsvatnet (45,5 moh.) har to bassenger, ett på 42 meters dyp i vestenden og ett på 60 meters dyp i sørenden (Figur 2.5). Mellom bassengene befinner det seg en terskel på 10-15 meters dyp.



Figur 2.5: Dybdekart med ca. plassering for borelokaliteter markert med blått (NVE, 2018b).

### 2.5.1 Berggrunnsgeologi

Berggrunnen (Figur 2.6) i området er delt i to hvor grunnfjellet (Vossadekkekomplekset (Midttun, 2003)) som stikker opp i sørlige deler av nedslagsfeltet består av granitt, kvartsitt og gneis fra prekambrisk tid. Den vestlige delen av nedslagsfeltet består for det meste av fyllitt som ble omdannet fra leirskifer under den kaledonske fjellkjedefoldingen (Jansen, 1989). Helt nord i feltområde ved Mjølfjell ligger et dekke med anortositt, som er karakteristisk for sin hvite farge. Topografien i området gjenspeiler hardheten til bergartene, med høydedrag i områder med harde bergarter som granitt og gneis, og nedsenkninger i områder med myk fyllitt. Overfordypningen av Vangsvatnet er glasialt dannet gjennom gjentatte istider ved at flere brearmer hadde samløp på Voss (Midttun, 2003).



Figur 2.6: Berggrunnsgeologi for Voss og Raundalen (NGU, 2017b).

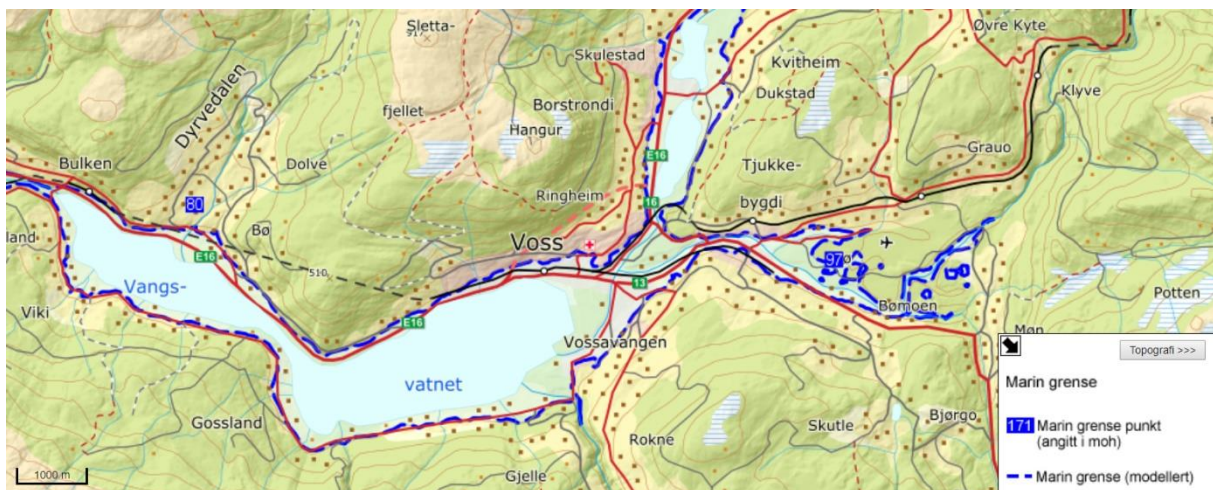
## 2.5.2 Kwartærgeologi

Studieområdet består av mange ulike avsetninger og landformer fra kvartær alder, blant annet forvittringsmateriale, moreneavsetninger, breelv- og elve-avsetninger (Figur 2.7). I Raundalen stikker fjelltoppene (markert med bart fjell i Figur 2.7) opp av løsmassene som hovedsakelig består av morenemateriale. Langs med Raundalselva er det flere steder avsatt fluvialt og glasifluvialt materiale, blant annet en breelvavsetning ved Raundalskyrkja og elveavsetninger ved Voll, Eggjareir og Mjølfjell. Det er tydelig at landskapet på et tidspunkt har vært dekket av is og at det mot slutten av siste istid lå en brearm som strakte seg nedover Raundalen. Figur 2.8 viser marin grense i området som forteller hvor høyt havet sto etter siste istid, den er satt til 97 moh. Samtidig med at havet sank ble det avsatt store mengder glasifluvialt materiale i forbindelse med at isen smeltet. Store delta ble bygd opp til havnivå, og disse utgjør i dag Bømoen, Tvildemoen og Jernesmoen. Jernesmoen er dannet fra materiale som tidligere var avsatt ved utløpet til Bordalen. For 9000 år siden var havnivået så lavt at Vangsvatnet ble isolert til innsjøen som er der i dag (Midttun, 2003). I senere tid har det blitt avsatt et fluvialt delta på Vossevangen der elva Vosso munner ut i Vangsvatnet. Forvittringsmateriale er konsentrert til områdene rundt Vangsvatnet og stammer fra bergarten fyllitt som befinner seg i området.





Figur 2.7: Løsmassekart over Voss og Raundalen (NGU, 2017c).



Figur 2.8: Marin grense for områdene rundt Voss (NGU, 2017a).

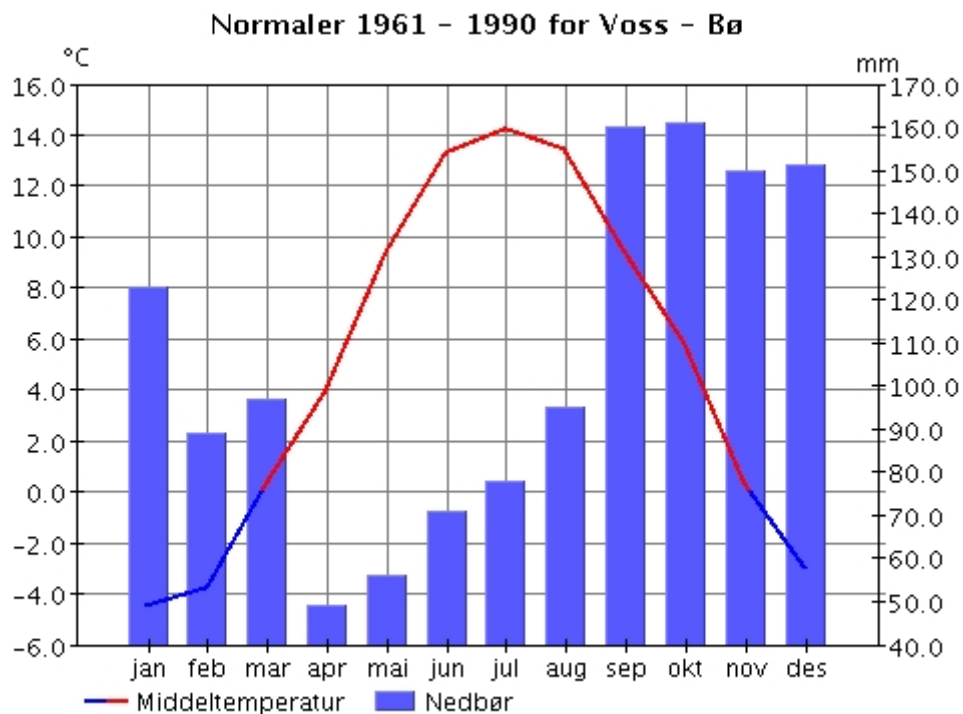
### 2.5.3 Klima/vær

Voss kommune befinner seg ca. 90 km fra vestkysten, i overgangssonen mellom kyst og innenlandsklima. Nærheten til fjellene i øst fører til orografisk nedbør i studieområdet og om vinteren kan nedbøren komme som snø i høydedragene, mens det regner i lavlandet. Vossovassdraget er dermed et godt eksempel på et område hvor snøsmelting samtidig med regn kan føre til flom. Raundalselva er mer utsatt for nedbørområder fra vest (Nordsjøen) enn Strandaelva, som trolig fører til større flommer i Raundalselva (Langsholt et al., 2015).

For klimadiagrammet (Figur 2.9) ble målestasjonen Voss-Bø (Stasjonsnr.:51590, Breddegrad: 60,6421, Lengdegrad: 6,4893) brukt da den har mest data i perioden 1961-1990. Målingene for denne stasjonen begynte i 1967 og ble avsluttet i 2003. Stasjonen befinner seg 125 moh. og ligger på Bømoen. Klimadiagrammet (Figur 2.9) viser temperatur- og nedbørnormaler for perioden 1961-1990. Temperaturen holder seg i denne perioden under null fra november til



mars, med høyeste temperatur i midten av juli på 14 °C. Årstemperaturen ligger på 4,9 °C. Nedbøren i januar, februar og mars befinner seg normalt mellom 90 mm og 120 mm, før den synker til under 50 mm i april. Det sees en økning i nedbør fra april til oktober, som er måneden med mest nedbør (160 mm). Nedbøren for november og desember forholder seg temmelig høyt, over 140 mm. Dette gir en årlig nedbør på totalt 1280 mm (eklima, 2018).



Figur 2.9: Klimadiagram for Voss-Bø målestasjon for perioden 1961-1990. Hentet fra [eklima.met.no](http://eklima.met.no).

#### 2.5.4 Historiske flommer og vannføringsdata

Vossovassdraget har et langt historisk flomarkiv (Midttun, 2003), og alle registrerte historiske flommer er i Roald (2013). Den første kjente flommen er fra 1604, og er markert på en av pilarene til Voss kirke. 1:6:04^v står det skrevet, og det er tolket til mai 1604 (Berg og Voss, 1977, Midttun, 2003). Den første registrerte flommen er fra 1719 og da ble det sagt at vannet sto helt opp til koret i kirken slik at man kunne ro til alters (Kindem og Voss, 1933, Midttun, 2003). Tre flommer til fulgte på 1700-tallet: 1743, 1745 og 1790. Flommen i 1743 er kjent som Storeflaumen og er den største dokumenterte flommen som har rammet Vestlandet. Da og sto vannet til koret av kirken og høyeste vannføring under flommen er beregnet til 700 m<sup>3</sup>/s, samme som i 1719 og 1790 (Holmqvist, 2015). Storeflaumen fant sted i begynnelsen av desember og forholdene lå til rette for at det ble en flom av store proporsjoner. Det var en kald høst i forkant med teledannelse i fjellområdene som førte til redusert infiltrasjon, i tillegg falt nedbøren i

november som snø. Da varmluften kom strømmende fra sørvest førte mildværet til at snøen smeltet samtidig med det kraftige regnværet. Vangsvatnet var så høyt at vannet sto 2,5 meter (4 alner) opp på husveggen til husene på Vossevangen (Kindem og Voss, 1933). Det er også registrert mange skredhendelser i forbindelse med Storeflaumen, men Voss ble ikke like hardt rammet av skred som resten av Vestlandet (Roald, 2013).

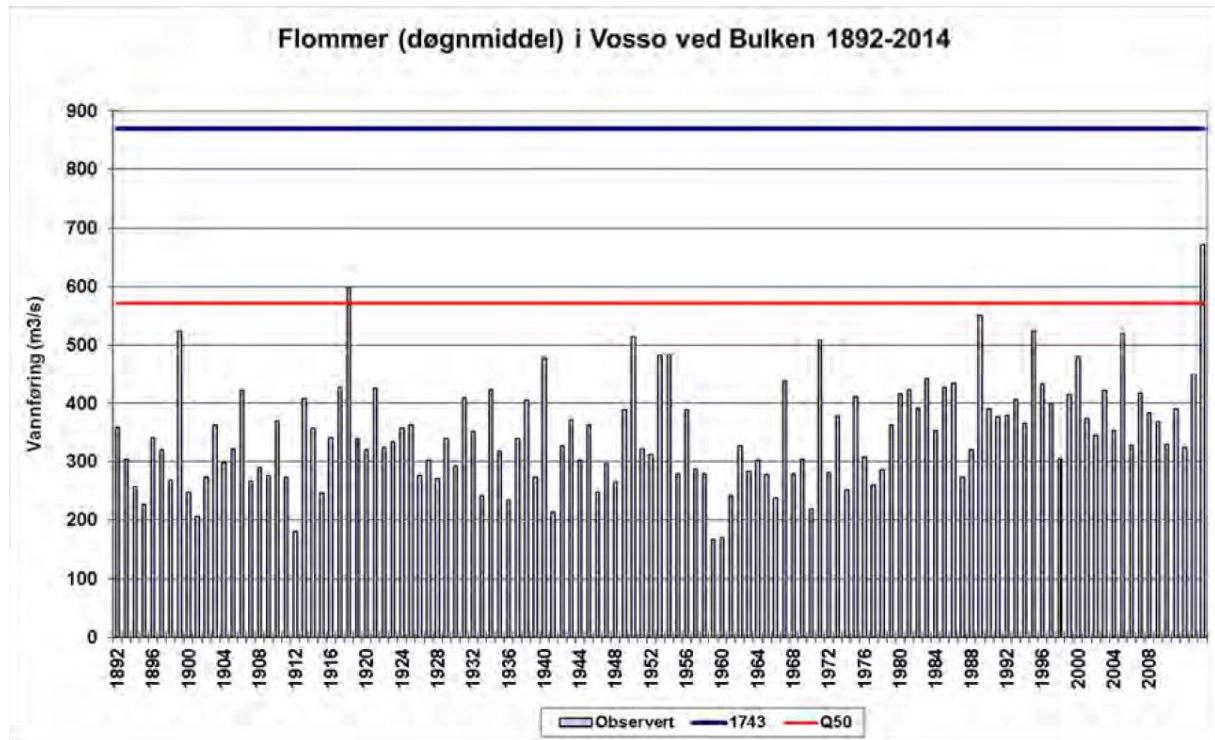
På 1800-tallet er det registrert ni flommer, der to fant sted like før senkningsarbeidene ved utløpet til Vangsvatnet i 1865-66. Flommen i 1862 og 1864 var nok pådrivere til at utløpet ble endret, men søknaden om flomsenkning ble sendt allerede i 1854 (Andersen, 1996). Dette tyder på at det har vært flere større flommer enn de som er registrert på 1800-tallet. Kindem og Voss (1933) nevner blant annet en flom vinteren 1806. Holmqvist (2015) har i sine beregninger av vannføring for flommer før 1865 brukt at vannstanden i Vangsvatnet var 1,9 meter (6 fot) høyere, etter Kanaldirektørens uttalelse: «at en Flom som den i 1864 ganske sikkert var sænket 4 Fod, kanskje 5 à 6 Fod som følge av dette» (Kanalkontoret, 1888). Høy vannstand fulgte også etter senkningsarbeidene: 1871, 1873, 1874, 1884 og 1888 (Kindem og Voss, 1933). Flommen i 1873 og 1888 er oppgitt til å være like store som i 1862, hvor postveien ble oversvømt. I 1884 var vannstanden 66 centimeter (26 tommer) høyere enn i 1873 (Roald, 2013). Beregnede vannføringer for flommene før 1892 er listet opp i Tabell 1 (Holmqvist, 2015).

Tabell 1: Registrerte flommer 1604 til 2014. Hentet fra Holmqvist (2015).

År	Vst (lokal)	Vst (moh)	Vannføring	Kommentar (fra Roald, 2013)
1604	11,2	55,47	900	Avmerket på kirkevegg
1719	9,94	54,21	700	Omtrent som i 1743
1743	9,94	54,21	700	Vann til koret i kirken
1745	9,63	53,90	650	Vann opp i kirken
1790	9,94	54,21	700	Omtrent som i 1743
1864	7,36	51,63	400	Postvei oversvømt
1865-66; senkningsarbeider, noe tilleggsarbeid 1867 - ca. 1870				
1873	7,36	51,63	600	Postvei oversvømt
1884	8,02	52,29	703	26 tommer høyere enn i 1873
1888	7,36	51,63	615	5 tommer høyere enn i 1918, omtrent samme høyde som i 1873
1918	7,23	51,50	598	
Etter senkningsarbeidene 1990-91				
2014	7,03	51,30	813	

Etter at vannføringsmålingene ved Bulken ble satt i gang i 1892 er det god oversikt over flommene i Vossovassdraget (Figur 2.10). Roald (2013) kaller disse flommene for observerte flommer og har sortert de etter størrelse. Den største flommen etter at registrering av vannføring begynte var i 1918, såfremt man ser bort fra flommen i 2014 som hadde en vannføring på hele 813 m<sup>3</sup>/s. Flommen i 1918 var utløst av snøsmelting og regn ifølge observatøren ved Bulken

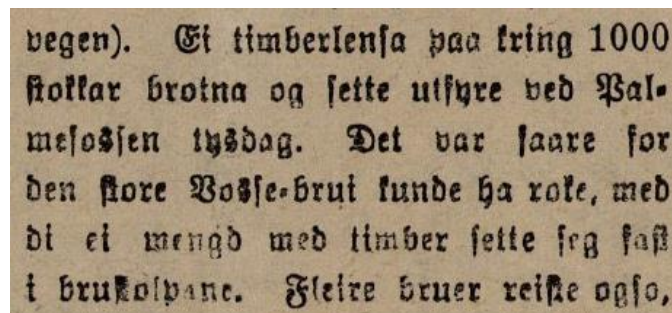
(Holmqvist, 2003). I perioden med vannføringsmålinger er det kun flommen i 1918 og 2014 som overstiger nivået for 50-årsflom (Figur 2.10) (Holmqvist, 2015). Det ble også observert flom i 1899, 1921, 1940, 1950, 1953, 1954, 1967, 1971, 1983, 1989, 1995, 2000 og 2005 (Roald, 2013). Der seks av disse flommene hadde en vannføring over 500m<sup>3</sup>/s: 1899, 1950, 1971, 1989, 1995 og 2005 (Figur 2.10).



Figur 2.10: Største døgnmiddelvannføring hvert år i Vosso ved 62.5 Bulken 1892-2014. Rød linje markerer nivået for 50-årsflom, blå linje markerer nivået for flommen i 1743. Vannføringen er kun målt en gang per døgn før 1994, kontinuerlig etter dette. Hentet fra Langsholt et al. (2015).

I lokalavisa Hordaland er flere av disse flommene dokumentert og beskrevet, og er dermed et nyttig arkiv for å finne ut mer om flomforholdene. Flommen i 1884 beskrives som på størrelse med Storeflaumen i 1743. Nylig snøfall med påfølgende uvær og regn førte til at vannstanden i Vangsvatnet økte umiddelbart. Jernbanelinjen og flere broer ble ødelagt under flommen (Hordaland, 1884). Om flommen i 1888 skriver lokalavisa: «Været der i begynnelsen av Oktober maaned var temmelig vinterligt med kulde og sne, forandret sig i siste halvdel av maaneden til mildt vær med regn» (Hordaland, 1888). Overskriften i Hordaland den 3. november 1899 var: «En voldsom flom». I teksten står det at kaldt vær med snøfall i fjellene, etterfulgt av mildvær og opptil en uke med kraftig regn var årsak til flommen (Hordaland, 1899). Den 12. oktober 1918 er det skrevet i avisa Hordaland at elvene økte raskt etter snøsmelting og kraftig regn, og det sto følgende om flommen: «...igaar var ein flaum som ein ikkje har hatt maken til paa mange tier». Det står at flere bruer ble ødelagt og jernbanelinja

oversvømt flere steder (Hordaland, 1918). Midttun (2003) skriver i sin masteroppgave at Reidar Ringheim utfra bilder antar at flommen var større i 1888 enn i 1918, noe som også samsvarer med dokumentasjon fra Kanalkontoret (1888). Alle disse flommene var høstflommer med samme hendelsesforløp, og inntraff i oktober/november. Den første store vårflommen det er skrevet om var i 1921. Flommen inntraff etter en lang nedbørsperiode i forbindelse med snøsmelting. Under denne flommen ble det transportert store mengder med tømmer utfor Palmefossen (Figur 2.11). Flommen utløste også flere jordras, «...små jordras hev gjenge her og der» stod det i avisa (Hordaland, 1921). Også flommen i 1950 var forårsaket av snøsmelting i kombinasjon med regn, og er den største vårflommen det er opplyst om (Hordaland, 1950). Flommen i 1950 og 1971 (Hordaland, 1971) er betegnet som de verste flommene på henholdsvis 30 og 53 år, vannføringsdataene forteller om en tilnærmet lik vannføring for disse to (Figur 2.10).



vegen). Et timberlensa paa tring 1000  
stokkar brotna og sette utfyre ved Pal-  
mefossen tysdag. Det var saare for  
den store Vosse-brut kunde ha roke, med  
di ei mengd med timber sette seg fast  
i brukolpane. Fleire bruer reiste ogsa,

Figur 2.11: Avisutklipp fra vårflommen i 1921 som forklarer om tømmeret som havnet utfor Palmefossen. Hentet fra avisa Hordaland, 30.07.1921 (Hordaland, 1921).

I avisa Hordaland er flommen i 1989 betegnet som 100-års flom (Hordaland, 1989), og den var et resultat av snøsmelting og kraftig regnvær (Holmqvist, 2003). Kommuneingeniør Sjur Himle fortalte til avisa at den tidligere senkningen av Myrkdalsvatnet kan ha vært med på å forsterke flommen, da flomtoppen i Strandaelva og Raundalselva nå sammenfaller i det de går sammen til Vosso (Hordaland, 1989).

I 1990/91 ble det igjen utført senkningsarbeid i utløpet til Vangsvatnet. Etter dette har det vært fire store flommer: 1995, 2000, 2005 og 2014. Alle overgikk de hverandre med høyere vannstand siden senkningen. Flommen i 2000 var forårsaket av store nedbørsmengder i kombinasjon med kraftig regn. I tillegg var det flomvannstand i Vangsvatnet bare fire uker tidligere. Et stort jordras på Mjølfjell førte til en grumsete Raundalselv med masse materiale (Herre, 2000). Under flommen i 2005 ble 50 personer evakuerte på grunn av ras i Brekkereino på Voss. Flomfaren i området var stor og overingeniør Leif Johnny Bogetveit fortalte til avisa Hordaland at vannstanden ikke har stått høyere siden senkningen, i tillegg omtalte han flommen



som nesten 50-årsflom (Tepstad, 2005). I 2014 ble Vossovassdraget rammet av en 200-årsflom og store deler av befolkning på Vossevangen ble evakuert, i tillegg til at E16 og Bergensbanen ble stengt. Målestasjonen Bulken registrerte under denne flommen den største vannføringen siden målingene startet i 1892 (Langsholt et al., 2015). Store vannmengder rammet også bygda året etter, men da var det hovedsakelig Voss Camping som ble oversvømt. Ordføreren i Voss uttalte til Bergensavisa at det var moderate skader i forhold til fjorårets flom (Haugen, 2015).

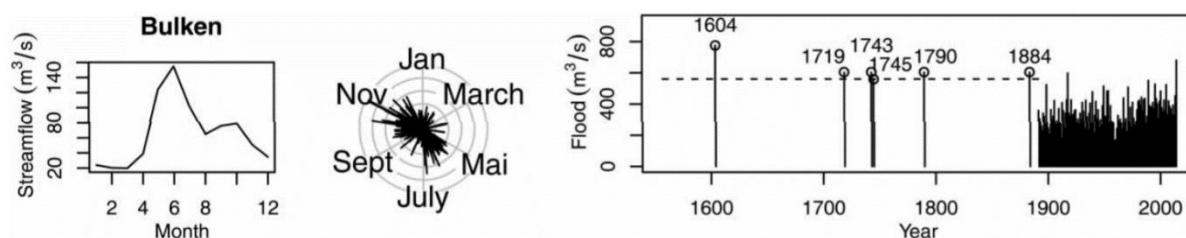


Figur 2.12: Tintrabrua ved flom i Vosso. Fra øverst til venstre flommen i 1971 (Hordaland, 1971), 1983 (Hordaland, 1983), 2014 (Foto: Svein Ulvund) og 1989 (Hordaland, 1989).

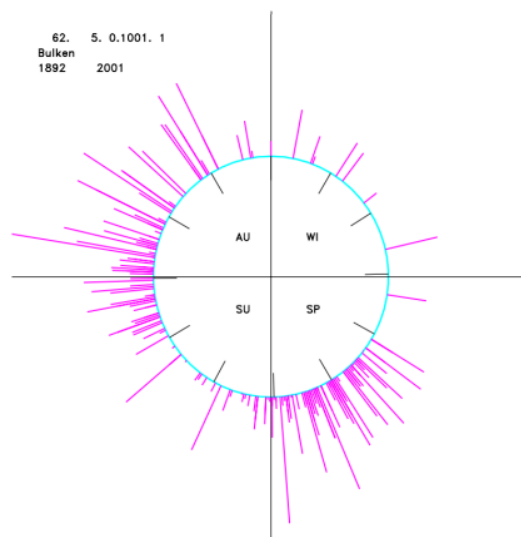
Typiske flomskader på Voss er vann i kjeller, ødelagte broer, oversvømte veier og oversvømmelse av jernbanelinjen. Blant annet har Tintrabrua ved flere anledninger blitt ødelagt (Figur 2.12). For å redusere flomskader på bebyggelsen i Voss sentrum er det utført senkningsarbeider i utløpet til Vangsvatnet. Den høye vannstanden i Vangsvatnet skyldes blant annet det trange utløpet ved Bulken og det er derfor gjort forsøk på å endre utløpet to ganger. Den første gangen i 1865-66 var ikke tilstrekkelig for å minke oversvømmelsene på Vossevangen. Andre gangen senkningsarbeider ble utført var i 1990-1991. Da ble det laget en terskel på 2,4 meter, samt utgraving av elveløpet nedenfor på 17x600 meter. Målet var at en 50-årsflom skulle senkes med 0,9 meter (Andersen, 1996). I ettertid ser man at vannstanden har blitt senket med hele 1,3-1,6 meter (Berg, 1999). Et problem som kan oppstå ved endring av utløp er økt flomnivå nedstrøms, resultatet kan bli en raskere og spissere flomtopp. Senkning av vannstanden fører til raskere gjennomstrømning av vann. Berg (1999) har undersøkt virkningen av senkningstiltaket og konkludert med at flomnivået nedstrøms har en liten endring

for lave gjentaksintervall, med mindre flomtopen i Vosso sammenfaller med flomtopen i Teigdalselvi. Endringene vil uansett være minimale for store flommer. I Myrkdalsvatnet ble det utført senkningstiltak i 1987, også her var flomøkningen nedstrøms minimal.

Figur 2.13 viser hvordan vannføringen ved målestasjonen Bulken varierer gjennom året og med årstidene, samt den største flommen hvert år (Engeland et al., 2017). Rosediagrammet i Figur 2.14 viser bedre når på året de største flommene har inntruffet, og det er tydelig at de største vannføringene som er registrert forekommer om våren og høsten. Økt vannføring i mai og juni er et resultat av snøsmelting, mens den høye vannføringen om høsten som oftest skyldes kraftig regn. De største flommene opptrer sent om høsten i november, utfra rosediagrammet i Figur 2.13. Roald (2013) nevner også at det er flest flommer om høsten og at det er størst sjanse for at årets største flom inntreffer mellom mai og november.



Figur 2.13: Grafen til venstre viser gjennomsnittlig vannføring gjennom året, rosediagrammet i midten viser sesongvariasjoner for flommer ved Bulken, og grafen til høyre viser årets største flom, med historiske data før 1892 og registrerte vannføringsdata etter 1892. Hentet fra Engeland et al. (2017).



Figur 2.14: Flommer i Vosso 1892-2001. Sirkelen representerer året med start rett opp. Vannføringer større enn 268 m<sup>3</sup>/s, som tilsvarer ca. 80 % av midlere flom, er markert når på året de opptrer og med relativ størrelse. Hentet fra Holmqvist (2003).

## 3 METODER

Feltarbeidet for denne oppgaven ble utført over fem dager i juni 2016. Tre dager ble brukt til innsamling av prøver fra potensielle sedimentkilder til Vangsvatnets nedslagsfeltet, og to dager til dybdemålinger og innhenting av sedimentkjerner fra Vangsvatnet. To av sedimentkjernene ble hentet opp med stempelprøvetaker (Nesje, 1992) og tre av sedimentkjernene med gravitasjonsprøvetaker (Uwitec, 2018). Dybdemålinger ble utført ved bruk av CHIRP (Edgetech, 2017).

Laboratoriearbeidet ble gjennomført på EARTHLAB (Earth Surface Sediment Laboratory) ved Universitetet i Bergen høsten 2016. Før sedimentkjernene ble undersøkt på laboratoriet ble de delt i lengderetningen, hvor den ene halvdel ble klargjort for videre analyser og den andre lagret ved fire grader som referansekjerne. Alle de fem sedimentkjernene og nedslagsfeltprøvene ble skannet for geokjemiske elementer og magnetisk susceptibilitet. Av sedimentkjernene ble VATP216 valgt til bruk for kornstørrelsesanalyse og radiokarbondatering grunnet synlige lag som samsvarer med kalsiuminnholdet i kjernen. Blydatering ble utført på kjerne VATG316 da denne korrelerer med VATP216.

### 3.1 FELTARBEID

#### 3.1.1 Innsamling av prøver fra nedslagsfeltet

Før feltarbeidet ble flyfoto (Kartverket, 2017) og løsmassekart (NGU, 2017c) studert for å bestemme eventuelle lokaliteter. Fluviale og glasifluviale delta ble vektlagt, da et delta mest sannsynlig representerer materiale som kan bli transportert til innsjøen under flomhendelser. Hensikten med innsamlingen er å knytte nedslagsfeltprøvene til sedimentene som er avsatt i Vangsvatnet og dermed kunne si noe om opprinnelsen til flomsedimentene (kildeområdet). Totalt 29 nedslagsfeltprøver fra potensielle sedimentkilder ble samlet inn og 28 av dem ble analysert på laboratoriet.

#### 3.1.2 Dybdemålinger: CHIRP-innsamling

Seismikk ble samlet inn ved bruk av CHIRP teknologi (Edgetech, 2017). Innsamlingen foregikk ved å plassere instrumentet på siden av en gummibåt for så å kjøre profiler. Sedimentene blir på denne måten kartlagt ved at signalet som sendes ut penetrerer ned i sedimentene før det returnerer til vannoverflaten, hvor det registreres. Det seismiske profilet kunne observeres

direkte på en datamaskin som var koblet til instrumentet. Flere profiler ble kjørt med båt på kryss og tvers av Vangsvatnet for å få en best mulig oversikt over innsjøens batymetri og for å kunne identifisere ideelle borelokaliteter. Ettersom det var mye gass i sedimentene var det bare mulig å registrere et par meter av lagpakken.

### 3.1.3 Kjernetaking

Som nevnt i kapittel 2.4 er den mest ideelle lokaliteten for kjernetaking av sedimenter på bunnen av innsjøen hvor det er flatt og sedimentasjonen er kontinuerlig (Støren et al., 2010, Gilli et al., 2013b). På bakgrunn av dette ble bassenget i Vangsvatnet på ca. 60 meters dyp valgt til kjernetaking. Borelokalitetene ble markert som punkt med GPS (Garmin 62), samtidig ble ekkolodd brukt til å bestemme dybde.

Det ble tatt opp to kjerner fra Vangsvatnet med stempelprøvetaker (Nesje, 1992), VATP116 (310 cm) og VATP216 (246 cm) (Figur 2.5). Røret som ble brukt under boringen var et 6 meter langt PVC rør med borehode i toppen og sedimentfanger i bunnen. Inne i røret er det et bevegelig stempel som må være like over sedimentfangeren når det senkes ned i innsjøen. Før stempelprøvetakeren ble senket ned ble røret fylt med vann, dette for at stempelet ikke skal presses opp og røret skal holde seg loddrett i vannsøylen. Stempelprøvetakeren ble så senket ned manuelt med to tau, ett festet til borehodet og det andre til stempelet, med samme hastighet. Da bunnen av røret nådde sedimentoverflaten, ble et lodd ført ned langs med tauene til toppen av røret. Stempelet ble holdt i ro mens loddet ble sluppet ned på borehodet slik at det trengte kontrollert ned i sedimentene. Tauet til borehodet ble hele tiden holdt stramt slik at røret ikke boret skeivt ned i sedimentene. Videre ble en teip festet på tauet til borehodet for hver meter, dette for å ha en oversikt over hvor langt røret trengte ned i sedimentene. Boringen ble stoppet ved antakelse av dobbeltslag. Dobbeltslag indikerer hardt underlag, som stein eller ugjennomtrengelige sedimenter. Stempelprøvetakeren ble sakte heist opp, dette for å få minst mulig forstyrrelse av sedimentene i kjernen. På land ble sedimentfangeren og borehodet fjernet før røret ble tett for transport. Stempelkjernetakeren ble operert fra flåte og anker ble brukt for å holde flåten i ro under boringen. Denne kjernetakeren er enkel i bruk og tar lange kjerner som er enkle å frakte, og kan brukes i innsjøer med vandyp opptil 100 meter (Nesje, 1992). En ulempe ved bruk av denne kjernetakeren er at overgangen mellom vannmasser og sedimenter vanligvis ikke blir bevart, dette kan løses ved å samtidig bruke en gravitasjonsprøvetaker. Derfor ble det hentet tre sedimentkjerner, VATG116 (91 cm), VATG216 (107 cm) og VATG316 (85 cm) (Figur 2.5), fra Vangsvatnet med en



gravitasjonsprøvetaker (Uwitec, 2018). Den utnytter vakuum til å bevare toppen av sedimentene slik de ble avsatt. Gravitasjonsprøvetakeren ble senket ned med stramt tau og den innebygde vekten ble brukt til å banke kjernetakeren ned i sedimentene. Lukkemekanismen i toppen ble automatisk stengt da røret nådde bunnen og kjernetakeren kunne da heises opp. Før bunnen av røret nådde vannoverflaten ble den tettet med et stempel, som er viktig for å bevare vakuemet i røret. Ulempen med denne kjernetakeren er at den tar en begrenset lengde kjerneprøver, ofte bare 1-2 meter. Ved å bruke både stempelprøvetaker og gravitasjonsprøvetaker får man dermed et mer helhetlig bilde av bunnsedimentene.

## **3.2 LABORATORIEARBEID**

### **3.2.1 Analyser av nedslagsfeltprøver**

For at nedslagsfeltprøvene skulle bli sammenlignbare med materialet i sedimentkjernene ble de våtsiktet gjennom en sikt på 63  $\mu\text{m}$ , hvor materialet under 63  $\mu\text{m}$  ble fanget i 2 liters bøtter. Bøttene ble plassert på benken til alt materialet hadde sunket til bunnen og overflødig vann kunne tømmes av. For å fordampe resten av vannet ble de satt i tørkeskap (50 °C) et par dager. De tørkede prøvene ble så overført til begerglass og behandlet med hydrogenperoksid. Begerglassene ble plassert på en varmeplate (ca. 100 °C), deretter ble ca. 5 ml 35 %  $\text{H}_2\text{O}_2$  tilsatt i porsjoner inntil reaksjonen opphørte. Det var noe usikkerhet om fyllitt ville reagere med hydrogenperoksid. Dette ble testet ved å se på en del av prøve 11 i mikroskop før og etter behandling. Andelen mørke mineraler, fyllitt, ble antatt å være den samme og metoden kunne derfor trygt brukes på alle prøvene. Totalt 28 nedslagsfeltprøver ble behandlet på denne måten før de ble videre analysert med ITRAX kjerneskanter og Agico MFK1-FA Kappa Bridge, som måler henholdsvis mengden geokjemiske elementer (kapittel 3.2.2) og magnetisk susceptibilitet (kapittel 3.2.3) for prøvene.

### **3.2.2 Røntgen fluoressens (XRF-skanning)**

Alle sedimentkjernene fra Vangsvatnet (VATP116 (310 cm), VATP216 (246 cm), VATG116 (91 cm), VATG216 (107 cm) og VATG316 (85 cm)) ble røntgenskannet ved bruk av en ITRAX kjerneskanter. Røntgen fluoressens (XRF) skanning er en metode som gir et umiddelbart bilde av de geokjemiske elementene uten noen forstyrrelse av selve materialet. En XRF-skanner kan bestemme den kjemiske sammensetningen (aluminium til uran) til alle typer materialer

med svært høy oppløsning. I dette tilfellet ble halve sedimentkjerner skannet med en ITRAX kjerneskaner, som kan skanne kjerner opptil 1,8 meter med en oppløsning på 200  $\mu\text{m}$  (Croudace et al., 2006). Før skanning ble sedimentoverflaten jevnet ut med en skrape, for så å dekke den med en tynn plastfolie. Overflateskanning ble utført før røntgenskanningen startet for å registrere variasjoner på overflaten slik at maskinen målte sedimenter og ikke luft. Hvis det ga utslag for store endringer i overflaten ble det forsøkt å jevne det ut med en skrape. I noen tilfeller var det store hull i kjernen, disse ble tettet igjen med teip under skanningen. Følgende innstillinger ble brukt: kV = 35, mA = 55, måletid = 10 sek per punkt, oppløsning = 200  $\mu\text{m}$ . Selve skanningen ble gjennomført ved at sedimentene bestråles av en røntgenstråle, en kilde bestående av et molybden (Mo) rør. En detektor registrerer energien som sendes tilbake, eksiteres, når røntgenstrålen treffer kjernens overflate. Type element bestemmes utfra energien på ulike bølgelengder dannet av eksitasjonen (Brouwer, 2006). Nedslagsfeltprøvene ble også skannet med ITRAX kjerneskaneren, hvor 2 cm<sup>3</sup> av hver prøve ble plassert i en PVC-skinne (Figur 3.1). Gjennomsnittet av de 30 midterste verdiene ble plukket ut for hver prøve.



Figur 3.1: Bilde tatt av XRF- skanneren som viser de 28 nedslagsfeltprøvene i PVC-skinne.

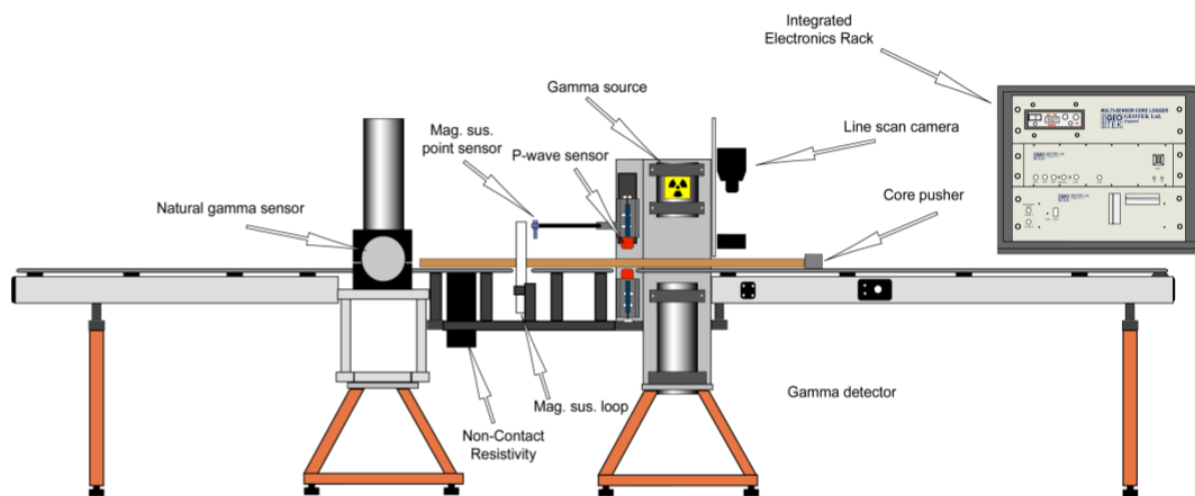
XRF-skanning gir relative verdier, uttrykt ved tellerater (cps = eng. counts per second), som gjenspeiler endringer i sedimentkjernene og nedslagsfeltprøvene. Metoden er dermed et nyttig verktøy for å identifisere mulige flomlag i kjernene, samt registrere den geokjemiske sammensetningen av materiale fra kildeområde. Det bør likevel nevnes at verdiene som metoden gir bør brukes med forsiktighet og kun være et verktøy før videre undersøkelser (Croudace et al., 2006, Støren et al., 2016). Noen avvik kan forekomme som et resultat av varierende vanninnhold og kornstørrelse, ujevn overflate og dannelse av vannfilm under plastfolien. Vannmettede sedimenter absorberer røntgenstrålen og gir en lavere tellerate for elementene (Hennekam og de Lange, 2012). Det mest ideelle er å bruke tørkede prøver i form av pellets, men dette vil være en mer tidkrevende prosess (Jansen et al., 1998).

Tidligere studier viser at det er en sammenheng mellom kornstørrelse og tellerate (Cuven et al., 2010, Vasskog et al., 2012). Rubidium (Rb), kalium (K), titan (Ti), mangan (Mn) og jern (Fe) har normalt høye tellerater for de fineste avsetningene, mens silisium (Si) og zircon (Zr) har høye tellerater for de groveste avsetningene. Samtidig vil minerogent materiale gjengis med høye tellerater for Si, Al, Fe, K og Ti (Revel-Rolland et al., 2005). I studien til Vasskog et al.

(2011) er flomlag kjennetegnet ved lav Rb/Sr (strontium)-ratio, som gjenspeiler den kjemiske forvitringen til et nedslagsfelt (Jin et al., 2006).

### 3.2.3 Magnetisk susceptibilitet

Magnetisk susceptibilitet gir et mål på sedimentenes evne til å magnetiseres når de utsettes for et magnetfelt. Utslaget indikerer hvor magnetisk sedimentene er og kan måles ved å benytte ulike instrumenter. I denne oppgaven ble en Geotek Multi Sensor Core Logger (Figur 3.2) (GEOTEK, 2000) med en Bartington MS2 punktsensor brukt på sedimentkjernene fra Vangsvatnet og en Agico MFK1 Kappa Bridge brukt på nedslagsfeltprøvene fra Vossovassdraget.



Figur 3.2: Viser en skjematisk oversikt over Geotek MSCL (GEOTEK, 2000), som måler magnetisk susceptibilitet ved at en punktsensor senkes ned til overflaten av sedimentene. Kjernen skyves langs båndet samtidig mens punktsensoren måler MS for sedimentene.

Bartington MS2 punktsensor er et mye brukt instrument for måling av magnetiske egenskaper til sedimenter og ble brukt på VATP116 (310 cm), VATP216 (246 cm), VATG116 (91 cm), VATG216 (107 cm) og VATG316 (85 cm). Det er en enkel og rask metode som utføres på splittede kjerner (Dearing, 1994). Metoden gir målinger uten noen som helst forstyrrelse av sedimentene (Thompson et al., 1975), på samme måte som XRF-skanning. Instrumentet utsetter prøven for et magnetfelt med den hensikt å registrere magnetismen til sedimentene (Dearing, 1994). Følgende innstillinger ble brukt: oppløsning = 2 mm, MS = 10 sek, sensitivitet = 1.0.

### 3.2.4 Miljømagnetisme

Sammensetningen av magnetiske mineraler i sedimentene kan fortelle noe om avsetningsforhold når de ble avsatt, og dermed være en indikator for spesifikke hendelser som

flom og skred. Sedimentene er sammensatt av ferro- para- og dia-magnetiske mineraler. Ferromagnetiske mineraler har en permanent magnetisering, mens paramagnetiske mineraler får en midlertidig magnetisering når det utsettes for et magnetfelt. Både ferro- og paramagnetiske mineraler vil ha et positivt utslag for magnetisk susceptibilitet. Diamagnetiske mineraler har ingen magnetisme og vil svekke magnetfeltet slik at utslaget blir negativt, som for eksempel organisk materiale, kvarts og vann (Dearing, 1994). Store mengder para- (biotitt og pyritt) og ferro-magnetiske (hematitt og magnetitt) mineraler er vanlige å finne i minerogent materiale (Nesje et al., 2004), og i noen tilfeller er flomsedimenter kjennetegnet med høy magnetisk susceptibilitet (Støren et al., 2010). Det må nevnes at det må tas hensyn til at mengden magnetiske mineraler avhenger av dreneringsområdets berggrunnsgeologi (Gilli et al., 2013b) og graden av forvitring sedimentene er utsatt for (Vasskog et al., 2011, Kvisvik et al., 2015, Støren et al., 2016). For innsjøsedimenter er magnetisk susceptibilitet brukt blant annet som mål på erosjon og transport av klastisk materiale fra nedslagsfeltet til innsjøen (Snowball og Thompson, 1990).

Agico MFK1 Kappa Bridge ble brukt til å måle magnetisk susceptibilitet for enkeltprøver, hvor totalt 28 nedslagsfeltprøver ble målt ved to ulike temperaturer, ved romtemperatur (273 K) og etter å ha ligget i flytende nitrogen ved 77K. Alle prøvene ble behandlet i samsvar med beskrivelsen i kapittel 3.2.1 før utførelse. Prøvene ble så fylt i små sylindere med lokk på opptil 1 ml merket, med veiing før og etter fylling. Denne metoden brukes til å finne forholdet mellom paramagnetiske og ferromagnetiske mineraler i en prøve. Paramagnetiske mineraler er de eneste som varierer med temperatur og blir 3,8 ganger høyere ved 77 K enn ved romtemperatur. Hvis den paramagnetiske ratioen ( $\chi_{\text{Bulk 77K}}/\chi_{\text{Bulk 273K}}$ ) er over 3,8 inneholder prøven store mengder paramagnetiske mineraler, mens verdier lavere enn 3,8 indikerer økende innhold av ferromagnetiske mineraler i forhold til paramagnetiske (Lanci og Lowrie, 1997, Vasskog et al., 2012, Kvisvik et al., 2015).

### 3.2.5 Kornstørrelsesanalyse

For å måle kornstørrelse av prøver hentet ut fra VATP216 ble Mastersizer 3000 (Malvern Instruments) brukt. Dette instrumentet måler kornstørrelsesfordeling fra 10 nm til 3,5 mm i en prøve ved bruk av laserdiffraksjon (Malvern, 2017). Vinkelen og intensiteten den spredte strålen får når laserstrålen treffer det suspenderte materialet representerer kornstørrelsesfordelingen til hver enkelt prøve (Sperazza et al., 2004). Totalt 30 prøver med en

tykkelse på 2 mm ble tatt ut fra VATP216. Grunnet høyt innhold av organisk materiale i sedimentene ble flotasjon benyttet for å fjerne blader og kvister. Prøvene ble blandet med vann i begerglass, for så å helles frem og tilbake til mesteparten av det organiske materialet var fjernet. Tyngden på de ulike materialene fører til at blader og kvister etc. flyter opp og minerogent materiale synker til bunnen av glasset. Dette var den enkleste metoden for å fjerne det grove organiske materialet da det ville vært langt mer tidkrevende med kun hydrogenperoksid. Denne metoden kan ha fjernet deler av de fineste leirefraksjonene fra prøven, men det vil kunne gi et godt nok mål på kornstørrelse for den tenkte hensikten. Kjerneprøvene ble så videre behandlet med hydrogenperoksid for å fjerne finkornet organisk materiale før de ble analysert i Mastersizer 3000.

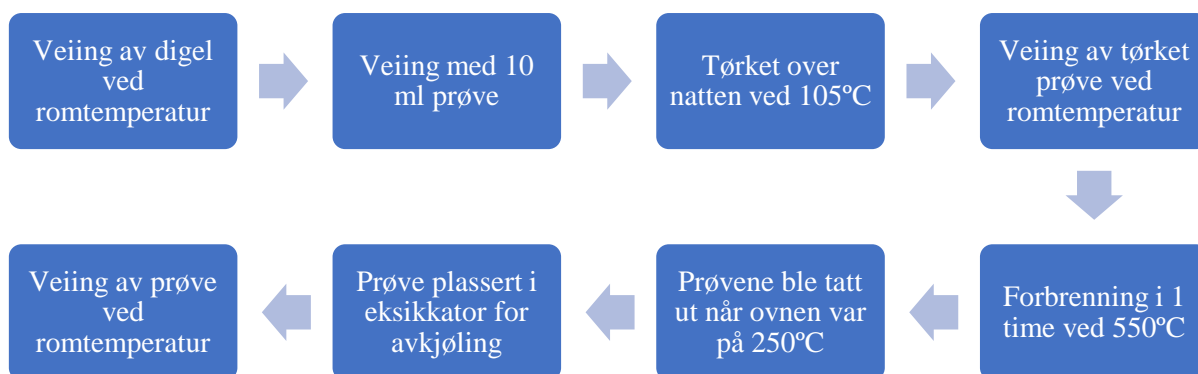
Det er gjort flere undersøkelser på nøyaktighet og anbefalte innstillinger ved bruk av laserdiffraksjon til kornstørrelsesanalyse (Sperazza et al., 2004, Ryzak og Bieganowski, 2011). Både mengden prøve (obscuration), rørehastighet i dispersjonsenheten, og verdier for absorpsjonsindeks (AI) og rekresjonsindeks (RI) kan påvirke resultatene. Obscuration bør være mellom 10 % og 20 %. Under 10 % gir upålitelige resultater, det vil da ikke være nok mengde prøvemateriale til å registrere den fullstendige kornstørrelsesfordelingen til prøven. Er den over 20 % er det tilsatt for mye prøvemateriale til å gi gode nok resultater (Ryzak og Bieganowski, 2011). For dette formålet ble prøvene målt på mellom 10 % og 15 % obscuration avhengig av kornstørrelse. Den optimale omrøringshastigheten avhenger også av kornstørrelse. Den må være høy nok for å holde de største partiklene i suspensjon, men ikke så høy at det dannes luftbobler (Ryzak og Bieganowski, 2011). For prøvene hentet ut fra VATP216 ble det brukt en omrøringshastighet på 2500 rpm. For å sikre at materialet ikke var klumpet sammen ble det kjørt 60 sekunder med ultralyd (60 %) før måling av hver enkelt prøve. Hver prøve ble målt 5 ganger og gjennomsnittet av disse ble brukt videre. Følgende innstillinger ble brukt: RI = 2, AI = 0,01, tid = 15 sek, omrøring = 2500 rpm, ultralyd = 60 % i 1 min. Et par av målingene gir verdier for kornstørrelse fra 1000 til 3000  $\mu\text{m}$ , mens den er null for verdier mellom 700 til 1000  $\mu\text{m}$ . Dette skyldes mest sannsynlig at AI eller RI er feil for materialet, eller målinger av luftbobler i prøven, og de antas derfor som feilmålinger og er fjernet fra resultatet.

Måling av kornstørrelse i sedimentkjerner kan være nyttig for å kunne identifisere flomsedimenter. Siden vannføringen øker under flom vil både kapasiteten og kompetansen i elven øke. Dette vil kunne resultere i en grovere gjennomsnittlig kornstørrelse og en bedre sortering (Arnaud et al., 2005, Bøe et al., 2006). Som beskrevet i kapittel 2.4 transporteres

grovere materiale enn normalt til bunnen av innsjøen under flom. Et flomlag vil ofte ha en normal gradering med de groveste kornene nederst (Bøe et al., 2006, Gilli et al., 2013b).

### 3.2.6 Glødetap og massetetthet

Glødetap er en mye brukt metode for å anslå mengden organisk materiale i en prøve. Det organiske materialet fjernes ved at prøven brennes ved 550 °C slik at det oksiderer til karbondioksid (CO<sub>2</sub>) og aske (Dean Jr, 1974). Ved å veie prøven før og etter reaksjonen kan glødetapet beregnes og mengden organisk materiale bestemmes. Glødetap (Figur 3.3) ble utført på VATG316, for hver halve cm fra 0 cm til 53 cm, og på samme materiale som ble tatt ut til blydatering. Prøvene ble tatt ut av kjernen ved å bruke en sprøyte med kjent volum (10 ml) for hver halve cm. Det er viktig at alle prøvene har en konstant størrelse da størrelsen kan påvirke resultatet (Heiri et al., 2001). Mellom uttak av prøvene ble utstyret vasket nøye for å unngå kontaminering. Prøvene ble så plassert i hver sin smeltedigel med kjent vekt. Før forbrenning ble smeltediglene med prøvene veid for å registrere prøvens våtvekt, og vanninnholdet i prøven blir estimert ved å bruke forholdet mellom våtvekt og tørrvekt. Flomsedimenter vil være tettere sammenpakket enn organisk materiale og dermed ha en høyere massetetthet og et lavere vanninnhold. Tørrvekten ble målt etter at prøven ble utsatt for 105 °C over en lengre periode (12-24 timer). Massetettheten beregnes ved å bruke forholdet mellom tørrvekt og våtvekt. Selve glødetapet ble gjennomført ved å plassere prøvene i en forbrenningsovn som holder 550 °C i 1 time (Nesje et al., 2001b). Forbrenningsperioden kan være ulik mellom laboratorier og eksponeringstiden må derfor alltid dokumenteres (Heiri et al., 2001). Mellom hver prosedyre og før veiing ble prøvene avkjølt til romtemperatur. Etter forbrenning ved 550 °C, og temperaturen var sunket til 250 °C ble prøvene tatt ut av ovnen for å avkjøles i en eksikkator ved romtemperatur.



Figur 3.3: Prosedyre for glødetap utført på 10 ml prøver fra VATG316.

Denne metoden kan være nyttig for å identifisere flomlag i en sedimentkjerne, da flomsedimenter er vist å inneholde mer minerogent materiale enn normal sedimentasjonen (Nesje et al., 2001b). I noen tilfeller kan også store mengder organiske makrofossiler være en del av flomtransportert materiale (Støren et al., 2008). Det må derfor tas hensyn til at mengden organisk materiale i flomsedimenter i stor grad avhenger av kildeområdet.

### 3.2.7 Radiokarbondatering

Totalt 13 prøver ble tatt ut for hver 20 cm fra VATP216 og en bunnprøve fra VATP116 til radiokarbondatering, hver prøve på 1 cm tykkelse. Prøvene ble siktet med 150 µm sikt. Deretter ble terrestriske makrofossiler plukket ut. De fleste prøvene inneholdt en høy konsentrasjon av terrestriske makrofossiler og kun blader ble plukket ut for datering. Makrofossilene ble så plassert i små prøveglass før de ble tørket og veid. 9 av prøvene ble sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory ved Adam Mickiewicz University.

Radiokarbondatering anvender nedbrytningen av den ustabile isotopen  $^{14}\text{C}$  (karbon-14) til å datere organisk materiale. I atmosfæren blander karbon seg med oksygen og danner  $\text{CO}_2$ . Alle levende organismer tar opp  $\text{CO}_2$ , og  $^{14}\text{C}$ -konsentrasjonen vil derfor være konstant og lik atmosfæren så lenge organismen lever. Når organismen dør vil den ikke lenger ta opp  $\text{CO}_2$ , og  $^{14}\text{C}$ -konsentrasjonen avtar. Halveringstiden til  $^{14}\text{C}$  er 5730 år og dateringsmetoden har derfor en øvre grense på ca. 45 000 år (Walker, 2005). Men det er viktig å tilføye at  $^{14}\text{C}$ -konsentrasjonen i atmosfæren har variert bakover i tid, i form av naturlige variasjoner (Beck et al., 2001, Hughen et al., 2004) og påvirkning fra menneskelige utslipp (Houghton et al., 2001), derfor må alderen kalibreres fra  $^{14}\text{C}$ -år til kalenderår. Dateringene for VATP116 og VATP216 ble kalibrert til kalenderår ved bruk av programvaren Bacon v2.2 (Blaauw og Christen, 2013) og IntCal13 kalibreringskurve (Reimer et al., 2013). Ved radiokarbondatering av innsjøsedimenter er det to feilkilder som må tas hensyn til, hardvannseffekten og reservoaralder. Hardvannseffekten forekommer som et resultat av redusert  $^{14}\text{C}$  konsentrasjon på grunn av innvasking av eldre organisk karbonmateriale til innsjøen. Den påvirker innsjøsedimentene, og da særlig flomsedimenter, ved at dateringene kan bli for unge. Det kan også forekomme en betydelig reservoaralder i innsjøer på grunn av treg utveksling av  $^{14}\text{C}$  mellom innsjøen og atmosfæren som fører til redusert  $^{14}\text{C}$  konsentrasjon i innsjøen. For svenske innsjøer er reservoaralderen normalt rundt 300-400 år (Walker, 2005). Både hardvannseffekten og reservoaralder kan unngås ved å bruke terrestriske makrofossiler som blader eller lignende. Blader er sikrest da de er lett nedbrytbare, og vil ha minimalt med tid i et nedslagsfelt (Barnekow et al., 1998). En kvist vil for eksempel ta mye lengre tid å bryte ned, da den kan ha

ligget i nedslagsfeltet mye lengre før den ble fraktet til bunnen av innsjøen. Et blad har kortere levetid og er derfor et mer nøyaktig mål på alder. Det er derfor kun benyttet terrestriske blader i denne oppgaven.

### 3.2.8 Blydatering

Prøver på 0,5 cm tykke skiver ble tatt ut fra VATG316, fra 0 cm til 53 cm, til blydatering. 10 ml av hver prøve ble tatt ut med sprøyte for å finne massetettheten til prøven (kapittel 3.2.6). Resten av prøven ble plassert i aluminiumsbeholder og tørket natten over i ovn ved ca. 50 °C. Aluminiumsbeholderne ble så plassert i plastposer og sendt til datering ved Department of Nuclear Physical Chemistry, Henryk Niewodniczański Institute of Nuclear Physics, i Krakow, Polen.

Blydatering er først og fremst brukt på innsjøsedimenter der nedbrytning av den ustabile isotopen  $^{210}\text{Pb}$  (bly) foregår.  $^{210}\text{Pb}$  tilføres innsjøen fra atmosfæren gjennom nedbør, hvor den brytes ned til  $^{206}\text{Pb}$ . Forholdet mellom disse to isotopene gir alderen på når sedimentene ble avsatt og kan brukes til å bestemme sedimentasjonshastigheten i innsjøen. Med en halveringstid på 22,3 år kan dateringsmetoden kun brukes på sedimenter avsatt de siste 150 årene (Walker, 2005). En kilde til usikkerhet er at det hele tiden tilføres  $^{210}\text{Pb}$  i sedimentkolonnen ved at mineraler i sedimentene tar opp små mengder uranium/uranium datterisotoper. Mengden «supported»  $^{210}\text{Pb}$  må derfor bestemmes før blydatering kan tas i bruk. Sedimenter eldre enn 150 år kan brukes til dette formålet siden all «unsupported»  $^{210}\text{Pb}$  da er nedbrutt. For innsjøsedimenter kan også innvasking av leire fra landbruksvirksomhet og organisk materiale i innsjøen påvirke sedimentene ved å gi en lavere  $^{210}\text{Pb}$  konsentrasjon (Olsson, 1986). Blydatering er en nyttig dateringsmetode sammen med radiokarbondatering (som ikke kan brukes på de siste 300 år) for å gi et helhetlig bilde av sedimentasjonen i innsjøen.

En annen kilde til usikkerhet ved datering av flomhendelser er at disse er brå hendelser og et tykt flomlag vel derfor representere bare noen få dager eller uker. Dette kan løses ved at hele flomlaget får den samme alderen (Bøe et al., 2006, Støren et al., 2008).



## 4 RESULTAT

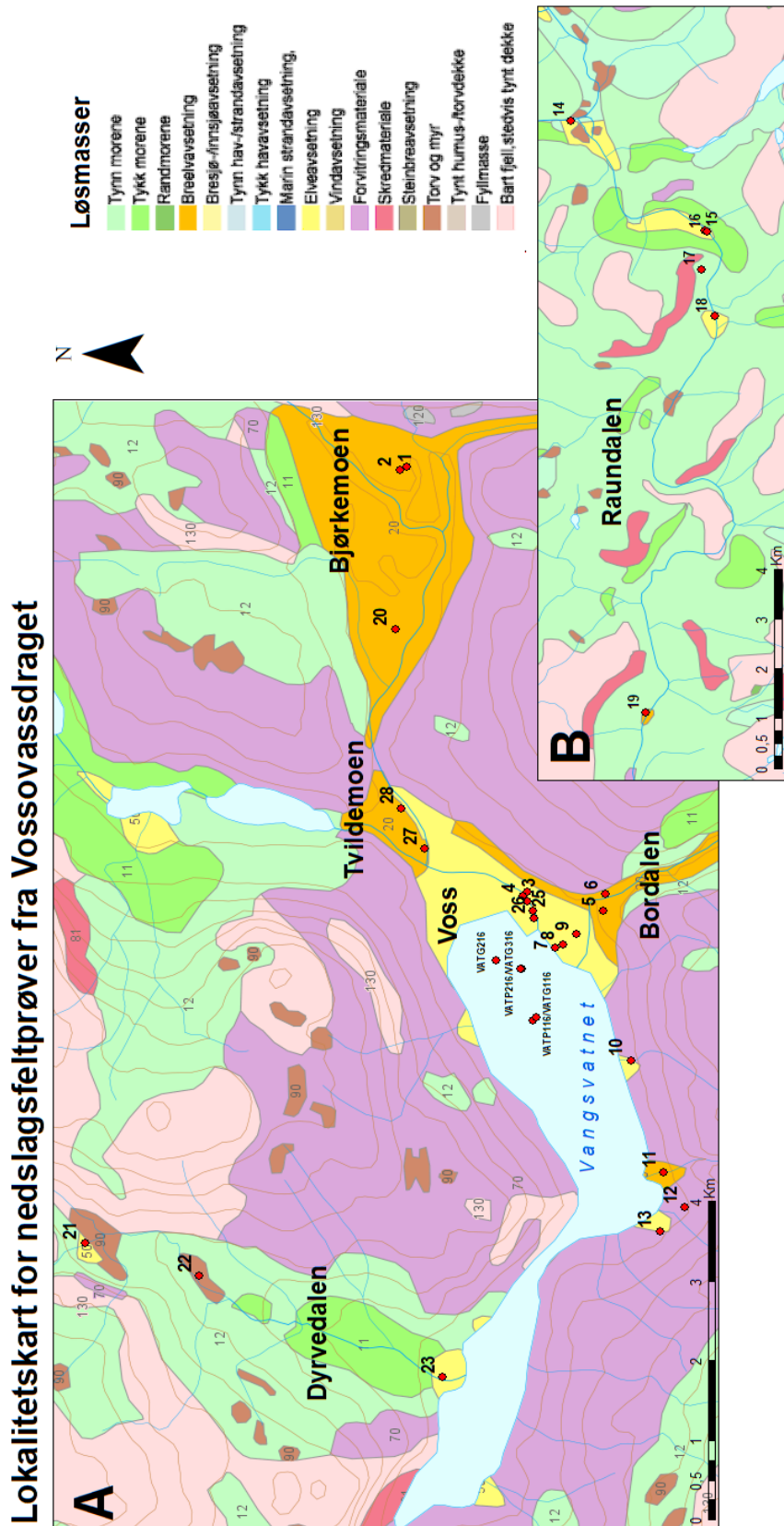
I dette kapitlet presenteres resultatene fra feltarbeidet på Voss og laboratoriearbeidet på EARTHLAB. Totalt 29 nedslagsfeltprøver og 5 sedimentkjerner ble samlet inn, hvor alle med unntak av en nedslagsfeltprøve ble analysert. Først vil resultatene av nedslagsfeltprøvene presenteres, etterfulgt av en sammenstilling av resultatene for hver enkelt kerne. En oversikt over lokalitetene for nedslagsfeltprøvene og borelokalitetene finnes i Figur 4.1. Grunnet lite visuelle strukturer ble kjernene først skannet for å finne eventuelle variasjoner i sedimentegenskapene. Etter samsvar mellom synlige lag og variasjoner i Ca ble VATP216 valgt til kornstørrelsesanalyse og er derfor betegnet som hovedkerne i denne oppgaven. Radiokarbondateringene ble utført på VATP216, i tillegg til bunndatering på VATP116. Blydatering og glødetap ble foretatt på VATG316, da denne kjernen korresponderer godt med VATP216. Deretter presenteres en sammenkobling av sedimentkjernene med nedslagsfeltprøvene. Tilslutt blir resultatene fra XRF-skanning og MS-måling av sedimentkjernene satt sammen med aldersmodellen for å etablere flomfrekvenskurver.

### 4.1 NEDSLAGSFELTPRØVER

Dette delkapitlet tar for seg resultater fra nedslagsfeltprøvene, som hovedsakelig består av glasifluviale og fluviale sedimenter fra Vangsvatnets nedslagsfelt. Innsamling av prøvene er gjort med den hensikt å finne sedimenter som potensielt transporteres til Vangsvatnet ved flom. Dette for å kunne si noe om kildeområdet til innsjøsedimentene. Lokalitetene til nedslagsfeltprøvene vises på løsmassekart fra NGU i Figur 4.1, og presenteres med koordinater i Tabell 2. Videre følger en nærmere beskrivelse av hver enkelt lokalitet. Til slutt gjengis resultatene fra XRF-skanning og MS-måling av prøvene.

Tabell 2: Lokalteter og avsetningstype for nedslagsfeltprøvene fra Vossovassdraget.

Lokalitet	UTM (Øst)	UTM	Sted	Avsetning
1	364400	6724621	Bjørkemoen	Breelavsetning (Grustak)
2	364359	6724709	Bjørkemoen	Breelavsetning (Grustak)
3	359074	6723190	Langs Vosso	Elveavsetning
4	359011	6723244	Langs Vosso	Elveavsetning
5a	358835	6722289	Bordalen, grustak	Breelavsetning
5b	358835	6722289	Bordalen, skråning	Breelavsetning (Grustak)
6	359039	6722264	Bordalsgjelet	Fyllitt
7	358362	6722858	Jernesmoen (Strand)	Elveavsetning (Strand)
8	358404	6722776	Jernesmoen (Skråning)	Elveavsetning (Delta)
9	358534	6722611	Jernesmoen (Grustak)	Elveavsetning (Delta)
10	356955	6721969	Sætre	Elveavsetning av forvitret fyllitt
11	355553	6721578	Saganeset (Kraftstasjon)	Breelavsetning
12	355107	6721329	Saganeset (Veiskjæring)	Breelavsetning
13	354801	6721623	Nesthus	Elveavsetning
14	382461	6730594	Mjølfjell	Elveavsetning
15	380262	6728044	Eggjareir	Elveavsetning
16	380225	6728006	Eggjareir	Elveavsetning
17	379476	6728108	Voll-lia	Morenerbygg
18	378526	6727866	Voll	Elveavsetning
19	370555	6729168	Raundalskyrkja	Breelavsetning
20	362368	6724763	Bømoen	Breelavsetning
21	354655	6728439	Dyrvedalen	Elveavsetning
22	354250	6727082	Dyrvedalen	Elveavsetning
23	352980	6724201	Rekvesøyane	Elveavsetning
24	358956	6723189	Langs med Vosso	Elveavsetning
25	358826	6723133	Langs med Vosso	Flomavsetning
26	358742	6723121	Langs med Vosso	Flomavsetning
27	359609	6724406	Tvildemoen (elvekanten)	Flomavsetning
28	360120	6724687	Tvildemoen (Voss Vind)	Elveavsetning



Figur 4.1: Lokalitetskart over nedslagsfeltprøver og borelokaliteter samlet inn under feltarbeid sommeren 2016. Lokalitetene er lagt inn i løsmassekart hentet fra NGU (2017c) ved bruk av ArcGIS. Figur A viser lokalitetene i nærheten av Voss og figur B viser lokalitetene i Raundalen.

### 4.1.1 Lokalitetsbeskrivelse

#### LOKALITET 1 – GRUSTAK BJØRKEMOEN (FIGUR 4.1-A)

UTM: 32V 0364400 6724621

*Beskrivelse:* Denne prøven er tatt fra en 10 meter høy skråning i et grustak hvor det i dag foregår uttak og produksjon av sand og grus. Det er flere tilsvarende skråninger i området men grunnet forstyrrelser i form av utrast materiale er det ikke mulig å se noen sedimentologiske strukturer. Avsetningen består hovedsakelig av sortert sand og grus. Den inneholder blokker opptil 1,5 meter som er kantrundet til rundet, mange av dem har en oval form. Det ligger en stor blokk på toppen og en skifrig blokk i selve avsetningen.

*Tolkning:* Denne avsetningen tolkes til å være en glasifluvial avsetning grunnet innhold av sortert materiale over et stort område. Den er del av en stor glasifluvial avsetning som ble avsatt i forbindelse med at isen trakk seg tilbake. Antar at de store blokkene har rast ut fra toppen av avsetningen og er flyttblokker.

#### LOKALITET 2 – GRUSTAK BJØRKEMOEN (FIGUR 4.1-A)

UTM: 32V 0364359 6724709

*Beskrivelse:* Denne prøven er tatt fra samme avsetning som lokalitet 1, men noe lengre ned i sekvensen. Prøven består av sortert sand og grus, men selve avsetningen inneholder i tillegg en del steiner og blokker. Disse er konsentrert mot toppen av skråningen og danner et lite, ca. 50 cm, klastbåret lag. Avsetningen strekker seg over et stort område og er i dag driftet som grustak.

*Tolkning:* Som lokalitet 1 tolkes også denne avsetningen til å være glasifluvialt materiale.



Figur 4.2: Dette kartet viser lokalitetene på Vossevangen, Jernesmoen og Bordalen, samt borelokalitetene i Vangsvatnet.

#### LOKALITET 3 – LANGS ELVA VOSSO, VED GANGBRU (FIGUR 4.2)

UTM: 32V 0359074 6723190

*Beskrivelse:* Denne prøven er hentet inn fra elvebredden langs Vosso og er tatt 10 cm ned i sedimentene for å ikke påvirkes av jordsmonnet. Sedimentene langs elva består av godt sortert fin sand og er avsatt i roligere partier. Det er en svak antydning til en lagdelt sekvens med små variasjoner i kornstørrelse.

*Tolkning:* Tolkes til å være en elveavsetning da den ligger like ved dagens elveløp og den godt sorterte sanden tyder på at sedimentene er fluvialt avsatt.

LOKALITET 4 – LANGS ELVA VOSSO PÅ ANDRE SIDEN AV LOKALITET 3, VED GANGBRU (FIGUR 4.2)

UTM: 32V 0359011 6723244

*Beskrivelse:* Denne prøven er samlet inn like ved elvebredden hvor sand har ansamlet seg. På denne siden av elva er det tydeligere lagdeling nedover i sekvensen enn lokalitet 3. Øverst ligger det et tynt lag (et par mm) med godt sortert medium sand, mens materialet under består av fin sand.

*Tolkning:* Sedimentene tolkes til å være en elveavsetning grunnet beliggenhet langs elvekanten og innhold av godt sortert materiale. De øverste sedimentene antas å være flomavsetning av samme type avsetning som ble funnet over store deler av Vossevangen og Tvildemoen, lokalitet 25, 26 og 27. Kornstørrelsen i dette profilet langs elva representerer elvas vannføring. Økt vannføring ved flom er årsaken til avsetning av grovere sand i overflaten.

LOKALITET 5, A OG B – GRUSTAK I BORDALEN (FIGUR 4.2)

UTM: 32V 0358835 6722289

*Beskrivelse:* Dette grustaket inneholder sortert materiale bestående av sand og grus, med klaster opptil 30 cm som er kantrundet til rundet. Selve lokaliteten befinner seg i en bratt skråning oppe i dalsiden, fulgte sti markert med grustak fra veien. Grustaket kan ses som en nedsenkning i terrenget. Det ble her tatt 2 prøver, merket 5a og 5b.

*Tolkning:* Avsetningen er tolket til å være en breelvaavsetning grunnet rundet og sortert materiale. Nedsenkningen kommer av tidligere utrast materiale i området.

LOKALITET 6 – BORDALSGJELET (FIGUR 4.2)

UTM: 32V 0359039 6722264

*Beskrivelse:* Denne lokaliteten befinner seg i et smalt og dypt gjel i skifrig fyllitt. I bunnen av gjelet renner Bordalselvi som har utløp til Vangsvatnet. På noen steder, innunder hyller av fyllitt, ligger det forvitret materiale av denne bergarten med finkornet materiale ned til fin sand. Fargen til det finkornede materialet er mørkt, nesten helt svart.

*Tolkning:* Plasseringen av Bordalselvi midt i gjelet vitner om at elva har gravd seg ned i fylltitten. Forvittringsmateriale av fyllitt vaskes vekk av regnet og transporteres nedover elva. Der hvor regnet eller elva ikke kommer til blir forvittringsmateriale liggende igjen, dette kan ved et senere tidspunkt bli transportert nedover elva til Vangsvatnet.

#### LOKALITET 7 – STRAND PÅ JERNESMOEN (FIGUR 4.2)

UTM: 32V 0358362 6722858

*Beskrivelse:* Denne prøven er tatt fra en strand sør for utløpet til elva Vosso. Lokalteten er en del av samme avsetning som lokalitet 8 og 9. Materialet består av grovkornede sedimenter bestående av sand og grus og inneholder store steiner som er kantrundet. Det ligger et klastbåret lag over sekvensen, med blokker på opptil 50 cm. Blokkene er kantrundet til rundet og er tydelig plassert oppå hverandre. Det er observert flere menneskelagde murer i området.

*Tolkning:* Avsetningen tolkes til å være en elveavsetning da sedimentene ligger i overgang fra elv til innsjø hvor det er vanlig at et delta dannes. Dette samsvarer også med observasjoner gjort på lokalitet 9 hvor det er funnet skrålag. Blokklaget over avsetningen antas å være antropogent.

#### LOKALITET 8 – SKRÅNING PÅ JERNESMOEN (FIGUR 4.2)

UTM: 32V 0358404 6722776

*Beskrivelse:* På oversiden av veien, like ovenfor stranda på lokalitet 7, er det en ca. 12 meter høy skråning hvor det tidligere er tatt ut sedimenter. Avsetningen inneholder kantrundet materiale og er matriksbåret med sand og grus. Det befinner seg noen store blokker i selve avsetningen og en stor blokk på ca. 1 meter ligger nedenfor. Noen av klastene består av skifrig materiale og mange av dem har en flat og oval form.

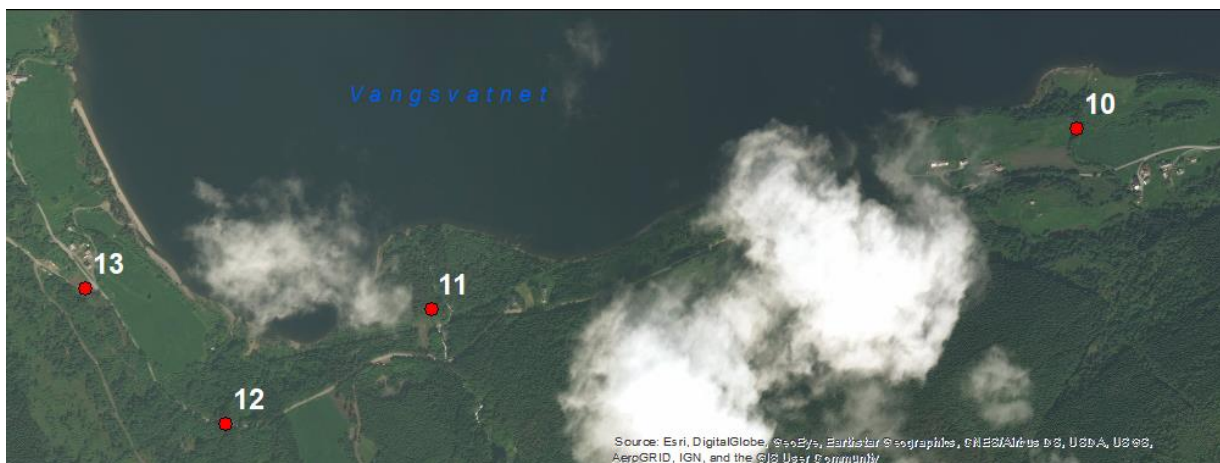
*Tolkning:* Denne avsetningen tolkes til å være en elveavsetning og er en del av deltaet som er avsatt på Jernesmoen. Det skifrige materialet tolkes til å være fyllitt og den høye andelen av materialet tyder på at dette er avsatt materiale fra Bordalsgjelet. Det er mulig at de store blokkene i avsetningen kan ha rast ned fra toppen av avsetningen.

LOKALITET 9 – GRUSTAK PÅ JERNESMOEN (FIGUR 4.2)

UTM: 32V 0358534 6722611

*Beskrivelse:* Denne prøven er hentet ut fra et grustak på Jernesmoen. I deler av avsetningen kan skrålag observeres, men ellers er den preget av utrast materiale. Like over skrålaget kan det ses antydning til en orientering av diskformede steiner og blokker (<30 cm), denne orienteringen avtar mot toppen. Det er en invers gradering av materialet som gjør at steinene og blokkene danner et klastebåret lag på ca. 30-40 cm mot toppen av avsetningen. Ellers består materialet av sortert sand og grus. Klastene er hovedsakelig kantrundet til rundet, og rundingsgraden avtar mot øvre del av avsetningen. Det er også mange ulike bergarter i avsetningen. Dette kan sees ved at store blokker av ulik bergart er tatt ut av avsetningen og ligger sortert i hauger. Mange hull i snittet forstyrrer avsetningen noe.

*Tolkning:* Dette er en typisk deltaavsetning med tydelige skrålag. Det er muligens et topplag, men det er vanskelig å se på grunn av mange forstyrrelser som utrast materiale og fuglereder. Orienteringen av klastene viser til strømretningen da sedimentene ble avsatt.



Figur 4.3: Oversikt over lokalitetene på sørsiden av Vangsvatnet.

LOKALITET 10 – SÆTRE (FIGUR 4.3)

UTM: 32V 0356955 6721969

*Beskrivelse:* Like ved elva Sætresgrovi som har utløp til Vangsvatnet er denne prøven tatt. Materialet i og langs elven består av mørkt og skifrig materiale med sortert sand og grus. På jordet ved siden av er det observert samme type materiale.



*Tolkning:* Avsetningen tolkes til å være en elveavsetning som inneholder store mengder forvittringsmateriale av fyllitt.

#### LOKALITET 11 – SAGANESET, BYGGING AV KRAFTSTASJON (FIGUR 4.3)

UTM: 32V 0355553 6721578

*Beskrivelse:* Denne lokaliteten befinner seg i et ujevnt terreng ved siden av elva Vangjolo hvor det er en forsenking med to skråninger på hver side. Prøven er tatt fra den ene skråningen som er preget av utrast materiale. Avsetningen er matriksbåret og har en matriks av sand og grus med innslag av steiner og blokker (<50 cm). Materialet består for det meste av kantrundet materiale, med noen runde blokker. Innholdet av skifrig materiale er mindre her enn på lokalitet 10. I forsenkningen ligger store kantrundete blokker (<70 cm) tett inntil hverandre, og det er lite finere fraksjoner å finne.

*Tolkning:* Avsetningen er tolket til å være en breelavsetning. Forsenkningen bærer preg av å ha vært utsatt for erosjon på et tidspunkt, grunnet utvasking av finkornet materiale og tolkes til å være et gammelt elveløp.

#### LOKALITET 12 – SAGANESET, VEISKJÆRING (FIGUR 4.3)

UTM: 32V 0355107 6721329

*Beskrivelse:* Dette snittet ligger langs med fylkesvei 314 og består av godt sortert fin sand med innslag av grus og stein (<10 cm). I denne avsetningen er det ikke observert noen store blokker.

*Tolkning:* Det godt sorterte materialet indikerer at denne avsetningen er breelvmateriale.

#### LOKALITET 13 – NESTHUS (FIGUR 4.3)

UTM: 32V 0354801 6721623

*Beskrivelse:* Denne prøven er tatt på oversiden av fylkesvei 314 ved et veikryss. Avsetningen er lik som på lokalitet 10 med mørkt skifrig materiale. Materiale består av sand og grus med kantete skifrige steiner. Kan se en del kvartskorn i materialet.

*Tolkning:* Avsetningen tolkes til å være en elveavsetning med forvittringsmateriale av fyllitt.

LOKALITET 14 – MJØLFJELL (FIGUR 4.1-B)

UTM: 32V 0382461 6730594

*Beskrivelse:* Denne prøven er tatt nede ved elvekanten langs med elva Rjoåni like ovenfor samløpet med Kleivelvi. Lokaliteten ligger mellom elva og et myrområde. Prøvematerialet består av godt sortert fin til grov sand beliggende under ett par cm med jordsmonn. Stranden prøven er hentet fra inneholder alt fra sand til blokker med hovedsakelig kantrundet til rundet materiale. Blokker (<30 cm) og steiner ligger sortert hver for seg.

*Tolkning:* Etter innhold av godt sortert sand tolkes denne avsetningen til å være en elveavsetning.



Figur 4.4: Oversikt over noen av lokalitetene i Raundalen.

LOKALITET 15 – EGGJAREIR (FIGUR 4.4)

UTM: 32V 0380262 6728044

*Beskrivelse:* Denne lokaliteten befinner seg nedenfor et eldre hus like ved Raundalselva. Høye snødekte fjelltopper på motsatt side av elven indikerer at all snøen i fjellet ikke har smeltet til juni. Elven er ganske bred i dette området, ca. 100-150 meter, og har flere små odder. Det relativt flate terrenget fører til et lavere energinivå enn observert ellers i elven på dette tidspunktet. Det er også observert to tilførselselver i området, en på hver side av elven, hvor den på motsatt side danner en foss. Prøven er tatt en halv meter fra elvekanten, ca. 20 cm ned i sedimentene ettersom det var et 10-15 cm organisk finkornet lag over. Profilet er grovere

nedover i avsetningen fra fin sand til veldig fin grus. Materialet er klebrig og kan rulles sammen, som tilsier at det også inneholder leire.

*Tolkning:* På grunn av finkornet og sortert materiale langs elvekanten er materialet tolket til å være en elveavsetning.

#### LOKALITET 16 – EGGJAREIR (FIGUR 4.4)

UTM: 32V 0380225 6728006

*Beskrivelse:* Denne lokaliteten ligger like ved lokalitet 15. Prøven er tatt i elvekanten hvor materialet er godt sortert og består av leire til fin sand. Materialet er mer klebrig nedover i avsetningen som forteller at det er mer leire nederst i profilet. Avsetningen inneholder også en del organisk materiale, blant annet røtter.

*Tolkning:* Denne avsetningen er tolket til å være en elveavsetning grunnet umiddelbar nærhet til elven og innhold av godt sortert sand.

#### LOKALITET 17 – VOLL-LIA (FIGUR 4.4)

UTM: 32V 0379476 6728108

*Beskrivelse:* Materialet i denne prøven er samlet inn fra et lett tilgjengelig snitt ved veien. Dette snittet er formet som en rygg og består av usortert materiale. Øvre del av snittet inneholder blokker (<1 m) og steiner der matriksen består av sand med noe grus. Materialet er hovedsakelig kantete, men noe kantrundet. Grunnet utrast materiale er det vanskelig å se noe i nedre del av snittet.

*Tolkning:* Det usorterte materiale antyder at dette er en moreneavsetning og formen på avsetningen gjør at den tolkes til å være en morenerygg.

#### LOKALITET 18 – VOLL (FIGUR 4.4)

UTM: 32V 0378526 6727866

*Beskrivelse:* Denne lokaliteten befinner seg på en elveslette like nedenfor et lite gårdsbruk. Her er også elven ganske bred, men har høyere vannføring enn tilsvarende områder. Prøven er tatt

helt i elvekanten og består av godt sortert silt opptil fin sand med noe organisk materiale. Det er ganske tykt jordsmonn i området som gjør det vanskelig å ta noen prøve utenom langs med elvekanten.

*Tolkning:* En elveavsetning kjennetegnes med godt sortert sand og denne avsetningen tolkes derfor til å være fluvialt materiale.

#### LOKALITET 19 – RAUNDALSKYRKJA (FIGUR 4.1-B)

UTM: 32V 0370555 6729168

*Beskrivelse:* Denne prøven er samlet inn fra et jorde ved siden av Raundalskyrkja. I en forsenkning i nærhet til elva er det gravd en liten grøft, dette gjorde det mulig å ta prøve av materialet som ligger under det 50 cm tykke jordsmonnet. Prøven er tatt i bunnen av grøften og inneholder hovedsakelig godt sortert fin sand. Materialet ellers i grøften består av alt fra sand til blokker (<50 cm) og er kantrundet til rundet. Grøften ligger ca. 30 meter fra Raundalselva som her har relativt høy vannføring.

*Tolkning:* Denne avsetningen tolkes til å være breelvmateriale.

#### LOKALITET 20 – BØMOEN (FIGUR 4.1-A)

UTM: 32V 0362368 6724763

*Beskrivelse:* På denne lokaliteten har det nok tidligere vært uttak av materiale, før det i ettertid har blitt fylt igjen av et annet materiale. Det er mulig å ta prøve fra en skråning som kun inneholder opprinnelig avsatt materiale. Avsetningen består av grovkornet materiale som sand og grus med innslag av steiner (<10 cm). Steinene er kantrundet og rundet, hvor noen er diskformet. Jordsmonnet her er ca. 30 cm tykt.

*Tolkning:* Denne avsetningen er tolket til å være glasifluvialt materiale grunnet sortert materiale av sand og grus. Varierende innslag av kornstørrelse reflekterer breelvets vekslende vannføring.

LOKALITET 21 – DYRVEDALEN (FIGUR 4.1-A)

UTM: 32V 0354655 6728439

*Beskrivelse:* Nesten i enden av veien innover Dyrvedalen befinner denne lokaliteten seg, ved siden av sætra Arhelleren. Sedimenter fra elva Sævesgili har her blitt gravd ut og disse ligger nå på elvebredden. Det er dette materialet det er tatt prøve av. Slik det ligger på elvebredden er det usortert materiale med rundingsgrad fra kantrundet til rundet og kornstørrelse fra sand til blokker (<1 m). Elven har på dette tidspunktet relativt høy vannføring og områdene rundt er preget av myr.

*Tolkning:* Siden dette materialet er gravd ut av elva er materialet mest sannsynlig fluvialt materiale som er avsatt på elvebunnen.

LOKALITET 22 – DYRVEDALEN (FIGUR 4.1-A)

UTM: 32V 0354250 6727082

*Beskrivelse:* Denne prøven er tatt på en liten steinstrand like ved elvekanten og inneholder sortert leire med noe sand og grus. Det er relativt sterk strøm i denne delen av elva.

*Tolkning:* Materialet i denne prøven tolkes til å være fluvialt på grunn av beliggenhet ved elven og innhold av sortert materiale.

LOKALITET 23 – REKVESØYANE (FIGUR 4.1-A)

UTM: 32V 0352980 6724201

*Beskrivelse:* Denne lokaliteten befinner seg ved hovedveien (E16) til Voss. Prøven er tatt nede på sletten i elva Dyrvo like før utløpet til Vangsvatnet. Materialet inneholder litt leire og godt sortert fin sand. Det ligger litt grus og stein i elvekanten, hvor steinene består av kantrundet skifrig materiale. Det er antydning til noe organisk materiale i sedimentene.

*Tolkning:* Sorteringsgrad og nærheten til elva indikerer at dette er en elveavsetning.

LOKALITET 24 – LANGS MED ELVA VOSSO (FIGUR 4.2)

UTM: 32V 0358956 6723189

*Beskrivelse:* Denne prøven er tatt i et snitt langs elvekanten mellom gangbru og Vangsvatnet hvor det er god gjennomstrømning i elva. Materialet her består av godt sortert leire til sand. I nedre del av snittet kan noen steiner observeres, men disse har rast ut så mulig de stammer fra gruslagt sti. Fra bunnen av jordsmonnet (ca. 30 cm) og ned til elvekanten er det ca. 2,5 meter. Hele avsetningen inneholder hovedsakelig godt sortert sand. Sedimentene er lagdelt som kan ses i øvre del av avsetningen med vekselvis mørke delvis organiske lag og lysere sandlag.

*Tolkning:* Dette er tolket til å være en elveavsetning grunnet god sortering. De lysere lagene er avsatt ved flom og mellom flomepisodene har jordsmonn hatt mulighet til å danne seg før et nytt flomlag har blitt avsatt. På denne måten har det blitt dannet vekselvis lyse og mørke lag.

LOKALITET 25 – LANGS MED ELVA VOSSO (FIGUR 4.2)

UTM: 32V 0358826 6723133

*Beskrivelse:* Denne lokaliteten befinner seg litt lengre mot Vangsvatnet enn lokalitet 24. Prøven er tatt helt nede ved elvekanten i øverste lag som består av godt sortert leire til fin sand. Under dette laget er det et lag med organisk materiale. Det er i tillegg observert et tynt usammenhengende sandlag over store deler av Vossevangen.

*Tolkning:* Denne avsetning tolkes til å være avsatt av Vosso, da nærmere bestemt under flommene i 2014 og 2015.

LOKALITET 26 – LANGS MED ELVA VOSSO (FIGUR 4.2)

UTM: 32V 0358742 6723121

*Beskrivelse:* Denne lokaliteten ligger langs med stien på Vossovangen. Mellom to små hauger ligger ansamlinger av godt sortert leire til fin sand. Dette materialet er en del av sandlaget observert på lokalitet 25, men er i dette området tykkere enn andre steder. Laget er likevel usammenhengende og ligger drapert oppå vegetasjonen. Noen steder ligger det inntil trær og dekker røttene. Det kan også se ut som at stien er dekket av et tynt lag med dette materialet.

*Tolkning:* Den gode sorteringen av materiale bekrefter at denne avsetningen er en elveavsetning, også som for lokalitet 25 er det antatt at materialet ble avsatt under flommene i 2014 og 2015.

#### LOKALITET 27 – TVILDEMOEN, VED ELVEKANTEN (FIGUR 4.1-A)

UTM: 32V 0359609 6724406

*Beskrivelse:* Langs elvekanten til Raundalselva er det avsatt et 3 cm tykt lag med finkorna sedimenter, bestående hovedsakelig av sand og litt leire. Laget ligger stratigrafisk over et lag med organisk materiale og er av samme type sediment som dekker stien bak.

*Tolkning:* God sortering av sand er også her en god indikator for elveavsetning. Det er rimelig å anta at også dette materialet ble avsatt under flommene 2014 og 2015.

#### LOKALITET 28 – TVILDEMOEN, VED VOSS VIND (FIGUR 4.1-A)

UTM: 32V 0360120 6724687

*Beskrivelse:* Dette veisnittet ved «Voss Vind» består av godt sortert fin sand med innslag av grus.

*Tolkning:* Sorteringsgraden og kornstørrelsen tilsier at dette er en elveavsetning.

### **4.1.2 Oppsummering**

Sedimentene som er tatt prøve av har flere steder potensiale til å transporteres ved flom. Ved lokalitet 24 er erosjonsprosesser i dag aktive, og her foregår det til tider undergraving i løsmassene. Denne lokaliteten befinner seg langs elva Vosso, like før utløpet til Vangsvatnet (Figur 4.2). Hvordan erosjonen er videre oppover langs elva er vanskelig å registrere på grunn av nedsatt framkommelighet til elva. Raundalselva snevrer seg inn til et trangt gjel like ovenfor Bømoen og er en forholdsvis turbulent elv til du kommer opp til de mer slake partiene etter Raundalskyrkja, lokalitet 19. I øvre del av Raundalselva er det tydelig avsatt finkornet materiale i de rolige partiene, for eksempel lokalitet 15 og 16. Vannføringen i Raundalselva under feltarbeidet i begynnelsen av juni er relativt høy, og elven oversvømmer vegetasjonsdekkede områder på flere av lokalitetene. Noen steder, spesielt langs med elva ved Vossevangen og

Tvildemoen (lokalitet 4 og 25-27), observeres tynne lag med kornstørrelse opptil fin sand. Disse lagene ligger oppå tidligere avsatte løsmasseavsetninger og/eller vegetasjon og er tolket til å være flomavsetninger fra flommene i 2014 og 2015.

### 4.1.3 XRF og MS resultater

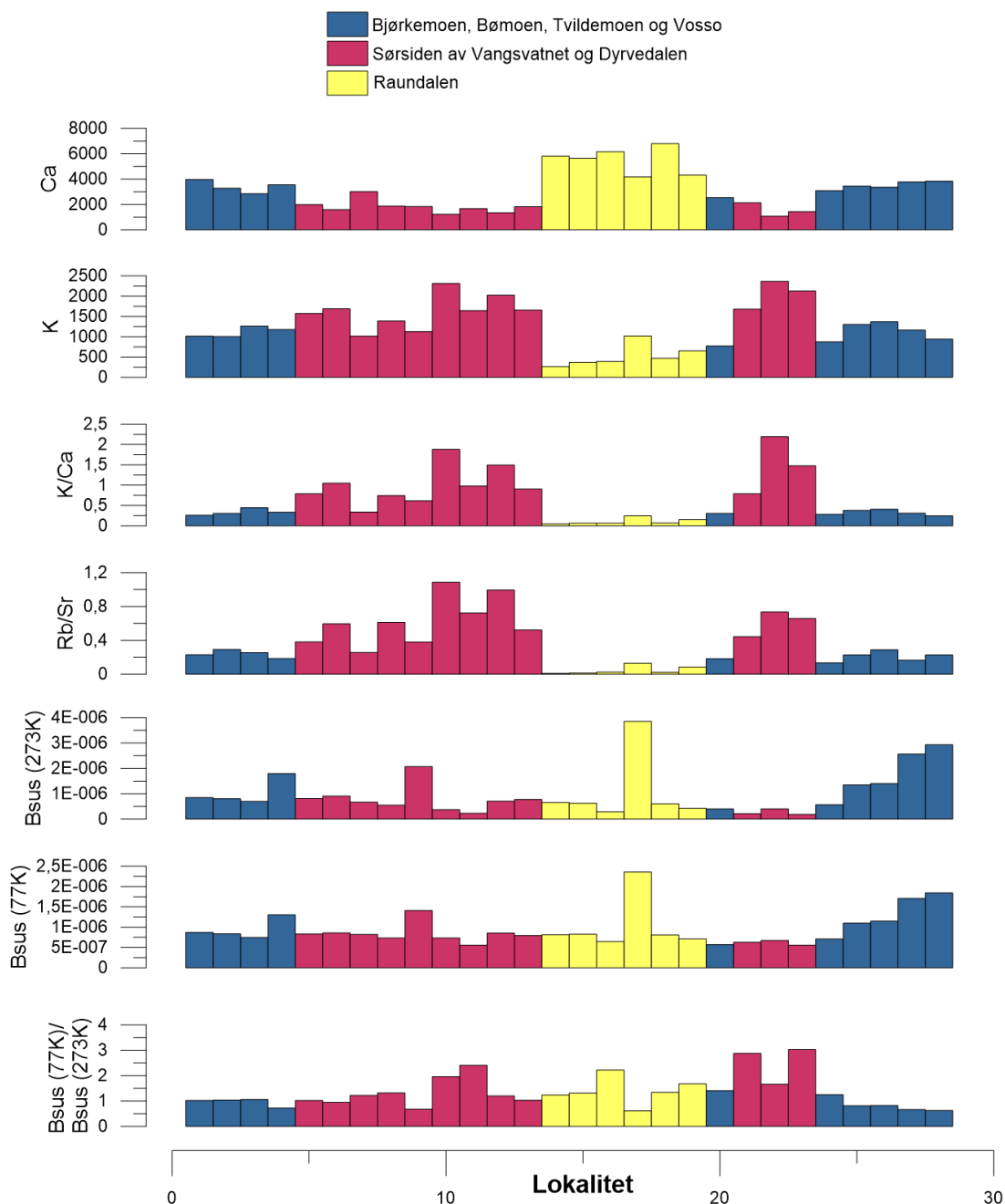
Resultatene av de geokjemiske og magnetiske analysene av nedslagsfeltprøvene er presentert i Figur 4.5 og Figur 4.6. En oversikt over alle lokalitetene finnes i Tabell 2. Det er kun en prøve som ikke er analysert, lokalitet 6, da dette er en bergartsprøve og ikke sedimentprøve. Lokalitet 6 i figurene representerer derfor lokalitet 5b.

XRF-skanning av prøvene viser at det er tydelige forskjeller mellom nedslagsfeltprøvene og at det er en sammenheng mellom hvilke geokjemiske elementer som dominerer i de ulike kildeområdene. I Figur 4.5 og Figur 4.6 er nedslagsfeltprøvene derfor inndelt etter hvilket kildeområde de kommer fra. Kalsium (Ca) og kalium (K) (Figur 4.5) er elementene som viser den største forskjellen mellom de ulike kildeområdene og Ca/K ratioen er derfor presentert i Figur 4.6 sammen med MS-resultatene.

Sedimentene fra Voll (lokalitet 18), har den høyeste telleraten for Ca på 6797 cps (K = 471 cps) og Mjølfjell (lokalitet 14) den laveste telleraten for K på 267 cps (Ca = 5814 cps). De laveste telleratene for Ca har Sætre (lokalitet 10) og Dyrvedalen (lokalitet 22) med en tellerate på henholdsvis 1230 cps og 1079 cps. Ved innsamling av prøvene var det tydelig å se at både lokaliteten ved Sætre og Dyrvedalen hadde et høyere innhold av skifrig materiale (kapittel 0). Disse to lokalitetene har også de høyeste telleratene for K med en tellerate på henholdsvis 2313 cps og 2365 cps. Dette viser at K og Ca i stor grad følger hverandre, når den ene har høye tellerater har den andre lave. Disse observasjonene viser at det er en trend i datasettet med tre kildeområder som kan inndeles etter geokjemiske egenskaper. Det første kildeområdet (markert med rødt i Figur 4.5) består av prøver fra sørsiden av Vangsvatnet og Dyrvedalen med lavt innhold av Ca og høyt innhold av K. Det andre kildeområdet (markert med gult i Figur 4.5) består av prøver fra Raundalen med et høyt innhold av Ca og lavt innhold av K. En av de som skiller seg fra de andre i Raundalen er Eggjareir (lokalitet 17) som er tolket til å være en moreneavsetning. Denne kan ignoreres da den ikke er fra et relevant kildeområde. Lokaliteten lå noe utenfor elveleiet og ble kun tatt prøve av da den var lett tilgjengelig. Det tredje kildeområdet (markert med blått i Figur 4.5) består av prøver fra breelavsetningene på Bømoen, Bjørkemoen og Tvildemoen med et middels innhold av Ca og K. Elementer som Fe, Ti, Mn og Si viser relativt lite variasjoner mellom lokalitetene i forhold til Ca og K. Andre

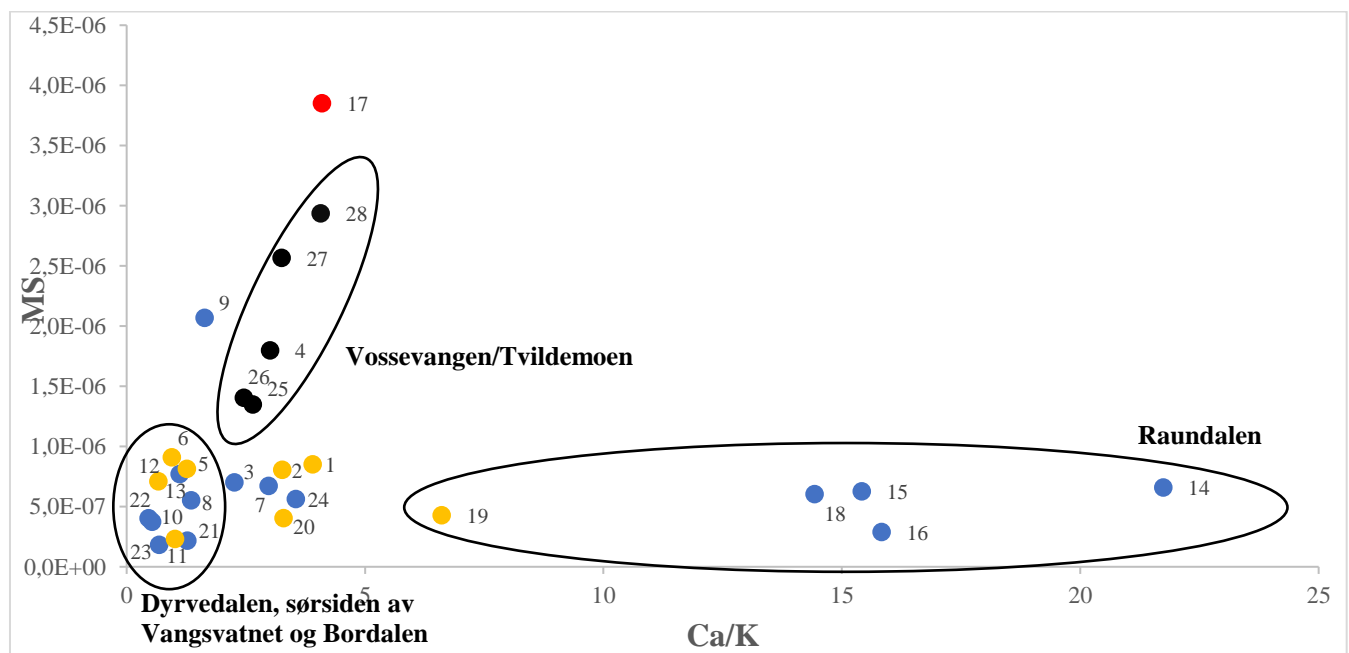


elementer som til en viss grad viser forskjellen mellom de ulike kildeområdene er Rb og Sr. For å vise dette er Rb/Sr ratioen presentert i Figur 4.5. Lav Rb/Sr ratio i sedimentkjerner er tidligere brukt av Vasskog et al. (2011) til å identifisere flomtransportert materiale. Det er samtidig viktig å bemerke at Rb/Sr ratioen i stor grad følger K/Ca ratioen. Sammenhengen mellom disse elementene er at Ca og Sr er begge forvitningsprodukter i forbindelse med kjemisk forvitring da de er mer motstandsdyktige enn K og Rb (Jin et al., 2006). Dette er videre diskutert i kapittel 5.1.



Figur 4.5: XRF og MS-resultater for nedslagsfeltprøvene. Lokalitet 6 i figuren er lokalitet 5b i lokalitetsbeskrivelsen (kapittel 4.1.1).

MS-resultatene av nedslagsfeltprøvene viser også en viss variabilitet, men det er ikke mulig å finne tilsvarende trender som for XRF resultatene. Figur 4.6 er derfor benyttet til å vise hvordan MS varierer med Ca/K ratioen for nedslagsfeltprøvene. For å kunne sammenligne med MS i sedimentkjernene er det mest hensiktsmessig å se på målt MS for prøvene i romtemperatur (B<sub>sus</sub> (273K)). Alle prøvene fra Raundalen, unntatt lokalitet 17, legger seg til høyre i diagrammet med høyt innhold av Ca og lav MS. De legger seg i rekkefølge etter avstand fra Vangsvatnet med prøven fra Mjølfjell (lokalitet 14) lengst til høyre. Prøver fra Dyrvedalen, sørsiden av Vangsvatnet og Bordalen samler seg nederst i venstre hjørne av diagrammet og representerer prøver med lavt innhold av Ca og lav MS. Prøvene som utpeker seg med høy MS er prøver fra lokaliteter langs med Vosso (lokalitet 4 og 25-28). De har sammenliknet med prøvene fra Raundalen økt innhold av Ca med økende avstand fra Vangsvatnet. Disse prøvene er tidligere tolket til å være flomavsatt materiale fra flommene i 2014 og 2015 med unntak av lokalitet 28 (kapittel 0). To prøver skiller seg ut, lokalitet 9 og 17. Prøven fra lokalitet 17 er som tidligere nevnt morenemateriale og ikke fra et potensielt kildeområde. Lokalitet 9 befinner seg på Jernesmoen og prøven er tatt fra et fluvialt delta. De resterende prøvene er fra Bjørkemoen (lokalitet 1 og 2), Vosso (lokalitet 3 og 24), Jernesmoen (lokalitet 7) og Bømoen (lokalitet 20). Generelt sett er det liten forskjell på prøver målt ved romtemperatur (273K) og 77K noe som indikerer at prøvene inneholder lite paramagnetiske mineraler, paramagnetisk ratio < 3,8 for alle prøvene (Vasskog et al., 2012, Kvisvik et al., 2015) (kapittel 3.2.4).



Figur 4.6: Sammenhengen mellom Ca/K ratioen og MS for nedslagsfeltprøvene. Gule symboler er glasifluviale avsetninger, blå symboler er fluviale avsetninger, svarte symboler er flomavsetning fra flommene i 2014 og 2015 og røde symboler er moreneavsetning. Lokalitet 6 i figuren er lokalitet 5b i lokalitetsbeskrivelsen (kapittel 4.1.1).

## 4.2 INNSJØKJERNER

I dette delkapittelet presenteres resultatene fra laboratorieanalyser av de fem sedimentkjernene fra Vangsvatnet, VATP116 (310 cm), VATP216 (246 cm), VATG116 (91 cm), VATG216 (107 cm) og VATG316 (85 cm). VAT står for Vangsvatnet og den siste bokstaven står for type kjernetaker, P (eng. piston) = stempelprøvetaker og G (eng. gravity) = gravitasjonsprøvetaker. Først beskrives de ulike sedimentologiske enhetene i kjernene for enklere å kunne skille de ulike lagene fra hverandre (kapittel 4.2.1). Deretter presenteres resultatene fra XRF-skanningen og MS-målingene i egne delkapitler for hver av sedimentkjernene (kapittel 4.2.2, 4.2.3, 4.2.4, 4.2.5 og 4.2.6). Kornstørrelse av VATP216 (kapittel 4.2.3) og glødetap av VATG316 (kapittel 4.2.6) er presentert i de respektive kapitlene. Parameterne som presenteres er tidligere brukt til å identifisere brå variasjoner i sedimentkjerner som kan kobles til flomhendelser (Nesje et al., 2001a, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2008, Støren et al., 2010, Vasskog et al., 2011). Tilslutt vil resultatene av radiokarbondatering på kjerne VATP116 og VATP216 (kapittel 4.2.7), samt blydateringene fra VATG316 (kapittel 4.2.8) presenteres sammen med aldersmodelleringen.

### 4.2.1 Beskrivelse av enheter

På grunn av lite synlige sedimentologiske strukturer i sedimentkjernene ble det problematisk med en grundig visuell beskrivelse. Det er kun VATP216 og VATG316 som til dels har visuell lagdeling, de har synlige mørke og lyse lag i forhold til VATP116. I et forsøk på å beskrive lagene ble de inndelt etter enheter basert på farge. Materialet i sedimentkjernene består av brune sedimenter (enhet B) med vekselvis lyse (enhet A) og mørke (enhet C) lag. De mest markerte og tykkeste lagene (enhet A-D og C-D) i VATP216 korrelerer med tilsvarende lag i VATG316 og kjennetegnes ved at de inneholder materiale av sagflis. Det er ikke mulig å spore enhet A-D og C-D til noen av de andre kjernene, disse vises kun i VATP216 og VATG316. Sagflislaget har derfor en begrenset utbredelse i sedimentbassenget til Vangsvatnet. Kjernene VATP216 og VATG316 er tatt nært deltaet ved innløpet til Vosso, mens VATP116, VATG116 og VATG216 er tatt mer sentralt i innsjøbassenget (Figur 2.5). For de tre siste kjernene er ikke stratigrafien like tydelig. De har ved første øyekast ingen lagdeling, men skanning av kjernene viser at de inneholder enhet A, B og C. Det er generelt høyt organisk innhold i sedimentkjernene, med et glødetap på 10-15 % med noen få topper på 20-25 % for VATG316. Det ble observert store og mange terrestriske makrofossiler i alle kjernene, som blader og kvister.

Tabell 3: Inndeling og egenskaper til enheter.

Enhet	Visuelt/Farge	Ca	K	MS	Kornstørrelse	Glødetap
A	Lyse lag	+	+	+	+	/
B	Brune lag	/	/	/	-	+
C	Mørke lag	-	-	-	+	+

*Enhet A (Tabell 3):* Disse lagene er lysgrå (Figur 4.7 og Figur 4.8) og har et relativt høyt innhold av minerogent materiale, opptil fin sand (0,06 - 2 mm). Dette gjenspeiles med høye MS-verdier, hvor de høyeste toppene befinner seg mellom 5-7 (SI  $10^{-5}$ ) for VATP216 og VATG316. Noe lavere, rundt 4 (SI  $10^{-5}$ ), for de tre andre kjernene. XRF-resultatene viser en generell trend for enhet A med høy tellerate for Ca, K, Rb og Ti. Fe/Ti-ratioen er lav i denne enheten og korresponderer med lav tellerate for Rb i noen av lagene. De mest markerte lagene har antydning til erosiv nedre kontakt. Tykkelsen på lagene varierer fra noen få mm til ca. 1 cm.



Figur 4.7: Dette er et utsnitt fra VATP216 hvor både enhet A (lyst lag), enhet B (brune lag) og enhet C (svarte lag) er representert. Pilen viser rett vei opp og representerer 10 cm.

*Enhet B (Tabell 3):* Disse lagene er brune (Figur 4.7, Figur 4.8, Figur 4.9 og Figur 4.10) og kjennetegnes med lite endringer i de ulike parameterne og består hovedsakelig av silt, samt noe organisk materiale (glødetap = 10-14 %). Denne enheten vil omtales som bakgrunnsediment siden materiale antas å være avsatt under normale avsetningsforhold i innsjøen.



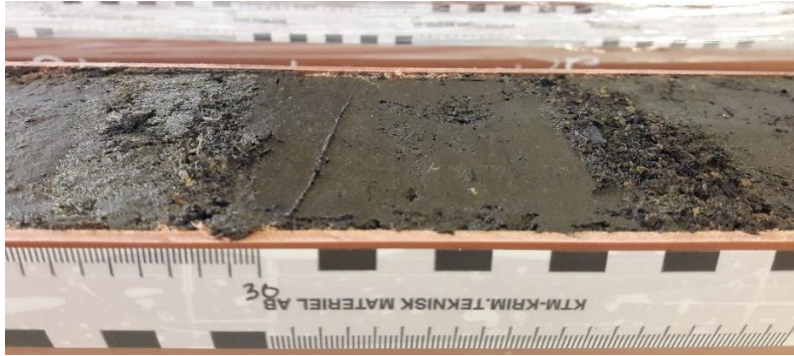
Figur 4.8: Fra dette utsnittet av VATP216 kan så vidt enhet A (lyst lag) skimtes i enhet B (brune lag), ved ca. 88 cm dyp.

*Enhet C (Tabell 3):* Disse lagene (Figur 4.7 og Figur 4.9) er svarte og har høyt innhold av organisk materiale, som resulterer i lav MS ( $<2$  (SI  $10^{-5}$ ) i VATP216) og høyt glødetap (ca. 20 % i VATG316). Noen steder kan fin sand observeres, som også gjenspeiles i kornstørrelsesanalysen med høyere kornstørrelse for enhet C enn enhet B. XRF-resultatene viser lave tellerater for Ca, K, Rb og Ti. K/Ca-ratioen og Rb/Sr-ratioen er lav og Fe/Ti-ratioen er høy for denne enheten.



Figur 4.9: Enhet C (mørke lag) og enhet B (brune lag) i VATP216.

*Enhet A-D og C-D:* Disse lagene er kun observert ved to tilfeller, ved 21-23 cm og 30-34 cm dyp i VATP216 (Figur 4.10) og noe lengre ned i VATG316 (40-42 cm og 53-57 cm dyp). Dette er henholdsvis et mørkt (enhet C) og et lyst lag (enhet A) og de beholder derfor den samme markeringen som tilsvarende lag beskrevet tidligere etterfulgt av en D for å markere at dette er en egen enhet. Det er mest hensiktsmessig å beskrive lagene i en egen enhet da de skiller seg ut både visuelt og ved samtlige analyser. Det spesielle med lagene er at de er tykke (2 cm og 4 cm) og inneholder materiale av sagflis. Lagene har en eroderende bunn som er tydeligst i laget på 30-34 cm (Figur 4.10). Sedimentene består av materiale med kornstørrelse opptil fin sand, der enhet A-D inneholder mer minerogent materiale enn enhet C-D. De har derfor henholdsvis høy (7,2 (SI  $10^{-5}$ )) og lav (0,4 (SI  $10^{-5}$ )) MS. De geokjemiske egenskapene er som for enhet A og C, men amplituden har høyere utslag for enhet A-D og lavere utslag for enhet C-D.

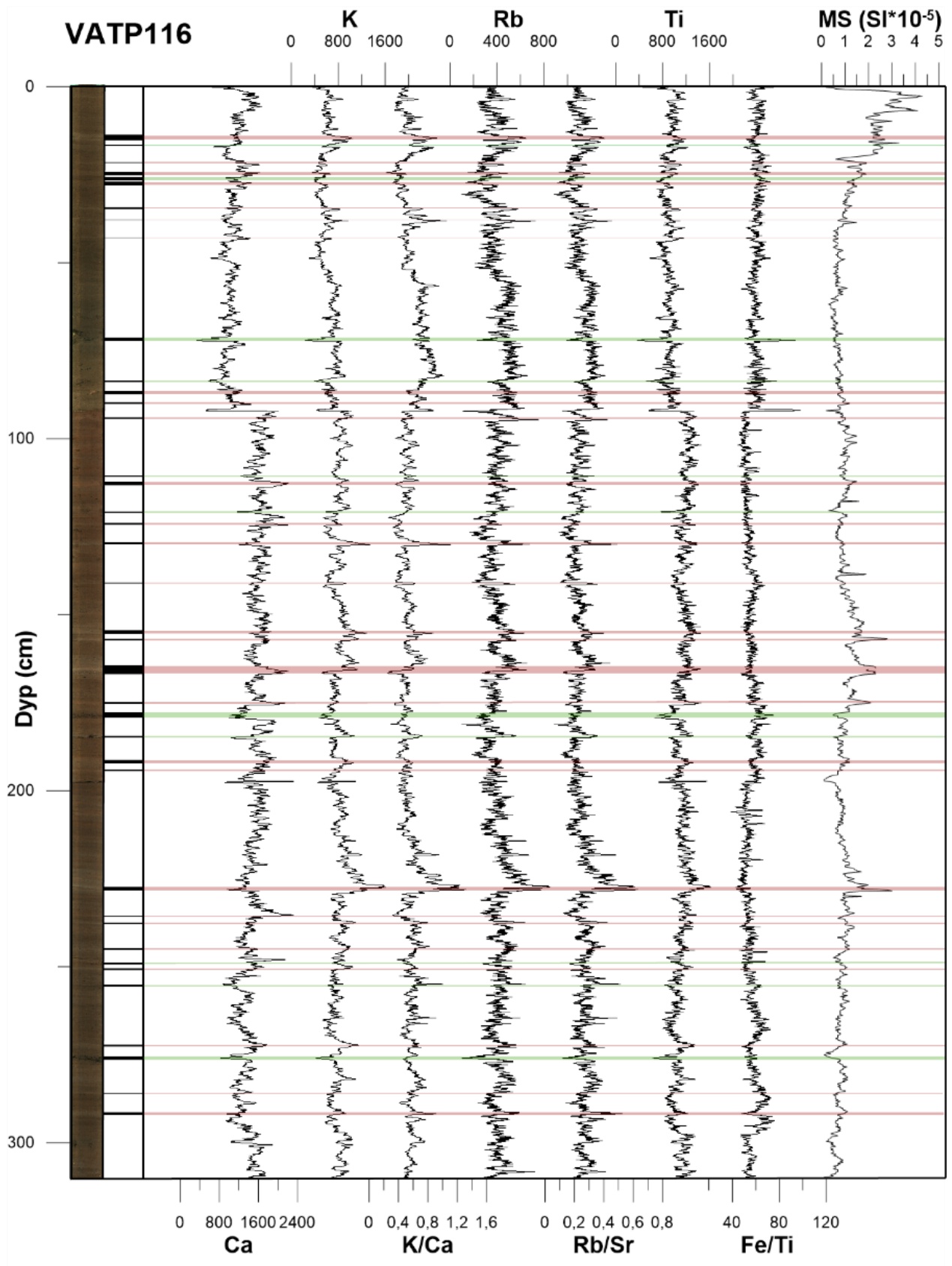


Figur 4.10: Enhet A-D, enhet C-D og enhet B i VATP216.

#### 4.2.2 VATP116

UTM: 32V 0357450 6723136, 62 m dyp, 310 cm lang

Resultatene fra XRF-skanning og MS-måling av VATP116 er presentert i Figur 4.11. Før analysene ble utført var det ikke mulig å se noen variasjoner i kjernen med det blotte øyet. Bilde av kjernen fra XRF-instrumentet gjør det mulig å dele kjernen inn i enheter. VATP116 inneholder enhetene A, B og C, som er nærmere beskrevet i kapittel 4.2.1. For denne kjernen er det en generell trend med økning i Ca (2000-2600 cps), K (1000-1800 cps), Rb (500-1000 cps), Ti (1200-2300 cps) og MS (2-4,3 (SI  $10^{-5}$ )) for enhet A, mens for enhet C er det motsatt med lave verdier i de samme parameterne. Både enhet A og enhet C representerer tynne lag i enhet B. For MS resultatene er det observert fire svingninger med en brå økning i MS mot toppen av kjernen.



Figur 4.11: Resultater fra XRF-skanning og MS-måling av VATP116 (løpende gjennomsnitt over 10 punkter for XRF parameterne). Hendelser er markert med svart strek og representerer enhet A og C, som tidligere er beskrevet i kapittel 4.2.1. Enhet A er markert med røde linjer og enhet C med grønne linjer. Enhet B er de brune sedimentene som befinner seg mellom disse to enhetene.

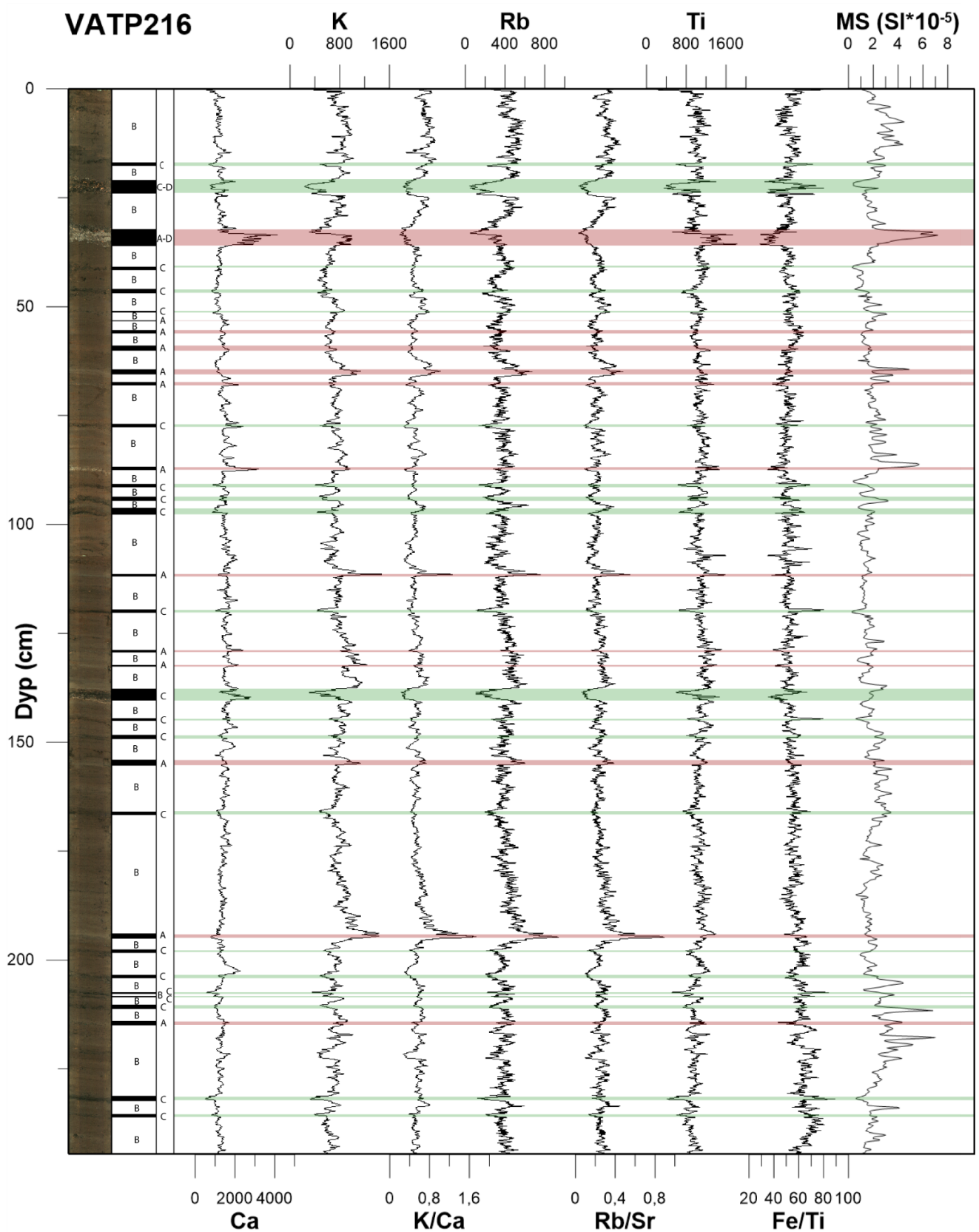


### 4.2.3 VATP216

UTM: 32V 0358214 6723566, 55 m dyp, 246 cm lang

Resultatene fra XRF-skanning og MS-måling av VATP216 er presentert i Figur 4.12. VATP216 har visuelt synlige lag som gjør det enkelt å dele den inn i enheter. Kjernen inneholder alle enhetene som er beskrevet i kapittel 4.2.1, enhet A, B, C, A-D og C-D. Enhet A og C i kjernen kan skilles fra enhet B ved at de har henholdsvis høye og lave tellerater (høyeste og laveste tellerate er vist i parentes for hver enkelt parameter) for Ca (4600 cps/300 cps), K (1600 cps/180 cps), Rb (1080 cps/0 cps) og Ti (2750 cps/100 cps), samt høy ( $7,2 \text{ (SI } 10^{-5})$ ) og lav ( $0,3 \text{ (SI } 10^{-5})$ ) MS. Enhet A-D og enhet C-D er markerte og tykke lag i VATP216 og kjennetegnes med materiale av sagflis sammen med fin sand. Enhet A-D (30-34 cm) har høye tellerater for Ca (4602 cps), K (1294 cps), Rb (658 cps) og Ti (2755 cps), samt høy MS ( $7,2 \text{ (SI } 10^{-5})$ ). Dette laget har i øvre del noe mørkt materiale, som gjenspeiles med lave tellerater for Ca (898 cps), K (248 cps), Rb (0 cps) og Ti (349 cps). Enhet C-D (21-23 cm) har lave tellerater for Ca (585 cps), K (176 cps), Rb (0 cps) og Ti (238 cps), samt lav MS ( $21 \text{ (SI } 10^{-5})$ ). Grafen for MS viser også her en antydning til svingninger i datasettet, som for VATP116 viser MS totalt fire svingninger. For VATP216 er det ingen brå økning i MS mot toppen av kjernen som for VATP116. Høye verdier i MS forteller at enhet A inneholder en økt mengde minerogent materiale i forhold til resten av kjernen (Nesje et al., 2004, Støren et al., 2010). Utfra sammenfallende topper i Ca og MS i kombinasjon med lyse minerogene lag (enhet A) antas det at disse lagene representerer flomlag. Siden VATP216 inneholder alle enhetene og har relativt synlige, tykke lag som korrelerer med høy tellerate for Ca (enhet A) er denne kjernen valgt ut til kornstørrelsesanalyse. VATP216 er derfor betegnet som hovedkjerne i denne oppgaven.



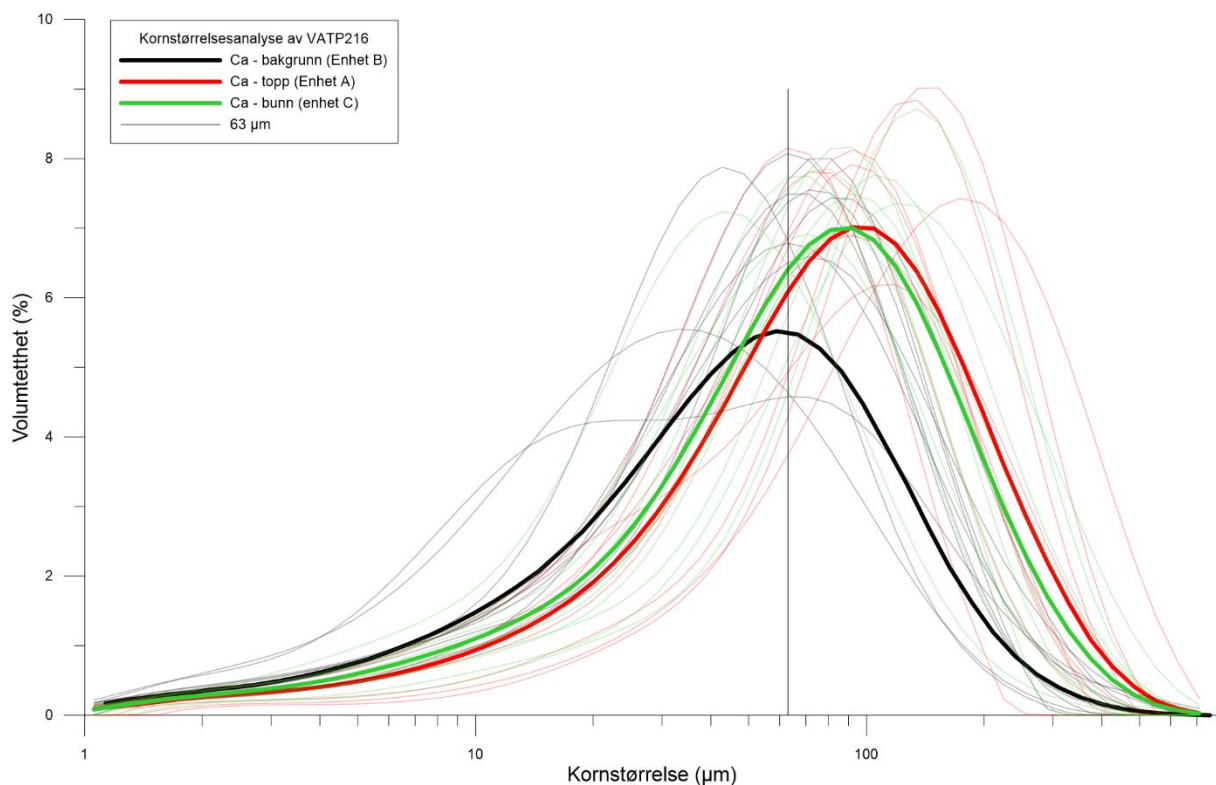


Figur 4.12: Resultater fra XRF-skanning og MS-måling av VATP216 (løpende gjennomsnitt over 10 punkter for XRF-parametrene). Hendelser er markert med svart strek og representerer enhet A, C, A-D og C-D som tidligere er beskrevet i kapittel 4.2.1. Enhet A er markert med røde linjer og enhet C med grønne linjer. Enhet B er de brune sedimentene som befinner seg mellom disse to enhetene.

Basert på resultatene fra XRF-skanning av VATP216 er det tatt ut 30 prøver for nærmere undersøkelse ved kornstørrelsesanalyse. Hvilke prøver som er hentet ut er bestemt ut fra mengden Ca i sedimentene etter antakelse om at høy Ca representerer flomlag (kapittel 4.2.3). Som tidligere nevnt i kapittel 3.2.5 vil økt kornstørrelse for disse lagene indikere at de er flomlag i samsvar med Arnaud et al. (2005) og Bøe et al. (2006). Prøver fra enhet A, B og C ble tatt ut hvor da enhet A representerer prøver med høy tellerate for Ca (2000-4600 cps) og enhet C representerer prøver med lav tellerate for Ca (400-1000 cps) (Tabell 4). Figur 4.13 viser resultatene fra kornstørrelsesanalyse av alle prøvene. Hvis Wentworth skalaen (Wentworth, 1922) for kornstørrelse brukes kan skillet mellom silt og fin sand settes ved 63  $\mu\text{m}$ , som treffer midt på gjennomsnittet for enhet B. Utfra dette faller samtlige av toppene til prøver fra enhet A og alle toppene unntatt en fra enhet C innenfor kornfraksjonen fin sand. Dette indikerer at enhet A og C inneholder relativt høyere kornstørrelse enn enhet B. Noen av lagene til enhet A er visuelt lysere i kjernen, spesielt lagene ved 34 cm (enhet A-D), 88 cm og 140 cm dyp skiller seg ut. Disse tre lagene vises helt til høyre i både Figur 4.13 og Figur 4.14 med en gjennomsnittlig kornstørrelse ( $D_x 50$ ) på henholdsvis 125  $\mu\text{m}$ , 141  $\mu\text{m}$  og 109  $\mu\text{m}$ , samt at disse har den høyeste telleraten for Ca (over 3000 cps) målt i kjernen (Tabell 4). Enhet B har noe dårligere sortering enn enhet A og C, men dette er ikke en vesentlig forskjell. En av prøvene for enhet B har en bimodal fordeling, denne er hentet fra 26,42 cm. Både dette laget og laget på 12,98 cm har dårligere sortering enn de andre lagene. Ved innsamling av kornstørrelsesprøvene er det forsøkt å ta prøver fra lag uten forstyrrelser fra omgivelsene. Grunnet tynne lag kan det være noe usikkerhet i målingene, da lagene ikke alltid er like enkle å finne og det er dermed vanskelig å ta ut prøve innenfor det aktuelle laget. De tykkeste grafene i Figur 4.13 er gjennomsnittet for enhet A, B og C og indikerer at enhet A og C har en høyere og tilnærmet lik kornstørrelsesfordeling i forhold til enhet B.

Tabell 4: Prøver tatt ut av VATP216 til kornstørrelsesanalyse

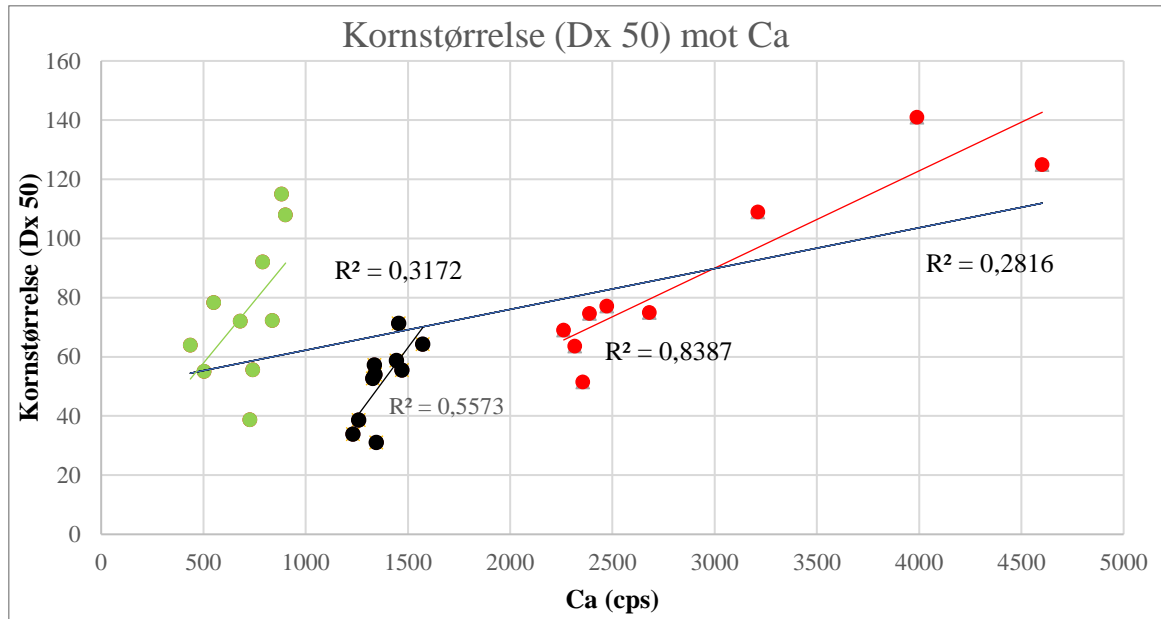
Enhet	Dybde (cm)	Ca (cps)	Enhet	Dybde (cm)	Ca (cps)	Enhet	Dybde (cm)	Ca (cps)
C-D	21.42	2388	B	12.98	1345	C	17.32	551
A-D	33.68	4602	B	26.42	1231	C	46.38	681
A	68.04	2473	B	40.44	1259	C	83.88	902
A	77.64	2681	B	89.34	1329	C	97.18	790
A	87.4	3990	B	98.26	1444	C	119.82	837
A	128.86	2667	B	112.92	1573	C	138.48	882
A	139.24	3212	B	134.06	1456	C	153.08	741
A	146.56	2317	B	164.28	1471	C	194.66	728
A	202.66	2356	B	181.1	1336	C	207.48	503
A	214.42	2262	B	216.12	1340	C	231.98	436



Figur 4.13: Resultater fra kornstørrelsesanalyse av prøver fra VATP216. Prøver med høy tellerate for Ca er vist med rødt og tilsvarende enhet A. Prøver med lav tellerate for Ca er vist med grønt og tilsvarende enhet C. Bakgrunnsstoffet er vist med svart og tilsvarende enhet B. De tykke linjene viser gjennomsnittet for hver av enhetene..

I Figur 4.14 er gjennomsnittlig kornstørrelse ( $D_{x50}$ ) for hver prøve plottet mot tilsvarende tellerate for Ca. Ved å bruke lineær regresjon vil man få en  $R^2$  verdi som forteller hvor god korrelasjon det er mellom de gitte parameterne for de ulike enhetene. Prøver fra enhet A har en  $R^2$  verdi på 0,8387 som forteller at det er god korrelasjon (verdier nært 1) mellom kornstørrelse

og Ca for disse lagene. Denne sammenhengen er mindre relevant for enhet B og C som har en lav  $R^2$  verdi på henholdsvis 0,5573 og 0,3172.

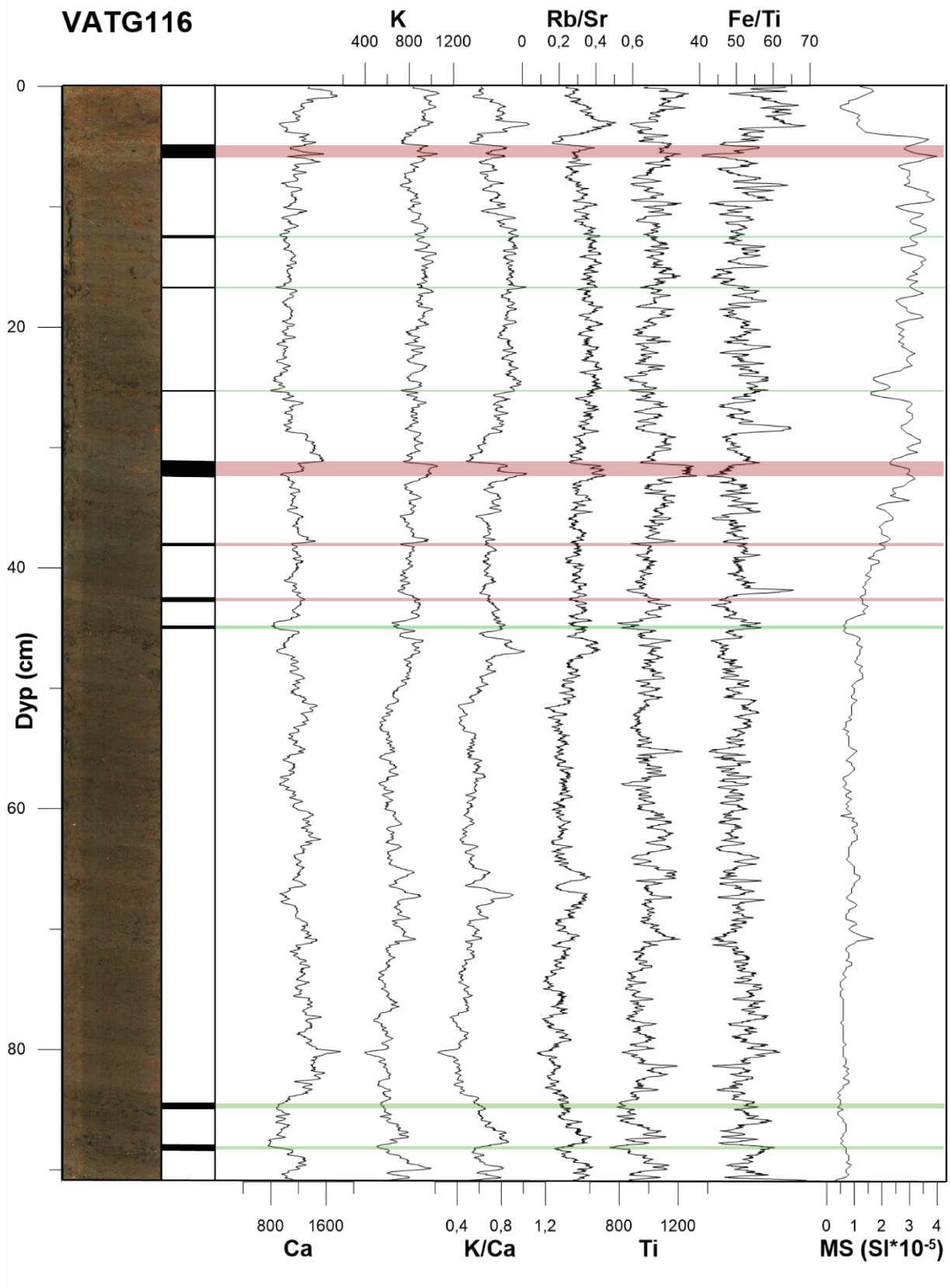


Figur 4.14: Gjennomsnittlig kornstørrelse (Dx 50) mot Ca. Rødt markerer prøver fra enhet A, svart prøver fra enhet B og grønt prøver fra enhet C.

#### 4.2.4 VATG116

UTM: 32V 0357495 6723092, 61 m dyp, 91 cm lang

VATG116 har lite synlige sedimentologiske strukturer, disse er kun synlige ut fra bilder av kjernen. Kjernen består av enhet A, B og C og er markert i Figur 4.15. Resultatene fra XRF-skanning og MS-måling er sammenstilt i denne figuren. Variasjoner i de ulike parameterne samsvarer med tidligere observasjoner i VATP116 og VATP216, med høye tellerater (høyeste tellerate i parantes) for Ca (1996 cps), K (1232 cps), Ti (1870 cps) og høy MS ( $4 \text{ (SI } 10^{-5})$ ) for enhet A og lave tellerater (laveste tellerate i parantes) for Ca (586 cps), K (373 cps), Ti (611 cps) og lav MS ( $0,2 \text{ (SI } 10^{-5})$ ) for enhet C. Det er noen variasjoner i kjernen som kun fanges opp av analysene, spesielt ved 70 cm dyp er det variasjoner i parameterne uten at det visuelt observeres noen tydelige lag i kjernen.

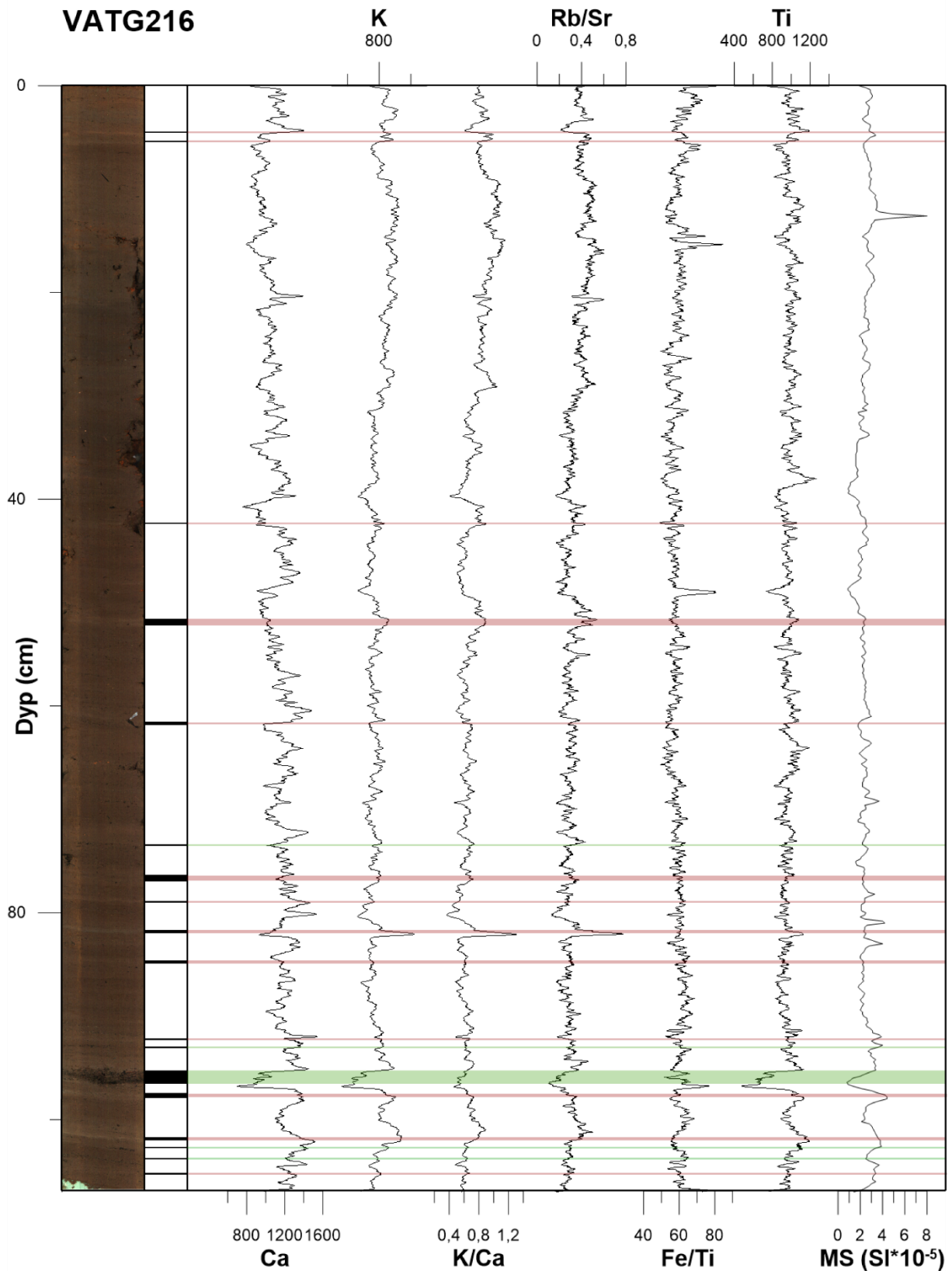


Figur 4.15: Resultater fra XRF-skanning og MS-måling av VATG116 (løpende gjennomsnitt over 10 punkter for XRF-parametrene). Hendelser er markert med svart strek og representerer enhet A og C, som tidligere er beskrevet i kapittel 4.2.1. Enhet A er markert med røde linjer og enhet C med grønne linjer. Enhet B befinner seg mellom disse to enhetene.

#### 4.2.5 VATG216

UTM: 32V 0358214 6723566, 55 m dyp, 107 cm lang

Resultater fra XRF-skanning og MS-måling av VATG216 er sammenstilt i Figur 4.16. Det samme gjelder for kjerne VATG216 som for VATG116, den har forholdsvis få og tynne lag med unntak av et lag på ca. 1 cm ved 97 cm dyp. Dette laget er kategorisert som enhet C og har lave tellerater for Ca (563 cps), K (247 cps), Ti (392 cps) og lav MS (0,8 (SI  $10^{-5}$ )). Kjernen inneholder enhet A, B og C og disse lagene har jevnt over samme geokjemiske og magnetiske egenskaper som er observert i foregående kjerner. I denne kjernen er det også variasjoner i kjernen som plukkes opp av de ulike analysene men som ikke er visuelt synlige, som en topp i MS (8 (SI  $10^{-5}$ )) 12,6 cm ned i kjernen.



Figur 4.16: Resultater fra XRF-skanning og MS-måling av VATG216 (løpende gjennomsnitt over 10 punkter for XRF parameterne). Hendelser er markert med svart strek og representerer enhet A og C, som tidligere er beskrevet i kapittel 4.2.1. Enhet A er markert med røde linjer og enhet C med grønne linjer. Enhet B befinner seg mellom disse to enhetene.

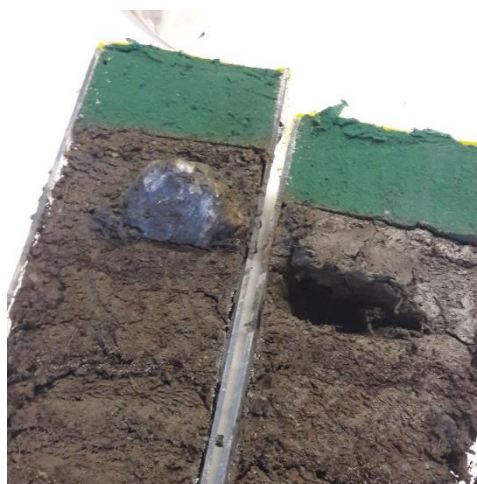


#### 4.2.6 VATG316

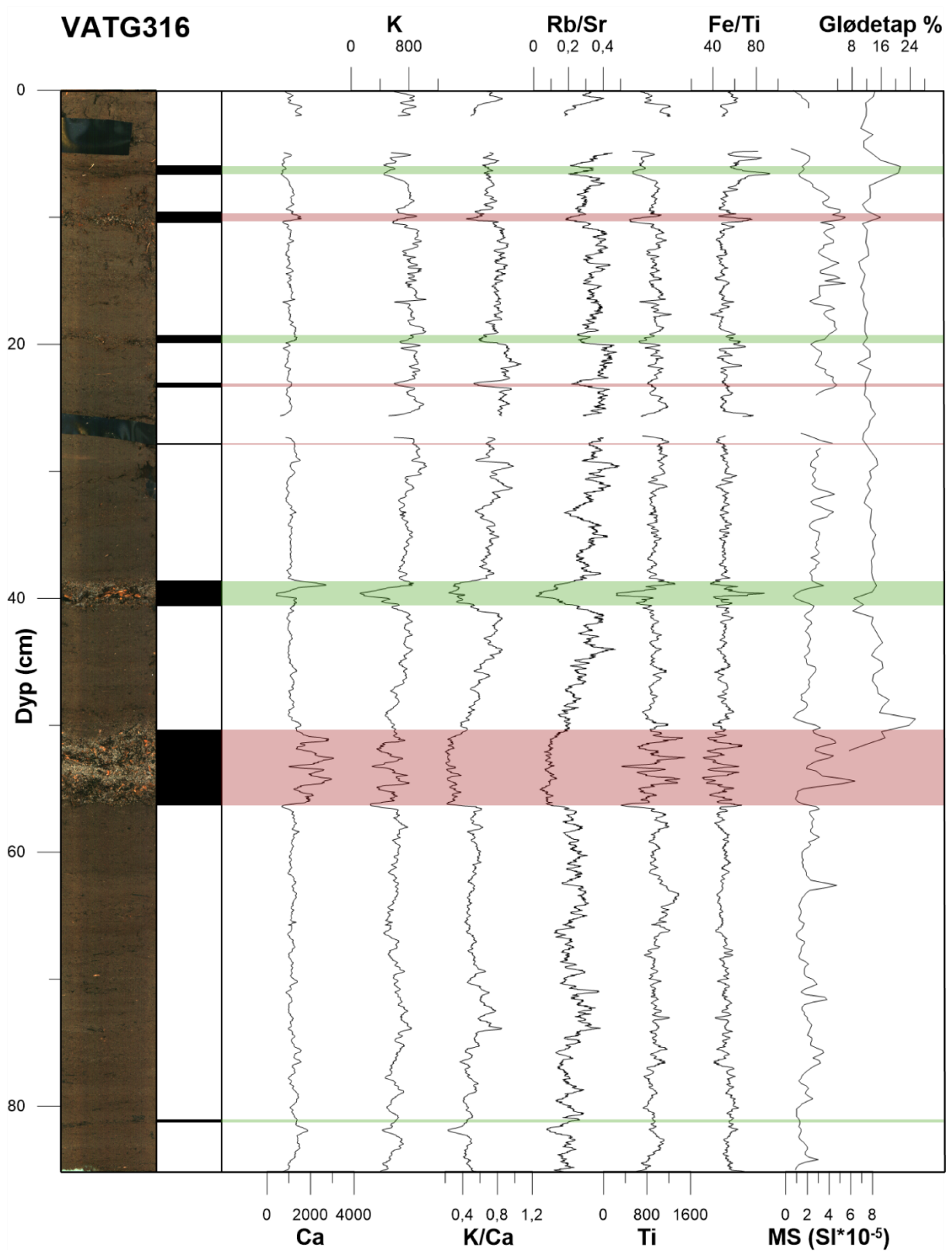
UTM: 32V 0358105 6723270, 55 m dyp, 85 cm lang

Resultater fra XRF-skanning, MS-måling og glødetap fra kjerne VATG316 er sammenstilt i Figur 4.18. I denne kjernen er det for få lag i de ulike enhetene til å kunne si noe konkret om lagenes geokjemiske sammensetning og innhold av magnetiske mineraler. For enhet A-D og enhet C-D er det tydelige variasjoner i de ulike parameterne. Varierende innhold av organisk og minerogent materiale innad i lagene gjør at parametere skifter fra lave til høye verdier. Hvis man ser på endringen i forhold til enhet B for disse to lagene er enhet C-D kjennetegnet med lave tellerater for Ca, K, Ti og lav MS, mens enhet A-D har høye tellerater for Ca, K, Ti og høy MS. For VATG316 er det utført glødetap i de øvre 52 cm. Glødetapet for enhet C er over 20 % for det øverste laget som er markert i Figur 4.18 og er høyere enn glødetapet i enhet B. Enhet C-D derimot representeres med lavt glødetap, grunnet en høy andel minerogent materiale i tillegg til noe organisk. Det er nesten så dette laget kan kategoriseres som enhet A-D, men koblingen til enhet C-D i VATP216 og lave verdier for parameterne gjør at denne beholder markeringen som enhet C-D.

Øverst i kjernen ble det funnet en stein med en diameter på ca. 4 cm. Denne var avsatt 3-4 cm ned i kjernen (Figur 4.17). Det ble også funnet grus på 1-2cm i bunnen av samme kjerne. Steinen i toppen ble tatt ut av kjernen før skanning og det er derfor et hull i kjernen ved dette dypet som ble tettet med teip før skanning. Ved 27 cm er det et lite tomrom mellom sedimentene som også ble teipet igjen under skanning.



Figur 4.17: Stein i toppen av VATG316



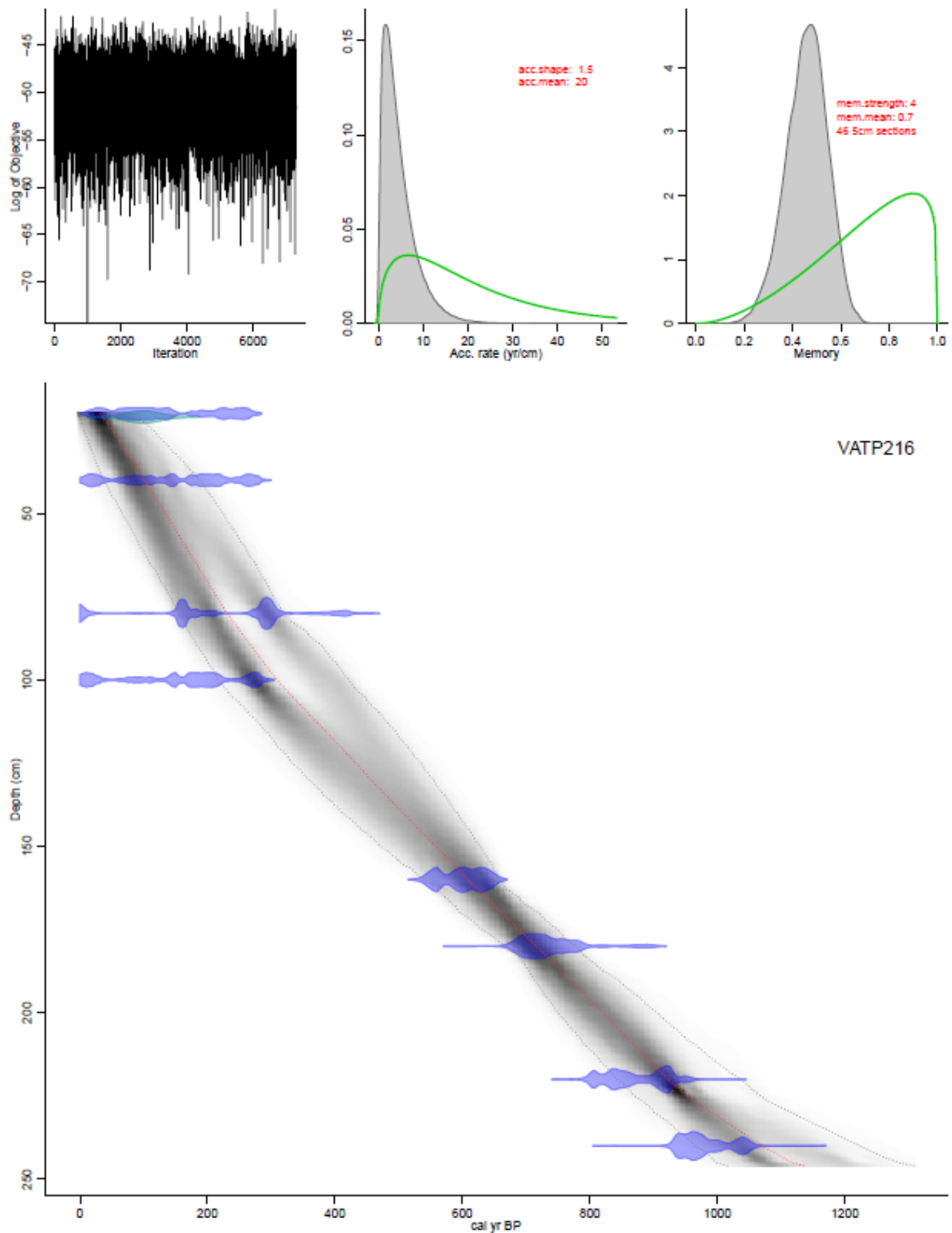
Figur 4.18: Resultater fra XRF-skanning og MS-måling av VATG316 (løpende gjennomsnitt over 10 punkter for XRF-parameterne). Hendelser er markert med svart strek og representerer enhet A, C og D som tidligere er beskrevet i kapittel 4.2.1. Enhet A er markert med røde linjer og enhet C med grønne linjer. Enhet B befinner seg mellom disse to enhetene.

#### 4.2.7 Radiokarbondatering av VATP116 og VATP216

Radiokarbondatering av VATP116 og VATP216 er basert på terrestriske makrofossiler. Totalt 9 prøver på mellom 1,3 og 7,3 mg ble plukket ut i sedimentkjernene. Resultatene fra radiokarbondatering av VATP116 og VATP216 er oppsummert i Tabell 5, fra VATP116 er det kun tatt bunndatering. Grunnet høyt innhold av terrestriske makrofossiler i kjernene består dateringsprøvene kun av bladfragmenter. Figur 4.19 viser aldersmodellen som er basert på radiokarbondateringene fra VATP216, og denne sedimentkjernen har en sedimentasjonshastighet på ca. 2,5 mm/år. Sedimentasjonshastigheten er tilnærmet konstant gjennom kjernen med stor usikkerhet de første 400 årene. VATP116 dekker tilsvarende tidsperiode som VATP216, i tillegg til ca. 400 år lengre tilbake i tid. Bunndateringen av VATP116 er kalibrert til 1300 – 1338 år BP som gir en sedimentasjonsrate på ca. 2,3 mm/år. Blydatering fra enhet C-D er lagt til i aldersmodellen da dette laget korrelerer med enhet C-D i VATP216.

Tabell 5: Prøver datert med radiokarbondatering.

Lab. nr.	Kjernenavn	Dyp (cm)	mg	<sup>14</sup> C alder	Kalibrert alder BP	Kalibrert alder AD
Poz-88537	VATP216	20	5.6	120 ± 30 BP	141 ± 98	1809 ± 98
Poz-88536	VATP216	40	3	150 ± 30 BP	140 ± 108	1810 ± 108
Poz-88535	VATP216	80	6.1	235 ± 30 BP	234 ± 71	1716 ± 71
Poz-88534	VATP216	100	5.7	170 ± 30 BP	147 ± 119	1803 ± 119
Poz-88533	VATP216	160	5.4	600 ± 30 BP	602 ± 37	1348 ± 37
Poz-88532	VATP216	180	3.5	810 ± 40 BP	733 ± 33	1217 ± 33
Poz-88530	VATP216	220	2.8	975 ± 30 BP	880 ± 47	1070 ± 47
Poz-88528	VATP216	240	7.3	1065 ± 30 BP	991 ± 40	959 ± 40
Poz-88529	VATP116	310	1.3	1400 ± 30 BP	1318 ± 18	632 ± 18



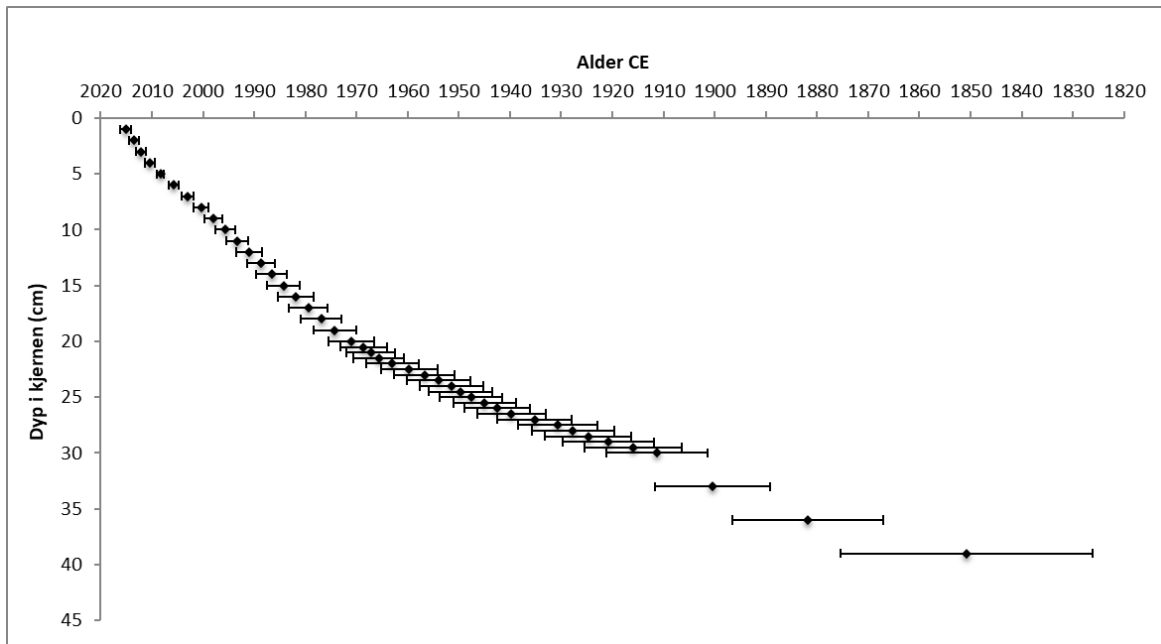
Figur 4.19: Aldersmodell basert på radiokarbondatering av VATP216. Aldersmodellen er laget ved hjelp av Bacon v.2.3.3 (Blaauw og Christen, 2013) i dataprogrammet «R».

#### 4.2.8 Blydatering av VATG316

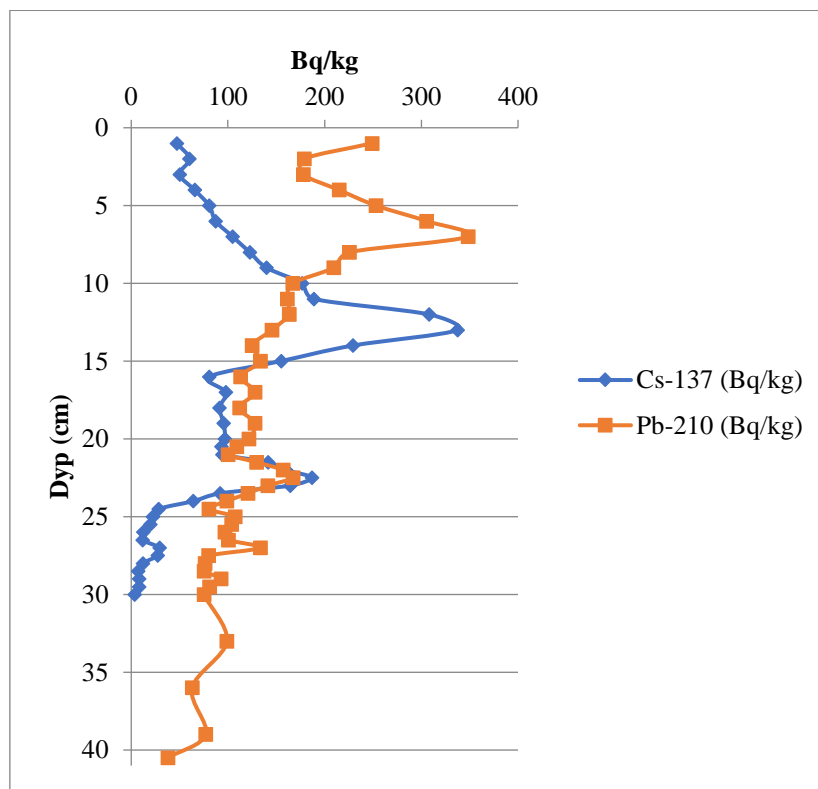
VATG316 er valgt til blydatering da den korrelerer med VATP216. Prøver til blydatering er tatt fra de øverste 53 cm for å forhåpentligvis kunne datere enhet A-D og C-D. Det er bare de øverste 39 cm som er datert med denne metoden grunnet dateringsmetodens begrensning på 150 år tilbake i tid (kapittel 3.2.8). Det vil si at det er datert ned til toppen av enhet C-D, datert til AD 1851 ± 25. Datering for visuelt synlige lag i kjernen er samlet i Tabell 6 og det er ut fra det historiske arkivet (kapittel 2.5.4) gjort en tolkning på hvilke flommer disse lagene representerer. For flomlag med flere mulige flommer er den største benyttet, der størrelsen til flommene er basert på vannføringsdata fra Bulken (Figur 2.10). Figur 4.20 viser alle blydateringene for VATG316 med tilsvarende usikkerhet. Sedimentasjonshastigheten til denne kjernen er 2,4 mm/år og usikkerheten øker med dybde. Figur 4.21 viser målte verdier for Pb (bly) og Cs (cesium) i kjernen. Cs er målt parallelt med Pb og toppene gir nøyaktig markører for to historiske hendelser, våpentesting på begynnelsen av 1960 og Tjernobyld hendelsen i 1986 (Appleby et al., 1991).

Tabell 6: Blydatering for visuelt synlige lag i VATG316

Dyp (cm)	Alder (år)	Usikkerhet (år)	Tolket til
6	2006	1	Flommen i 2005
10	1996	2	Flommen i 1995
19	1974	4	Flommen i 1971
23	1957	6	Flommen i 1950, men kan også være flommen i 1953 og 1954
29	1921	9	Flommen i 1918, men kan også være flommen i 1921
33	1900	11	Flommen i 1899
39	1851	25	Flommen i 1873, men kan også være flommen i 1862, 1864, 1971 og 1874



Figur 4.20: Aldersmodell for blydatering av VATG316



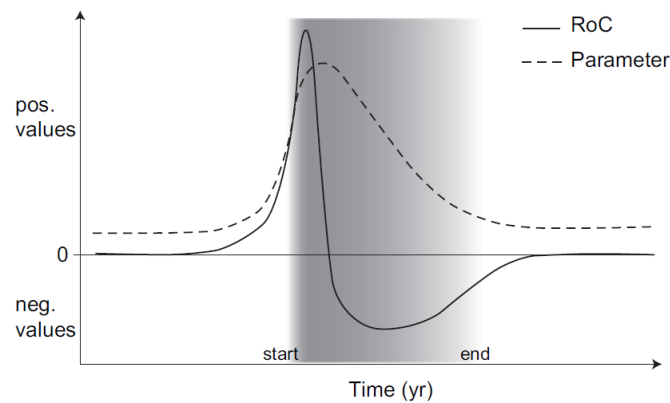
Figur 4.21: Pb- og Cs-målinger av VATG316.

### 4.3 KOBLING MELLOM NEDSLAGSFELTPRØVER OG SEDIMENTKJERNER

Hensikten med nedslagsfeltprøvene er å kunne si noe om kildeområdene til sedimentene avsatt i Vangsvatnet. Skal derfor i dette delkapittelet forsøke å koble enhet A og C fra sedimentkjernene til de ulike kildeområdene. Det er hovedsakelig to kildeområder til flomtransportert materiale for Vangsvatnet. Det ene kildeområdet er forvitningsmateriale av fyllitt i området rundt Vangsvatnet, som Bordalen og Dyrvedalen, samt små elveløp ned mot innsjøen. Det andre kildeområdet er breelvsedimenter fra Bømoen, Tvildemoen og Bjørkemoen, og eventuelt sedimenter fra Raundalen (Figur 4.1). Som tidligere nevnt kjennetegnes enhet A i sedimentkjernene med høyt innhold av Ca, K og høy MS. Dette kan henholdsvis kobles til Ca-rike kildeområder fra Raundalen, K-rike kildeområder fra sørsiden av Vangsvatnet eller Dyrvedalen og flomsedimenter langs Vosso. For enhet C er det imidlertid lave verdier for disse parameterne. Dette samsvarer med kildeområdene i Raundalen (lite K) og kildeområdene fra sørsiden av Vangsvatnet eller Dyrvedalen (lite Ca). Når det gjelder kildeområder med de laveste MS-verdiene konsentrere disse seg til sørsiden av Vangsvatnet og Dyrvedalen.

### 4.4 FLOMFREKVENNS

Ved å bruke aldersmodellen (Figur 4.19) sammen med sedimentparameterne fra ITRAX skanneren for VATP216, kan flomfrekvenser (Figur 4.25) for Vangsvatnet estimeres. Flomfrekvensene er basert på to forskjellige statistiske metoder, endringsrate (RoC) og detrending. Endringsrate for identifisering av flomhendelser ble først brukt av Støren et al. (2010) som ved å dele endring i flomsensitiv parameter på endring i tid viser at raske endringer i sedimentasjonen kan brukes til å identifisere flomhendelser. Dette gir positiv respons for endringsraten ved høye verdier i parameterne som kobles til flommens begynnelse, etterfulgt av negativ respons som et resultat av redusert flomintensitet og sedimentasjonshastighet (Figur 4.22).



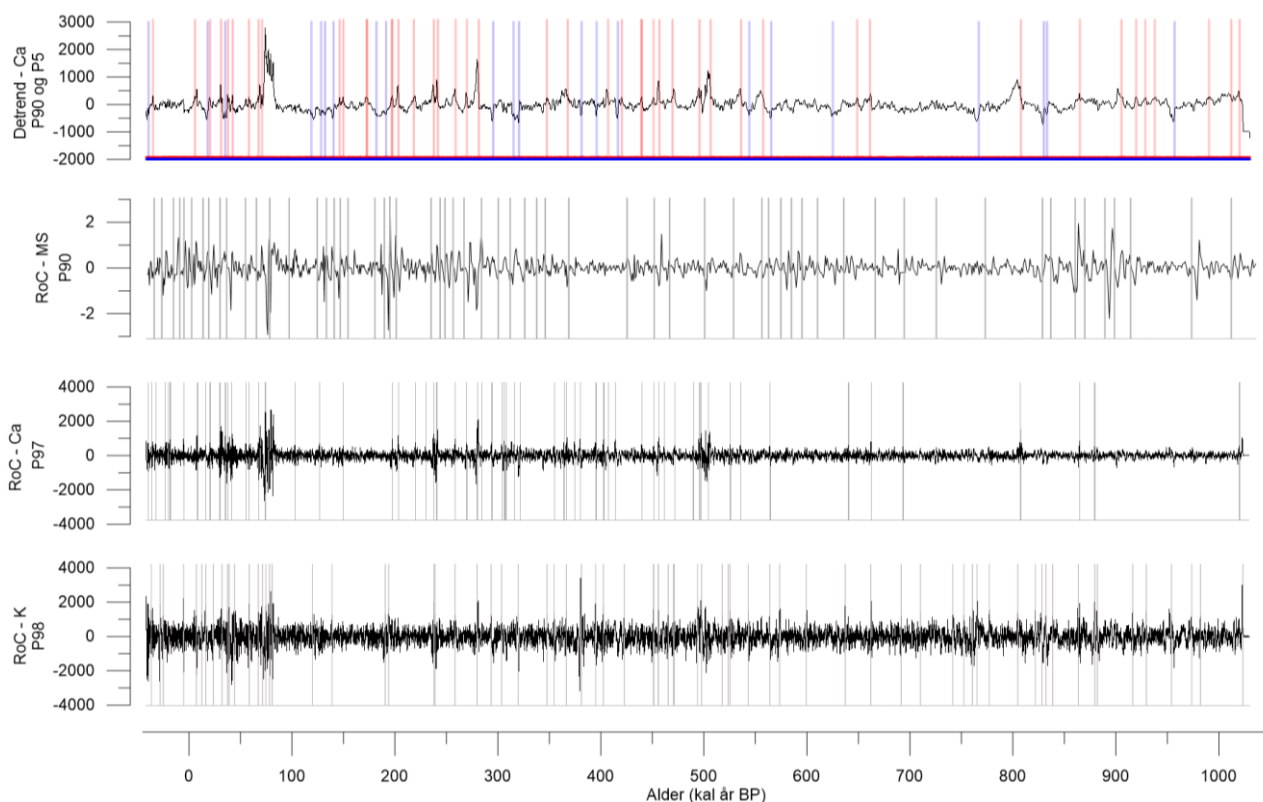
Figur 4.22: Modellen viser hvordan endringsraten (RoC) fanger opp variasjoner i målt parameter over tid (Støren et al., 2010)

Endringsrate er utført på Ca, K og MS. Ca ble valgt da denne parameteren er tolket til å være flomsignal for VATP216. K og MS ble i tillegg valgt da de samvarierer med Ca, samt at høy MS kobles til flomsedimenter (Nesje et al., 2004, Støren et al., 2010). Endringsraten for K og Ca er beregnet på et løpende gjennomsnitt over 10 punkter for å redusere langtidstrender i innsjøproduksjon og avrenning fra nedbørsfeltet (Støren et al., 2010). Et problem som kan oppstå ved bruk av endringsrate er at både topper (enhet A) og bunner (enhet C) i datasettet blir registrert som flomhendelser. Dette gjelder bare for Ca og K, da MS resultatene har kun topper ut fra et bakgrunnssignal. For å kunne skille enhet A og enhet C er detrending av datasettet utført, det vil si at langtidstrender i datasettet flates ut slik at enhet A og enhet C kan fanges opp hver for seg. Metoden kan ikke brukes på K grunnet for mye trender i dette datasettet. Derimot for Ca er det en svak trend gjennom hele datasettet som enkelt kan flates ut uten å påvirke resultatet betydelig. Det er i utgangspunktet derfor endringsraten er en foretrukket metode da endringsraten fanger opp endringer uavhengig av trender i datasettet. Alle resultatene for disse to metodene er samlet i Figur 4.23 sammen med flomtellingene.

For flomtellingene er det brukt terskler, disse er angitt med P for persentil etterfulgt av terskelverdien. Terskelverdien angir en satt grense i prosent hvor alle verdier over eller under markeres som flom. En slik terskel må settes lavt nok til at alle flommene registreres, men samtidig være høy nok for å unngå at bakgrunnsstøy fanges opp. For å bestemme terskelen er det tatt utgangspunkt i antall historiske flommer de siste 120 årene, det gir totalt 16 flommer (1899, 1921, 1940, 1950, 1953, 1954, 1967, 1971, 1983, 1989, 1995, 2000, 2005, 2014 og 2015). Flommen fra 2014 og 2015 kan ikke forventes å være bevart grunnet forstyrrelser av toppen ved kjernetaking. Flommer de siste 120 årene er derfor nedjustert til totalt 14 flommer. Ulike terskler er testet ut for endringsraten av Ca, K og MS og for detrending av Ca for å finne terskelen som gir 14 flommer de siste 120 årene. For detrending av Ca er en terskel på P90 og



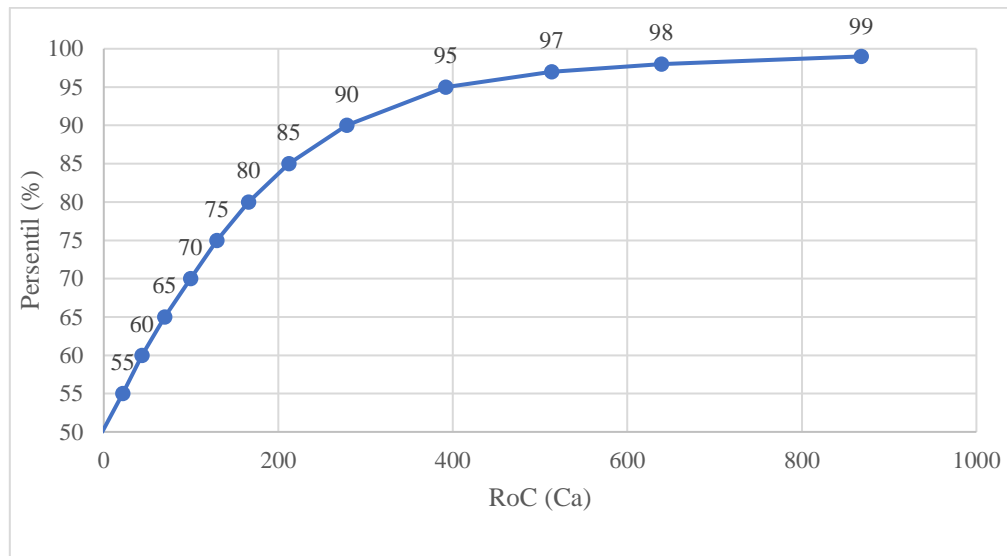
P5 valgt, dette gir totalt 10 flommer. Flytting av terskelen til P85 og P10 hadde ingen betydning for antall flommer, P90 og P5 er derfor beholdt. For bestemmelse av terskel for flomtelling av endringsraten til Ca er grafen i Figur 4.24 benyttet. Utflating av grafen etter 95 % antyder at en terskel over denne verdien vil være tilstrekkelig og for å sikre at kun ekstremverdiene fanges opp bør terskelen settes noe høyere enn dette knekkpunktet. Ved å velge en terskel på 97 % (P97) kommer man nærmest mulig 14 flommer for de siste 120 årene.



Figur 4.23: Endringsrate for Ca, K og MS med flomtelling (grå streker) og detrend for Ca med flomtelling for topper (rød) og bunner (blå).

For endringsraten gir flomtelling av MS (60 flommer) færre flommer enn for flomtelling av Ca (67 flommer) og K (75 flommer) (Tabell 7). Flomtelling av Ca basert på endringsrate (67 flommer) og detrend (68 flommer) skiller bare med en flom, men observasjon av flomtellingene i Figur 4.23 viser at flomtellingene ikke alltid samsvarer med hverandre. Det er for eksempel en høyere flomfrekvens fra 800-1000 kal. år BP og rundt 150 kal. år BP ved detrending av Ca, men disse sammenfaller med flomtelling for MS. Oppdeling av enhet A og enhet C ved detrending viser at det er omtrent dobbelt så mange 'minerogene' flommer som 'organiske' flommer de siste tusen årene. Det er en gjennomgående trend med flere flommer i periodene 800-900 kal. år BP, 200-600 kal. år BP og fra 80 kal. år BP til i dag, med unntak av flomtelling

for endringsraten til Ca som viser få flommer i perioden 800-900 kal. år BP. Oppsummert gir de valgte tersklene 60-75 flommer de siste tusen årene.



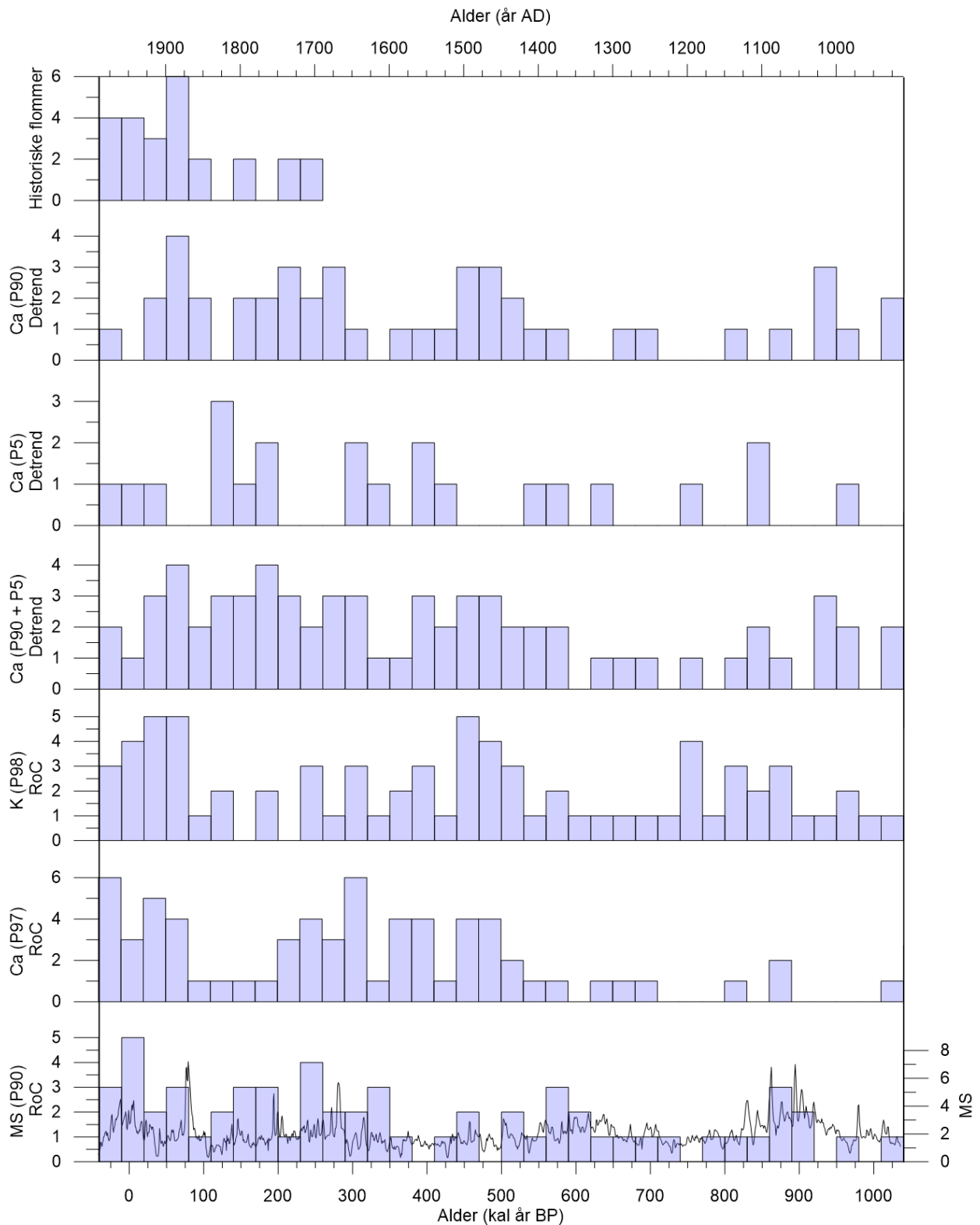
Figur 4.24: Denne figuren viser hvordan endringsraten for Ca varierer med persentil.

Tabell 7: Oversikt over hvor mange flommer de ulike metodene og tersklene gir.

Metode	Terskel	Antall flommer
RoC (Ca)	P97	67
RoC (K)	P98	75
RoC (Reimer et al.)	P90	60
Detrend (Ca)	P5, P90, Ptotal	22, 46, 68

Ut fra flomtellingene og det historiske arkivet er det etablert flomfrekvenskurver over 30 års perioder (Figur 4.25). Flomfrekvenskurvene viser en gjennomgående trend med flere flommer i perioden 200-500 kal. år BP og fra 100 kal. år BP og frem til i dag, mens det er færre flommer i periodene 100-200 kal. år BP, 600-800 kal. år BP og før 900 kal. år BP. Flomfrekvenskurven for MS viser en noe lavere flomfrekvens i perioden 400-500 kal. år BP, samt en økning i antall flommer rundt 600 kal. år BP og 850 kal. år BP. Den sistnevnte samsvarer med flomfrekvenskurven for K og flomfrekvenskurven basert på detrending av Ca. Denne økningen er til en viss grad også tilstede i flomfrekvenskurven basert på endringsrate av Ca. Telling av enhet A og enhet C hver for seg gir to forskjellige flomfrekvenskurver, økning i antall flommer forekommer ved ulike aldre for disse to. Enhet A har økt flomfrekvens rundt 50, 250, 500 og 950 kal. år BP, mens enhet C har økt flomfrekvens rundt 150, 350 og 850 kal. år BP. Ved

sammenligning med historiske flommer observeres de samme trenden med en økt flomfrekvens rundt 200-300 kal. år BP og fra 100 kal. år BP frem til i dag, med en roligere periode rundt 100-200 kal. år BP.

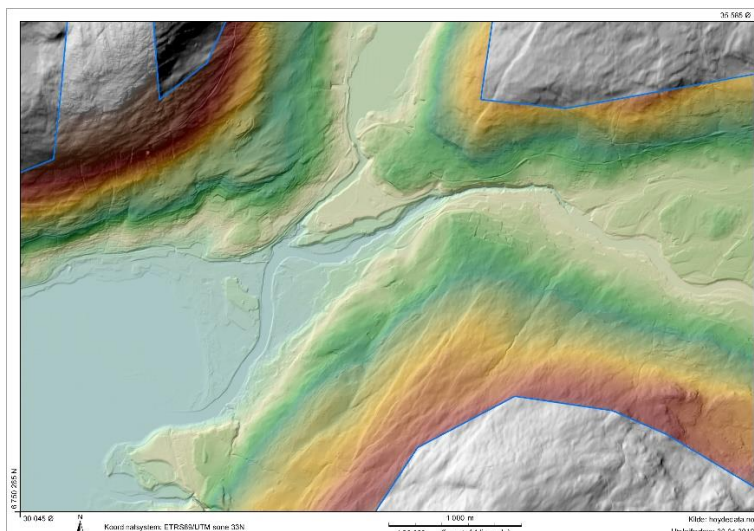


Figur 4.25: Flomfrekvens basert på detrend for Ca, flomfrekvens basert på endringsrate (RoC) for Ca, K og MS og flomfrekvens basert på det historiske arkivet

## 5 DISKUSJON

Det er tidligere gjort vellykkede etableringer av flomhistorie ved bruk av sedimentkjerner flere steder på Østlandet (Nesje et al., 2001a, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010). Ved hjelp av sedimentkjerner fra Vangsvatnet er det i denne oppgaven gjort et forsøk på å identifisere flomlag for deretter å kunne etablere en flomhistorie for Vossovassdraget tusen år tilbake i tid.

For å kunne bruke sedimentkjerner til å gjenspeile Vossovassdragets flomhistorie må det være tilstrekkelig med materiale i nedslagsfeltet som potensielt kan bli transportert til bunnen av innsjøen (Gilli et al., 2013b). Gilli et al. (2013b) lister opp flere geomorfologiske betingelser som må være tilstede for at det skal være tilstrekkelig sedimenttilførsel ved flomhendelser: stort nok relieff, et tydelig innløp som aktiveres ved flom og deltadannelse ved innløpet. Området rundt Vangsvatnet innehar alle disse betingelsene. Med en høydeforskjell på 1558,5 moh. fra høyeste topp på Mjølfjell (Øykjafonn, 1604 moh.) til laveste punkt i Vangsvatnet (45,5 moh.) har nedslagsfeltet et betydelig relieff. Elver med bratte profil er forbundet med høy erosjon og transport av materiale. Det er heller ikke vanskelig å se innløpet til Vosso i østenden av Vangsvatnet der den har avsatt et stort fluvialt delta. Ut fra de store mengdene med sand avsatt på Vossevangen under flommene i 2014 og 2015 (kapittel 4.1.1) er det rimelig å anta at elva har en relativt høy sedimenttransport ved økt vannføring. Funn av samme type sedimenter ved Tvildemoen indikerer at hovedtransporten av sedimenter kommer fra Bømoen, Bjørkemoen og Raundalen. At hovedtransporten kommer fra Raundalen ble også antydnet før felt da Strandaelva ikke har potensiale til å frakte med seg store mengder med sedimenter grunnet de mange innsjøbassengene på vei ned til Vangsvatnet. Sedimentene på Vossevangen er avsatt som tynne lag med fin sand på elvbredden langs med Vosso og det er dermed trolig at også veldig fin sand transporteres helt til bunnen av Vangsvatnet. Det ble i tillegg observert pågående erosjon av løsmasser langs med Vosso, nærmere bestemt lokalitet 24 (kapittel 4.1.1). Disse observasjonene indikerer at det er løsmasser tilgjengelig for transport i nedslagsfeltet og at det foregår økt sedimenttransport til Vangsvatnet ved flom. Det store deltaet på Vossevangen tyder på at Vangsvatnet har hatt vedvarende sedimenttilførsel også bakover i tid, muligens så langt tilbake som 9000 år helt siden vannet ble isolert fra havet. Sedimenttilførselen var mest sannsynlig større like etter at havet trakk seg tilbake grunnet høyere mektighet av sedimenter etter deglasiasjonen. Et vekslende elveløp over deltaet kan i tillegg påvirke sedimenttilførselen. Stabiliteten til Vosso er derfor av betydning for sedimentasjonen i Vangsvatnet. Høydedraget (Voss gymnas, 62 moh.) midt på deltaet tyder på at det er to potensielle elveløp (Figur 5.1).



Figur 5.1: Digital høydemodell som viser de to potensielle elveløpene over deltaet. Høyden midt på Vossevangen skiller disse to elveløpene og Vosso følger i dag elveløpet i sør. Hentet fra høydedata.no

Vosso følger i dag elveløpet sør for denne høyden og det er lite som tyder på at elveløpet nord for høyden har vært aktivt i senere tid. Samtidig peker utbygging av deltaet i sørenden av Vossevangen mot at hovedløpet er der Vosso ligger i dag. En kan derfor anta at Vosso mest sannsynlig har hatt den samme beliggenheten de siste tusen år. Sedimenttransporten i Vosso vil til enhver tid variere med vannføring og tilgjengelig materiale langs elveløpet. Dette vil gjenspeiles med en tydelig lagdeling for sedimentene i Vangsvatnet.

## 5.1 IDENTIFISERING AV FLOMLAG I VANGSVATNET

Det er gjort en rekke studier på innsjøsedimenter da de har et stort potensiale til å registrere flomhendelser over lengre tidsperioder (Thorndycraft et al., 1998, Brown et al., 2000, Nesje et al., 2001a, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010, Vasskog et al., 2011, Czymzik et al., 2013, Swierczynski et al., 2013, Støren et al., 2016, Wilhelm et al., 2016). Sedimenter eroderes fra tilgjengelig materiale langs elveløpet og transporteres gjennom nedslagsfeltet, hvor de fineste fraksjonene til slutt avsettes i innsjøbassenget. Et resultat av elvas økte kapasitet og kompetanse i forbindelse med flomhendelser er et brudd i den kontinuerlige sedimentasjonen (bakgrunnsedimentasjon) med avsetning av tykke lag bestående av grovkornet, ofte minerogent materiale. Bakgrunnsedimentasjonen består hovedsakelig av organisk materiale produsert autoktont i innsjøen i tillegg til noe finkornet minerogent alloktont materiale (Gilli et al., 2013b, Schillereff et al., 2014).

Flomlag i en sedimentkjerne vil derfor normalt gjenkjennes ved at de inneholder mer minerogent materiale enn bakgrunnsedimentasjonen, dette resulterer i lysere lag for

flomhendelser (Nesje et al., 2001a, Bøe et al., 2006). Sammensetningen av flomavsatt materiale avhenger imidlertid av kildeområdet for flomtransportert materiale (Støren et al., 2016). Flomhendelser kan derfor avhengig av kildeområde også tilføre store mengder organisk materiale (Støren et al., 2008), som gjenspeiles med mørke flomlag. Åpning av sedimentkjernene fra Vangsvatnet, hovedsakelig VATP216 og VATG316, viste lagdelte sedimenter hvor da enhet A (lyse lag) og enhet C (mørke lag) ble ansett som flomavsatt materiale (kapittel 4.2.1). Det er flere mulige forklaringer på hvordan sedimentasjonen på bunnen av en innsjø får en slik tydelig lagdeling. Hendelseslag (eng. event layers), som de ofte omtales i litteraturen, kan være avsatt av fluviale prosesser (Nesje et al., 2001a, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010, Vasskog et al., 2011, Wilhelm et al., 2016), skråningsprosesser (Blikra og Nemec, 1998, Sletten et al., 2003), glasiøse prosesser (Nesje et al., 2000b, Nesje et al., 2001c, Bakke et al., 2005) eller jordskjelv (Chapron et al., 1999). De to sistnevnte kan raskt utelukkes da det hverken er isbreer av betydning i nedslagsfeltet eller betydelig tektonisk aktivitet i området. Det relativt lave relieffet rundt Vangsvatnet tilsier at det foregår lite skråningsprosesser i forbindelse med innsjøen. Eventuelle skred og snøskred i dalsidene omkring Vangsvatnet vil ha liten utbredelse og vil derfor påvirke sedimentasjonen i innsjøen i liten grad. Økt skredaktivitet i nedslagsfeltet i forbindelse med flom kan likevel bidra til en høyere sedimenttilførsel. Dette betyr at fluviale prosesser dominerer sedimentasjonen i Vangsvatnet. På bakgrunn av dette faller både enhet A og C innenfor kategorien flomavsatt materiale som er den mest sannsynlige forklaringen. Innhold av makrofossiler som kvister og blader med terrestrisk opprinnelse for både enhet A og C støtter opp om at disse sedimentene kommer fra Vangsvatnets nedslagsfelt. Brown et al. (2000) bruker den samme tilnærmelsen for flomavsatt materiale i innsjøsedimenter.

Det er gitt at den geokjemiske sammensetningen til sedimenter avsatt ved flom er forskjellig fra normale avsetningsforhold i innsjøen (Vasskog et al., 2011). Hver av enhetene som er beskrevet i kapittel 4.2.1 har et særegent geokjemisk signal og representerer derfor ulike avsetningsforhold. Enhet B ble raskt betegnet som bakgrunnsedimenter grunnet et nøytralt geokjemisk signal i forhold til enhet A og C. Dette betyr at enhet B er representativ for normale avsetningsforhold i innsjøen og er et resultat av tilførsel av organisk materiale fra nedslagsfeltet og organisk materiale produsert i innsjøen i samsvar med Nesje et al. (2001a) og Bøe et al. (2006).

Når det gjelder de flomavsatte sedimentene, enhet A og C, vil de være sammensatt av tilgjengelig materiale i nedslagsfeltet på avsetningstidspunktet. Lett tilgjengelige materiale i

nedslagsfeltet har potensiale til å transporteres til innsjøen ved flom og er derfor av interesse for flomavsatte sedimenter. Nedslagsfeltprøvene og løsmassekartet (Figur 4.1) i kapittel 4.1 viser en oversikt over løsmasser tilgjengelig for erosjon og transport, hovedsakelig glasifluviale og fluviale avsetninger. Geokjemiske og magnetiske analyser (kapittel 4.1.2) viser at løsmassene kan deles inn i tre kildeområder: fluviale sedimenter fra Raundalen, glasifluviale sedimenter fra Bjørkemoen, Bømoen og Tvildemoen og fluviale sedimenter langs Vangsvatnet (Bordalen, Sætre, Dyrvedalen). Tilstedeværelse av disse sedimentene i nedslagsfeltet øker sannsynligheten for at minerogent materiale transporteres til Vangsvatnet ved flom. Det vil derfor være naturlig å se en anrikning av disse sedimentene for flomavsatt materiale i innsjøen.

Det geokjemiske signalet i enhet A forteller om høye tellerater av Ca, K og Ti. Dette er i tråd med resultater fra flere studier fra Alpene hvor flomsedimenter gjenkjennes med positivt eleverte tellerater av K og Ti (Arnaud et al., 2012, Czymzik et al., 2013, Swierczynski et al., 2013). Høye tellerater av K og Ti skyldes at lagene inneholder minerogent materiale (Revel-Rolland et al., 2005), som også er årsaken til at lagene har positivt utslag i MS. Andelen magnetiske mineraler er normalt høy for minerogent materiale (Nesje et al., 2004) og MS er derfor vist å være en god indikator for flomavsatt materiale (Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010). De høye telleratene av Ca kan muligens forklares med økt tilførsel av kjemisk forvitret materiale fra nedslagsfeltet (Jin et al., 2006). Alle disse resultatene kan kobles til økt erosjon av minerogent materiale i forbindelse med høyere vannføring i vassdraget. Det ses derfor en anrikning av Ca, K, Ti og magnetiske mineraler for flomsedimenter i sedimentkjernene. Dette antyder at enhet A er representativ for flomavsatt materiale i innsjøen. Midttun (2003) kobler også i sin masteroppgave høye verdier i MS til flomavsatt materiale. Dette gjaldt ikke for sedimentkjernen fra Vangsvatnet, men fra Lønnavatnet, Melsvatnet og Lundarvatnet. Glødetap og MS for den 30 cm lange sedimentkjernen fra Vangsvatnet viste lite variasjoner i sedimentene (Midttun, 2003). Til sammenligning var det heller ikke noen betydelige variasjoner i MS i de øvre 30 cm av sedimentkjernene brukt i denne oppgaven.

Den geokjemiske signaturen i enhet C er motsatt av enhet A og forteller om lave tellerater for Ca, K, Ti og Rb. Dette betyr at tilførselen av minerogent materiale er mindre for disse lagene enn for enhet A. Som et resultat av lavt innhold av Rb har enhet C lav Rb/Sr-ratio. Rb/Sr-ratioen er tidligere brukt til å identifisere flomlag, hvor da lav Rb/Sr-ratio representerer flomavsatt materiale (Vasskog et al., 2011). Det må bemerkes at flomlagene i studien til Vasskog et al. (2011) kjennetegnes med høyt organisk innhold. Denne tilnærmelsen er derfor også gjeldende for enhet C, med et glødetapet på rundt 20 % har enhet C det høyeste organiske innholdet i

VATG316. Dette støttes også av MS resultatene, hvor lav MS er ensbetydende med lite minerogent materiale og økt innhold av organisk materiale. Det må nevnes at i motsetning til Vasskog et al. (2011) sitt studie er det ingen breer av betydning i Vangsvatnets nedslagsfelt. Dette gir en annen bakgrunnsedimentasjon med hovedsakelig silt og noe mer organisk materiale. Den lave Rb/Sr-ratioen i enhet C kommer av økt tilførsel av kjemisk forvitret materiale (Jin et al., 2006), på samme måte som med Ca tilføres Sr som et forvittringsprodukt ved økt transport av materiale. Dette antyder at også enhet C er representativ for flomavsatt materiale i innsjøen.

Oppsummert er det da to ulike lag i sedimentkjernene fra Vangsvatnet, enhet A og C, som skiller seg fra bakgrunnsedimentasjonen (enhet B). Både enhet A og C er tolket til å representere raske sedimentasjonshendelser, mest sannsynlig flomtransportert materiale med henholdsvis minerogent og organisk materiale.

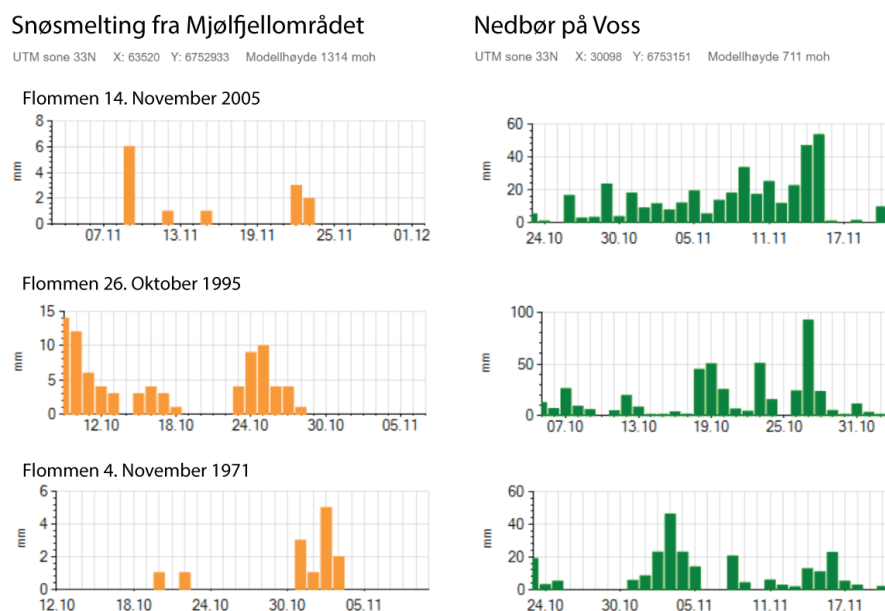
I et forsøk på å ytterligere bekrefte enhet A og C som flomavsatt materiale ble kornstørrelse for alle de tre enhetene målt (kapittel 4.2.3). Bøe et al. (2006) konkluderer med at flomsedimenter har en høyere gjennomsnittlig kornstørrelse enn bakgrunnsedimentasjonen. Som nevnt tidligere skjer det endringer i sedimentasjonen i innsjøen ved flom, økt vannføring fører til at større og flere korn fraktes til bunnen av innsjøen (kapittel 2.4). På bakgrunn av dette ble det utført kornstørrelsesanalyse på totalt 30 prøver fra VATP216, 10 prøver fra lag (enhet A) med høy tellerate for Ca, 10 prøver fra lag (enhet C) med lav tellerate for Ca og 10 prøver fra bakgrunnsedimentasjon (enhet B). Ca ble vurdert til den mest hensiktsmessige parameteren å bruke grunnet kobling til synlige lag i kjernen og høyt innhold av Ca for nedslagsfeltprøvene fra Raundalen. Kornstørrelsesanalyse ble i første omgang utført for å teste om høye tellerater av Ca i sedimentkjernen kan brukes til å identifisere flomlag i Vangsvatnet. Kornstørrelsesanalyse av prøver fra VATP216 indikerer at enhet A og C har en relativt høyere kornstørrelse enn enhet B (Figur 4.13). Med  $R^2$  verdier over 0,8 er det god korrelasjon mellom Ca og kornstørrelse for prøver fra enhet A (Figur 4.14). Kornstørrelsesanalysen viser at enhet A og C inneholder hovedsakelig fin sand med en gjennomsnittlig kornstørrelse på 92  $\mu\text{m}$ . Mens bakgrunnsedimentasjonen inneholder mer silt med en gjennomsnittlig kornstørrelse på 63  $\mu\text{m}$ . En høyere kornstørrelse for enhet A og C indikerer at elva har høyere vannhastighet ved avsetningstidspunktet i samsvar med Hjulstrøm-diagrammet (Figur 2.3). Det ses derimot ikke noen betydelig forskjell mellom enhetene. Lav kornstørrelsesvariabilitet i sedimentene forklares av Wilhelm et al. (2016) med at grovere materiale blir liggende igjen på deltaet grunnet redusert vannføring like før elva når innsjøen. Dette kan være tilfellet for sedimentene



i Vangsvatnet da det er relativt flatt før Vosso treffer Vangsvatnet. Kornstørrelsesanalysen indikerer likevel at enhet A og C skiller seg ut fra normalsedimentasjonen og kan representere flomavsatt materiale.

## 5.2 REGNFLOM ELLER SNØSMELTEFLOM

Bestemmelse av kildeområde og flomtype kan være mulig basert på flomsedimentenes signatur (Støren et al., 2016). Dette kan være mulig for flomlagene avsatt i Vangsvatnet. Siden enhet A og C har så ulike karakterer kan de potensielt representere hver sin flomtype, da enten snøsmelteflom eller regnflom (kapittel 2.2). Dette tilsier at det skal være to kildeområder for flomavsatt materiale i Vangsvatnet, ett som aktiveres ved regnflom og et annet som aktiveres ved snøsmelteflom. Nedslagsfeltprøvene samlet inn fra Vossovassdraget viser tre forskjellige kildeområder basert på geokjemisk og magnetisk signatur (Figur 4.6): fluviale sedimenter langs Vosso med høye verdier i MS, fluviale sedimenter fra Raundalen med høye tellerater i Ca og fluviale/glasifluviale sedimenter langs Vangsvatnet med lave verdier i Ca og MS. Det er i denne delen av oppgaven gjort et forsøk på å koble flomlagene til hvert sitt kildeområde i den hensikt å kunne bestemme flomtype. Ved å relatere funnene til blydaterte flomlag i VATG316 (Tabell 6) er det mulig å sjekke om dette stemmer for historiske flommer. Sammen med opplysningene gitt i Figur 5.2 er det derfor gjort et forsøk på å se om det er en sammenheng mellom flomtype og flomavsatt materiale for flommene i 1971, 1995 og 2005.



Figur 5.2: Snøsmelting fra Mjølfjellområdet og nedbør på Voss i forbindelse med flommene i 1971, 1995 og 2005 (NVE, 2018a). Diagrammene viser at flommen i 2005 hovedsakelig var forårsaket av kraftig nedbør og at flommene i 1971 og 1995 var forårsaket av en kombinasjon mellom snøsmelting og kraftig nedbør.

Det mest sannsynlige kildeområdet for enhet A er Raundalen og langs Vosso. Dette begrunnes med at de høye verdiene i Ca og MS for denne enheten korrelerer med nedslagsfeltprøver fra henholdsvis Raundalen og langs Vosso. Flomavsatt materiale i enhet A antas derfor å være sammensatt av to kildeområder. Når sedimenter transporteres fra Raundalen vil de ikke kunne transporteres forbi Voss uten å erodere og transportere med seg sedimenter fra dette området. Raundalen som kildeområdet indikerer at enhet A består av flomsedimenter tilført ved snøsmelting. Dette skyldes at de største snømengdene i Vossovassdraget befinner seg på Mjølfjell innerst i Raundalen. Snøsmelteflommer er et resultat av at store mengder smeltevann finner veien til små bekker og transporteres videre til de store elvene. En slik flom eroderer og transporterer hovedsakelig materiale langs med elveløp og bekkefar (Støren et al., 2016). Sedimenttransporten til Vosso består for det meste av fluviale og glasifluviale sedimenter, det ses derfor en anrikning av minerogent materiale for flomlag i Vangsvatnet hvor snø er hovedutløsningsmekanismen. Dette kan sammenlignes med studier fra Østlandet der minerogene flomlag i innsjøsedimenter er identifisert (Nesje et al., 2001a, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010). For nedslagsfelt på Østlandet dominerer snøsmelteflommer og disse forekommer vanligvis om våren (kapittel 2.2), men det må bemerkes at sedimentasjonen i stor grad avhenger av tilgjengelige sedimenter i nedslagsfeltet (videre diskutert i kapittel 5.3). Vårflommer er derimot sjeldne for nedslagsfelt på Vestlandet. Kun et fåtall vårflommer er registrert i Vossovassdraget de siste 130 årene: 1921, 1950, 1967, 1989 og 2000. Dette utgjør 5 flommer av totalt 17 flommer for samme periode. Den høye andelen av minerogene flomlag (enhet A) i sedimentkjernene tyder dermed på at disse lagene ikke er avsatt av snøsmelting alene, men at de er en kombinasjon av snøsmelting og regn. Fjelltopper i nedslagsfeltet til Vangsvatnet på opptil 1600 moh. gjør at det kan falle snø allerede i oktober. Etterfølges snøfallet av en mildværsperiode med store nedbørsmengder kan det resultere i flom. Snøsmelteflommer på Voss er derfor ofte koblet til vinterflommer (kapittel 2.2) hvor også regn er en stor bidragsyter. Dette kan settes i sammenheng med flomlag i VATG316 som er tolket til å være avsatt fra flommene i 1995 (enhet A) og 1971 (enhet C) (kapittel 4.2.8). Begge disse flomlagene inneholder både lyst minerogent materiale og mørkt organisk materiale. Dette tyder på at det kan være en kombinasjon mellom regn og snøsmelting som har ført til erosjon og transport av materiale til innsjøen under disse flommene. Opplysningene i Figur 5.2 viser at dette i stor grad stemmer for flommen i 1995. Dette er ikke like tydelig for flommen i 1971, men begge skiller seg fra flommen i 2005 med klart høyere snøsmelting. Basert på dette antas det at minerogent materiale tilføres ved snøsmelting og terrestriske makrofossiler tilføres ved

kraftig regn. Dermed tolkes enhet A til å være representativ for vinterflommer på Voss i tillegg til de største vårflommene.

For enhet C er kildeområdet rundt Vangsvatnet det mest sannsynlige, da disse flomlagene korrelerer med lave verdier i Ca og MS for nedslagsfeltprøvene rundt Vangsvatnet. I tillegg er flere av disse nedslagsfeltprøvene beskrevet med mørkt materiale (kapittel 4.1.1), som er karakteristisk for enhet C. Den mørke fargen kommer av det høye innholdet av organisk materiale bestående av en stor andel terrestriske makrofossiler og av forvitret fyllitt som i stor grad befinner seg i nedslagsfeltprøvene fra denne delen av nedslagsfeltet. Dette er i samsvar med tidligere studier hvor mørkt terrestrisk organisk materiale er tolket til flomavsatt materiale (Thorndycraft et al., 1998, Støren et al., 2008, Simonneau et al., 2013). Støren (2008) bruker mengden terrestriske makrofossiler som et bevis på høy overflateavrenning. De kan mobiliseres ved at kraftig regn faller over store deler av nedslagsfeltet, regnvannet danner nye løp og eroderer i jordsmonnet (Thorndycraft et al., 1998). Simonneau et al. (2013) estimerte den største flommen til å erodere 5 mm av jordsmonnet, årsaken tolkes derimot til å være en kombinasjon av kraftig regn og snøsmelting. Dette tyder på at det kan ses en anrikning av terrestriske makrofossiler for flommer hvor regn er hovedutløsningsmekanismen. Regnflommer er mest vanlig om sensommeren og høsten for denne regionen og er ofte forbundet med kraftig regn. Ved høy nedbørintensitet kan i tillegg utløsning av skred øke materialtilførselen (Støren et al., 2016). Flommen i 2005 er et eksempel på dette og kan korreleres med et tynt mørkt flomlag (enhet C) i VATG316 datert til AD 2006 ± 1. Det kraftige regnet denne høsten utløste flere jordskred, blant annet et jordskred like ovenfor Voss vandrerhjem. Figur 5.2 viser minimalt med snøsmelting i forbindelse med flommen og store mengder nedbør i perioden før flommen. Ved selve flomtoppen var nedbørmengden opptil 50 mm i døgnet (NVE, 2018a). Disse opplysningene indikerer at det øverste flomlaget i VATG316 er avsatt av en regnflom og støtter opp om at enhet C mest sannsynlig representerer høstflommer hvor kraftig regn dominerer.

Det er imidlertid vanskelig å komme til noen endelig konklusjon på hvilke flomtyper de ulike flomlagene kan kobles til, da det er for få daterte flomlag til å gi et pålitelig resultat. Men det kan tyde på at kraftig regn tilfører en økt mengde terrestriske makrofossiler til innsjøen fra skred og erosjon av jordsmonnet. I perioder hvor snøsmelting bidrar tilføres ikke terrestriske makrofossiler i like stor grad og det ses en økning i mengden minerogent materiale. På denne måten kan flomlagets sammensetning være et mål på mengden regn og snøsmelting i nedbørsfeltet under flommen. Kan likevel med sikkerhet si at regn er en dominerende faktor ved flom i Vossovassdraget, hvor snøsmelting medvirker i større eller mindre grad.

### 5.3 HVA BETEGNES SOM FLOM

Flom er vanligvis forbundet med oversvømte landområder. Fra definisjon i kapittel 2.1 må områder som vanligvis er tørre oversvømmes for at en hendelse skal kunne defineres som flom. En flom er et direkte resultat av økt vannføring, og flomberegninger utført av NVE for å vurderer flomrisiko baseres derfor på vannstand og relatert vannføring (NVE, 2015). Det er derfor av betydning å kunne overføre flomlagene i en innsjø til vannføringsdata. I en ideell situasjon vil en høyere vannføring øke elvas kapasitet og kompetanse, noe som resulterer i avsettelse av tykke flomlag med grovt materiale. Flere studier har derfor forsøkt å estimere flomstørrelse basert på lagtykkelse (Czymzik et al., 2013, Wilhelm et al., 2016) og kornstørrelse (Campbell, 1998), hvor kornstørrelse er vurdert til å være best egnet (Lapointe et al., 2012). Dette kan forklares med at kornstørrelse i større grad kan relateres til maksimal vannføring (Bøe et al., 2006), enn lagtykkelse. Det må tas i betraktning at forholdet mellom vannføring og sedimentasjon i innsjøen er svært komplisert og det er derfor nødvendig å ha en grundig forståelse for de ulike faktorene som kan påvirke dette forholdet over tid (Schillereff et al., 2014). Det finnes ingen konkret måte å måle flomstørrelsen i en sedimentkjerne på uten at alle forhold i nedslagsfeltet er redegjort for. En vesentlig faktor som styrer flomlagets tykkelse er sedimenttilførselen, og denne avhenger i stor grad av elvens kapasitet og flommens varighet (Bøe et al., 2006). Å benytte lagtykkelse for å betegne flomstørrelsen forutsetter imidlertid at det ikke har vært store endringer i sedimenttilførselen bakover i tid. Hvis den derimot har endret seg vil det være vanskelig å relatere flomlagets tykkelse til flomstørrelsen. Sedimenttilførselen avhenger blant annet av tilgjengelig materiale, erosjonsintensitet, økt forekomst av skred, elveløpets stabilitet og menneskelig påvirkning i nedslagsfeltet.

Det kan se ut til fra radiokarbondatering av VATP216 (kapittel 4.2.7) at normalsedimentasjon i Vangsvatnet de siste tusen år har vært tilnærmet konstant. Når det gjelder flomlagene varierer disse i tykkelse fra noen få mm opptil 4 cm. I VATP216 er det kun tre flomlag som utmerker seg med tykkelse over 1 cm, enhet A-D (4 cm), enhet C-D (2 cm) og et lag på 138-140 cm dyp. Dersom sedimenttilførselen ved flomhendelser ikke har endret seg over tid skal disse lagene potensielt representere de tre største flommene i Vossovassdraget dette årtusenet. Enhet C-D er ved blydatering datert til AD 1851 ± 25 og er dermed tolket til å være fra flommen i 1873 (600 m<sup>3</sup>/s). Ved sammenligning med tilsvarende flommer samlet i Tabell 1 (kapittel 2.5.4) betegnes ikke denne flommen som en av de tre største. Det kan derimot se ut til at de to andre flomlagene kan være representative for de aller største flommene dette årtusenet. Men på grunn av stor usikkerhet i aldersmodellen for denne perioden er det ikke mulig å koble disse to lagene til en

bestemt flomhendelse, det er likevel forsøkt å korrelere de mot de største historiske flommene. Beliggenheten til enhet A-D mellom enhet C-D og radiokarbondatering på 40 cm dyp (AD 1810 ± 108) tyder imidlertid på at dette flomlaget ikke er eldre enn 300 år og er dermed avsatt mellom AD 1700 og 1800. På 1700-tallet er det dokumentert flere flomhendelser med en beregnet vannføring på 700 m<sup>3</sup>/s for flommene i 1719, 1743 og 1790 (Tabell 1), men det er kun avsatt ett tykt flomlag (enhet A-D) i denne perioden. Enhet A-D er derfor mest sannsynlig avsatt av en eller flere av disse flommene. Grunnet størrelsen på flomhendelsene og borelokalitet nært deltaet er det mulig at de største flommene kan ha erodert ned i underliggende flomlag, og at de derfor sees som ett tykt sammenhengende lag i sedimentkjernen. Selv om enhet A-D er det tykkeste flomlaget kan den ikke korreleres til den største flommen i historisk tid, den fant sted i 1604 og er beregnet til å ha en vannføring på 900 m<sup>3</sup>/s (Tabell 1). Aldersmodellen for radiokarbondatering (Figur 4.19) antyder en alder på ca. 500 kal. år BP (ca. AD 1450) for flomlaget ved 138-140 cm dyp, og med en usikkerhet på mellom 100-200 kal. år BP kan dette laget potensielt være avsatt av flommen i 1604. For å oppsummere har flommene i 1873 (600 m<sup>3</sup>/s) og 1604 (900 m<sup>3</sup>/s) avsatt like tykke flomlag (ca. 2 cm), mens flommen på 1700-tallet (700 m<sup>3</sup>/s) har avsatt et lag på 4 cm. En mulig forklaring på denne forskjellen er at like etter en stor flom vil mengden tilgjengelig materiale langs elveløpet reduseres og en ny tilsvarende stor flom vil derfor ikke kunne erodere like mye materiale som forutgående flom (Schillereff et al., 2014). Enhet A-D kan derfor representere den første store flommen på 1700-tallet, mens påfølgende flommer er representert med tynnere flomlag. Hvis flomstørrelse og gitt vannføring skal være ensbetydende med tykkelsen på flomlagene er det også flere store flommer som mangler i sedimentarkivet, blant annet flommen i 1884 (700 m<sup>3</sup>/s). En mulighet kan være at de tykkeste flomlagene kan være et resultat av økt sedimenttilførsel i forbindelse med skredprosesser i nedslagsfeltet eller i innsjøen (Czymzik et al., 2013). Det kan tyde på at sedimenttilførselen til Vangvatnet har vært relativt stabil de siste tusen årene, men implikasjoner i forhold til tykkelsen på flomlagene kompliserer bruken av lagtykkelse som flomstørrelsesindikator.

Erosjonsintensitet i nedslagsfeltet kan og ha betydning for sedimenttilførselen uten at flommen nødvendigvis er større. Faktorer som påvirker erosjonsintensiteten er tidligere nevnt i kapittel 2.2 (Eikenæs et al., 2000). Vannmettede sedimenter og lav vegetasjon øker erosjonen, mens te i bakken reduserer den. Menneskelig aktivitet i form av avskoging og økt landbruk kan i perioder ha økt erosjonsintensiteten og dermed tilført mer sedimenter til Vangsvatnet. Det er i tillegg viktig å bemerke enhet A-D og enhet C-D i øvre del av VATP216 og VATG316 som

inneholder sagflis (kapittel 4.2.1). Tilførselen av dette materialet må ha kommet i forbindelse med flomhendelser hvor store mengder sagflis har blitt transportert av elva Vosso. Grunnet fravær av dette materialet i resten av sedimentkjernen må det ha vært stor tilgang på sagflis langs elveløpet i denne perioden. Oppgangssagene på Voss kom opp i andre halvdel av 1600-tallet og fra 1860 ble det fri tømmerhogst i egen skog. I den forbindelse ble det etablert flere sagbruk langs med Raundalselva, blant annet oppgangssaga ved Palmafossen (Sandvik et al., 2004). Siden sagbrukene er vanddrevet hadde de beliggenhet langs med elvebredden, dette øker sannsynligheten for at sagflis ble transportert til Vangsvatnet ved flomhendelser i denne perioden. Under flommen i 1921 er det dokumentert at store mengder tømmer ble transportert utfor Palmafossen (kapittel 2.5.4), og det er derfor trolig at tidligere flomhendelser kan ha ført med seg både tømmer og sagflis nedover til Vangsvatnet. Datering av enhet C-D til AD 1851  $\pm$  25 muliggjør at økt tømmerhogst kan ha bidratt til økt tilførsel av sagflis i forbindelse med flomhendelser i denne perioden. Ved utbredt avskoging kan det også tenkes at sedimenttilførselen har økt og at dette er en årsak til at enhet A-D og C-D er de tykkeste flomlagene i VATP216. Det har imidlertid vist seg at menneskelig påvirkning i form av arealbruksendringer har begrenset effekt på sedimenttilførselen (Arnaud et al., 2012). Dette er i samsvar med funnene til Eikenæs (2000) ved undersøkelse av Glommavassdraget som viser at økt landbruksareal og avskoging det siste århundret har hatt minimal effekt på årsavrenningen. Men det må tas i betraktning at Glommavassdraget er et stort nedbørsfelt til sammenligning med Vossovassdraget. Eikenæs et al. (2000) fant at snauhogst kan øke årsavrenningen med opptil 30 %. Dette betyr at tømmerhogst fra midten av 1800-tallet kan ha redusert vegetasjonen i nedslagsfeltet og ført til økt sedimenttilførsel til Vangsvatnet.

Elveløpets stabilitet og deltadynamikk kan også føre til endringer i sedimentasjonen over tid. Det er nevnt innledningsvis at det kan være to mulige elveløp (Figur 5.1) hvorav det sørlige er antatt å være hovedløpet og dette har vært stabilt de siste tusen år. Deltadynamikk over tid kan ses ved gradvis økende tykkelse av flomlag oppover i sedimentkjernen (Czymzik et al., 2013). Dette er det ingen antydning til i sedimentkjernene fra Vangsvatnet og det antas at det har vært minimalt med forflytting av deltafronten i den tidsperioden VATP216 dekker, da slike forandringer normalt foregår over århundrer eller lengre (Schillereff et al., 2014).

Det ser ut til at bestemmelse av flomstørrelse basert på kornstørrelse til flomlagene i Vangsvatnet også kan være problematisk. Kornstørrelsesanalyse på 20 flomlag i VATP216 viste at flomlagene har en tilnærmet lik kornstørrelse (kapittel 4.2.3). Det er kun tre lag som skiller seg ut med høyere kornstørrelse, enhet A-D, 88 cm dyp og 140 cm dyp. To av disse er i

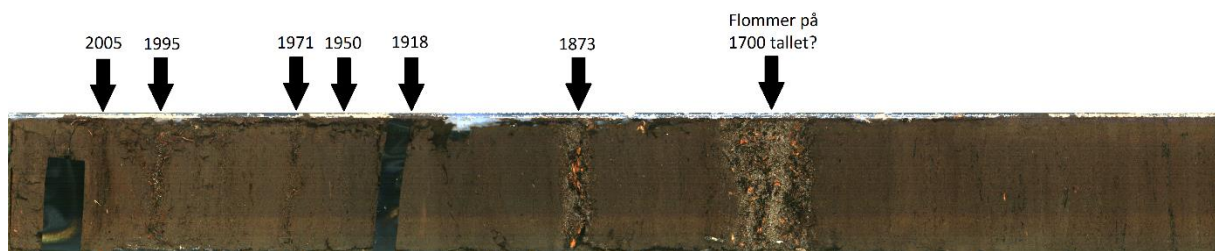
tillegg representert med tykkere flomlag, enhet A-D og 140 cm dyp. Om det er en sammenheng mellom lagtykkelse og flomstørrelse skulle det tilsi at disse to flomlagene representerer de største flommene de siste tusen år.

Grunnet dårlig alderskontroll i øvre del av VATP216 er det for få daterte flomlag som kan korreleres med historiske flomhendelser. Dette gjør det vanskelig å bruke lagtykkelse eller kornstørrelse for flomlagene i resten av kjernen til å estimere flomstørrelse. Det er likevel en mulighet for å kunne fange opp ekstremverdier relatert til flom i nedslagsfeltet for å få en oversikt over perioder med mer eller mindre flom. Dette er forsøkt ved å opprette flomfrekvenser basert på Ca, K og MS-innhold i VATP216. For å bestemme terskelen slik at kun ekstremverdiene fanges opp er instrumentelle og historiske data verdifulle, men hvor denne terskelen settes er viktig. Det er for eksempel kun to flommer de siste 120 årene som overstiger 50-årsflom, 1918 og 2014. Men det er flere enn disse to som fanges opp i sedimentkjernen. Ut fra vannføringsdataene er det 8 flommer over 500 m<sup>3</sup>/s (Figur 2.10), det er derimot registrert 14 flommer for denne perioden. Når det kommer til dokumenterte hendelser utover vannføringsdataene reflekterer disse sårbarheten til samfunnet (kapittel 2.2). Dette viser at det er vanskelig å sette en grense basert på vannføring eller dokumenterte hendelser. For å kunne bestemme terskel for flomfrekvensene basert på endringsrate og detrending ble det antatt at det har vært 14 flommer de siste 120 årene, dette er basert på dokumenterte flomhendelser fra Roald (2013) som omtaler disse flomhendelsene som skadeflommer. Det er slike flommer som er ønskelig å fange opp i sedimentkjernene da skadeflommer kan føre til betydelig ødeleggelse på bebyggelse og infrastruktur, i tillegg til å potensielt være en risiko for mennesker.

#### **5.4 FLOMFREKVENSKURVENE SATT I ET HISTORISK PERSPEKTIV**

De etablerte flomfrekvenskurvene fra kapittel 4.4 gir et innblikk i flomhyppigheten for Vossovassdraget og potensielt Vestlandet de siste tusen år. Datering av VATP216 og VATG316 med henholdsvis radiokarbondatering og blydatering gjør det mulig å koble de tolkede flomlagene til det historiske og instrumentelle arkivet, samt sammenligne med andre flomrekonstruksjoner og paleoklimatiske arkiv. Grunnet stor usikkerhet (100-200 år) i radiokarbondateringene er det ikke mulig å bruke disse til å identifisere historiske flommer, de er kun brukt til å opprette flomfrekvenskurver for å anslå antall flommer over lengre tidsperioder. Blydatering av VATG316 kan imidlertid brukes til å teste om flomlagene observert i kjernen er avsatt av faktiske flomhendelser. Det ser ut til at sedimentkjernen fanger opp de største flommene basert på vannføringsdata fra Bulken (Figur 2.10). Av de største

flommene i Vossovassdraget (år 1899, 1918, 1950, 1971, 1989, 1995, 2005 og 2014) er 5 av de visuelt synlige i VATG316 (Figur 5.3). Det er kun flommene i 1899 og 1989 som ikke kan observeres i kjernen, men det antas at disse likevel fanges opp i flomfrekvenskurvene. Når det gjelder flomlaget fra 2014 er det ikke forventet å finne dette grunnet forstyrrelser i øvre del av kjernen, men det kan være mulig at denne flommen har avsatt steinen på 2-4 cm funnet i øvre del av VATG316 (Figur 4.17). Dette forteller at de mest ekstreme hendelsene fanges opp av sedimentkjernen og at flomhendelser er representert ved endringer i parameterne diskutert i kapittel 5.1. Flomfrekvenskurver basert på Ca, K og MS anses derfor å gjenspeile flomhyppigheten for Vossovassdraget utover det historiske arkivet.



Figur 5.3: Kobling mellom flomlag og historiske flommer i VATG316. Fastsettelse av flommer fra og med flommen i 1873 er basert på blydatering. Grunnet stor usikkerhet i radiokarbondateringene er det ikke mulig å koble det nederste laget til noen bestemt flom, men det antas at dette flomlaget kan være avsatt av en eller flere flommer på 1700-tallet.

#### 5.4.1 Sammenligning mellom flomfrekvenskurvene og andre relaterte studier

Perioden sedimentkjernen VATP216 representerer preges av tre klimatiske temperaturanomali: varmeperioden i middelalderen (eng. Medieval Warm Period), kuldeperioden under 'den lille istid' (eng. 'Little Ice Age') og varmeperioden vi nå befinner oss i. Varmeperioden i middelalderen og 'den lille istid' skiller ofte ved henholdsvis redusert og økt isbreutbredelse i regioner rundt Nord-Atlanteren som et resultat av dominerende klimaforhold (Grove, 2001). Selv om det var svingninger i temperatur både under varmeperioden i middelalderen og 'den lille istid' viser gjennomsnittstemperaturen at det var 0,45-0,5 °C kaldere under 'den lille istid' enn ved midten av 1900-tallet, mens gjennomsnittstemperaturen for varmeperioden i middelalderen var 0,2 °C varmere enn 'den lille istid' (Crowley og Lowery, 2000). Sett i et lengre tidsperspektiv viser disse forholdene til en avkjølingstrend frem mot nåværende varmeperiode som startet på slutten av 1800-tallet (Ahmed et al., 2013).

Det er få flomrekonstruksjoner fra nedslagsfelt i Norge som kan sammenlignes med flomfrekvenskurvene fra Vangsvatnet (Figur 4.25 og Figur 5.6), hvor da alle befinner seg på Østlandet (Nesje et al., 2001a, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010). Sammenligning på tvers av

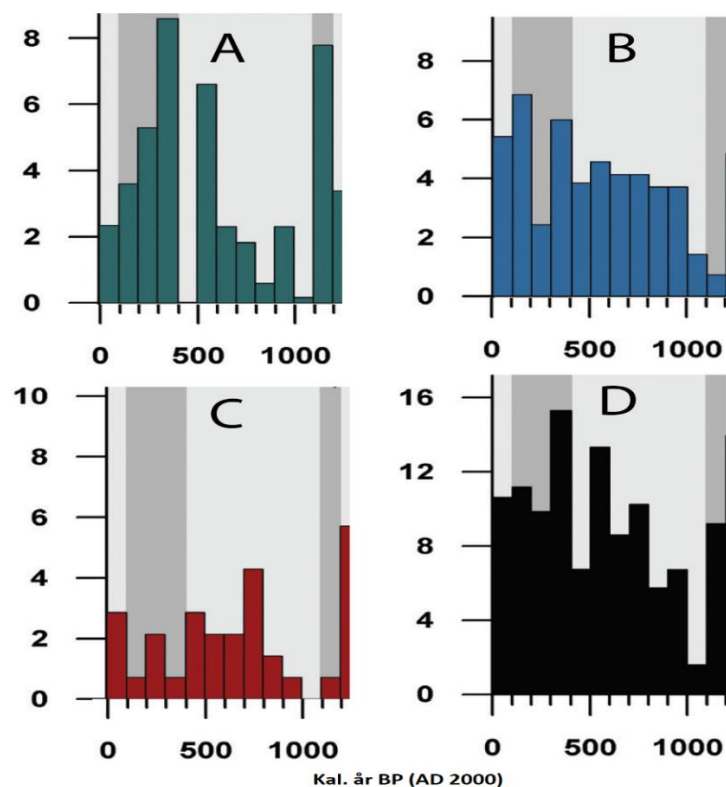


regioner kan være problematisk grunnet påvirkning av forskjellige nedbørsmønstre (kapittel 2.3). Studier fra samme geografiske region med sammenlignbare klimatiske forhold er derfor å foretrekke (Nesje et al., 2001a). For Vestlandet finnes en rekke studier på blant annet brevariasjoner for kystbreer: Folgefonna (Bakke et al., 2005), Jostedalsbreen (Nesje et al., 2001c, Vasskog et al., 2012) og Hardangerjøkulen (Dahl og Nesje, 1994, Nesje et al., 1994). Dette kan være et nyttig arkiv da massebalansen til breer på Vestlandet er vist å være sterkt knyttet til vinternedbør (Nesje og Dahl, 2003, Nesje et al., 2008, Nesje og Dahl, 2016), og flommer på Voss hovedsakelig er et resultat av økt vinternedbør. I tillegg finnes det rekonstruksjoner for snøskredaktivitet (Blikra og Selvik, 1998) og skredaktivitet (Vasskog et al., 2011) for denne regionen. Flomfrekvenskurvene for Vangsvatnet (Figur 4.25 og Figur 5.6) viser til en økt flomfrekvens for periodene 850-900 kal. år BP, 200-500 kal. år BP og 100 kal. år BP frem til i dag.

Den første perioden (850-900 kal. år BP) (AD 1050-1100) med økt flomfrekvens opptrer i varmeperioden i middelalderen (ca. AD 1000-1300). Varmeperioden i middelalderen er blant annet dokumentert med 3 kortvarige varmeperioder (AD 1010–1040, 1070–1105 og 1155–1190) (Crowley og Lowery, 2000). Det kan dermed tenkes at lavere temperaturer mellom disse periodene kan ha resultert i mer nedbør og derav flere flomhendelser. En høyere flomfrekvens for MS enn for Ca i denne perioden indikerer at det var flere snøsmelteflommer i denne perioden som peker mot en klimatisk kaldere periode (Figur 5.6). Dette støttes av en betydelig nedkjøling rundt AD 1100 (Ahmed et al., 2013). Denne nedkjølingen stemmer godt overens med brefremstøt for flere breer i Norge og andre steder i Europa mellom AD 1050 og 1150 (Grove og Switsur, 1994, Wanner et al., 2008), blant annet er det påvist brefremstøt for Folgefonna 900 kal. år BP (Bakke et al., 2005). Flomrekonstruksjoner fra nedslagsfelt på Østlandet viser også en tendens til økt flomfrekvens i kortere perioder i forbindelse med varmeperioden i middelalderen, for eksempel rundt 800 kal. år BP for Butjønna (Bøe et al., 2006) og tydelige flomlag avsatt 935 kal. år BP og 885 kal. år BP i Atnsjøen (Nesje et al., 2001a). For sistnevnte er økt flomfrekvens ved 800 kal. år BP korrelert med økt snøskredaktivitet på Møre (Blikra og Selvik, 1998) og økt breaktivitet for Jostedalsbreen (Nesje et al., 2001c). Samtidig ses det også en økning i flomhendelser i Alpene rundt 1100 AD (Wilhelm et al., 2012). Alle disse forholdene peker mot en kaldere periode under varmeperioden i middelalderen som resulterte i flere flommer, økt snøskredaktivitet og økt breaktivitet. Frekvenskurvene i Figur 5.4 viser blant annet til større variasjoner i snøskredaktivitet for Vestlandet (A) i denne perioden. En slik endring er ikke like tydelig for hendelser på Østlandet (B, C og D). Flomfrekvenskurven fra

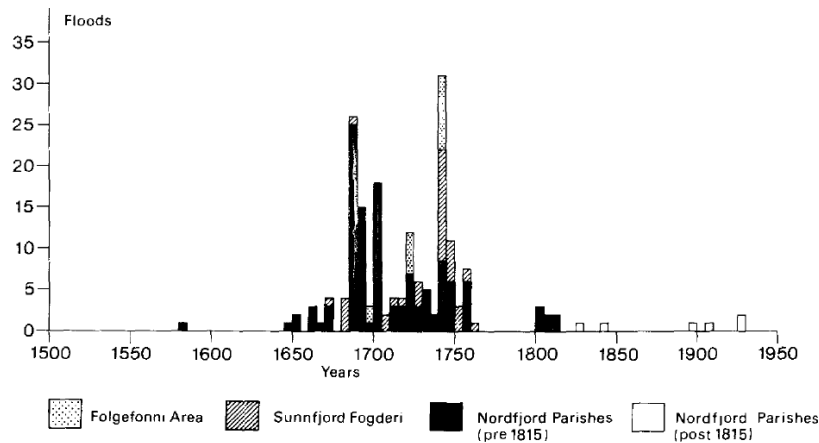
Østlandet (B) viser en relativt stabil flomfrekvens, mens frekvenskurven for grove massestrømmer/jordskred (C) viser en generell økning gjennom varmeperioden i middelalderen. Denne forskjellen kan være forårsaket av regionale forskjeller i den atmosfæriske sirkulasjonen (videre diskutert i kapittel 5.4.2). Det samme gjelder for ulike prosesser, da de kan være forårsaket av forskjellige utløsningsmekanismer.

Mellom 850-500 kal. år BP er det relativt få flomhendelser med en liten økning i antall flommer frem mot 500 kal. år BP. Dette støttes av liten flomaktivitet i nedslagsfeltet til Atnsjøen mellom AD 1000-1400 (Nesje et al., 2001a) og samtidig lav flomfrekvens for flere nedslagsfelt i Alpene (Wilhelm et al., 2012, Czymzik et al., 2013, Wilhelm et al., 2016). Lav flomaktivitet i denne perioden sammenfaller ifølge Nesje et al. (2001a) med redusert isbrevaktivitet for Jostedalsbreen, redusert snøskredaktivitet på Møre og få massestrømmer/jordskred på Møre og i Jotunheimen. Denne perioden kjennetegnes imidlertid med redusert isbrevaktivitet som en konsekvens av varmere temperaturer (Grove, 2004).



Figur 5.4: A: Antall snøskred de siste tusen år for Vest-Norge basert på arkiver fra Møre (Blikra og Selvik, 1998), Vanndalsvatnet i Jostedalen (Nesje et al., 2007) og Oldevatnet (Vasskog et al., 2011). B: Rekonstruerte elveflommer de siste tusen år i nedslagsfeltet til innsjøene Atnsjøen (Nesje et al., 2001a), Butjønna (Bøe et al., 2006) og Russvatnet (Støren et al., 2008). C: Antall grove massestrømmer/jordskred de siste tusen år basert på data fra Leirdalen i Jotunheimen, Sør-Norge (Matthews et al., 2009) og fra andre områder i Øst og Vest-Norge (Blikra og Nesje, 1997, Sletten og Blikra, 2007, Sletten et al., 2003). D: Totalt antall hendelser i Sør-Norge basert på arkivene i A, B og C. Lyse grå felt representerer moderat snøskredaktivitet og mørke grå felt representerer høy snøskredaktivitet for Oldevatnet. Figur er modifisert fra Vasskog et al. (2011).

Den andre perioden (200-500 kal. år BP) (AD 1450-1750) med økt flomfrekvens inntreffer under 'den lille istid' (AD 1550-1920) (Nesje og Dahl, 2003). Flomfrekvenskurvene i Figur 4.25 og Figur 5.6 viser en lengre periode med ett større antall flommer, der den største ansamlingen av flommer befinner seg på begynnelsen av 1700-tallet. På denne tiden er det dokumentert flere store flommer i Vossovassdraget, blant annet 1719, 1790 og Storeflaumen i 1743. Undersøkelser av landskyld og skattearkiver fra gårder på Vestlandet viser også en betydelig økning i flom og skredhendelser mellom AD 1650 og 1760 (Figur 5.5) (Grove, 1972, Grove og Battagel, 1983). Det viste seg imidlertid at disse hendelsene sammenfaller med brefremstøt for brearmene fra Jostedalsbreen (Grove, 1972). Globalt sett hadde en rekke breer økt breaktivitet i denne perioden (Wanner et al., 2008). Flere av breene i Skandinavia hadde den største utbredelsen på midten av 1700-tallet (Nesje og Dahl, 2003). Denne trenden ses også i Figur 5.4 som viser et høyt antall flommer (B) og snøskred (A) mellom 300-400 kal. år BP. For Butjønnå inntreffer den høyeste flomfrekvensen i denne perioden (Bøe et al., 2006). Det ser derfor ut til at det er en sammenheng mellom brefremrykk, økt flomaktivitet og økt snøskredaktivitet under 'den lille istid'. I Figur 5.4 kan det se ut til at alle frekvenskurvene avtar betydelig mellom 400-500 kal. år BP. Dette samsvarer kun med flomfrekvenskurven for MS, da de andre flomfrekvenskurvene har en økning i antall flommer i denne perioden (Figur 4.25). Dette kan muligens forklares med at i denne perioden dominerte regnflommer og det ble dermed avsatt færre minerogene flomlag. Flommer på Østlandet er som kjent hovedsakelig forårsaket av snøsmelting (Sandersen, 1997, Støren et al., 2010), og det vil dermed være naturlig å se færre flommer for denne regionen i perioder med mindre snø (Figur 5.4-B). Det samme gjelder for snøskred (Figur 5.4-A), da perioder med høy snøskredaktivitet er vist å være et resultat av økt nedbør i form av snø og sterk vind (Blikra og Selvik, 1998). Dette ser ut til å være et resultat av en liten økning i temperatur mellom 400-500 kal. år BP (Figur 5.6-E). Flomrekonstruksjoner fra Alpene viser også økt flomfrekvens under 'den lille istid', men ikke på samme tidspunkt som i Norge (Arnaud et al., 2012, Wilhelm et al., 2012, Wilhelm et al., 2013). Dette henger sammen med regionale forskjeller i temperaturer under 'den lille istid' som førte til at 'lille istids' maksimum varierte mellom lokaliteter (Grove, 2004).



Figur 5.5: Flomhendelser registrert i landskyld og skattearkiver fra Folgefonna, Nordfjord og Sunnfjord (Grove og Battagel, 1983).

Like etter denne perioden faller frekvenskurvene betraktelig, både i Figur 5.4 og Figur 5.6, og det tyder på at dette var en roligere periode (100-200 kal. år BP) med få flommer. Dette støttes av det historiske arkivet fra Voss hvor få flommer er dokumentert rundt AD 1800. Denne nedgangen i flomhendelser kan ses i sammenheng med en generell reduksjon for isbreer i Sør Norge (Nesje et al., 2008).

Den tredje perioden (100 kal. år BP og frem til i dag) dekker de siste 150 årene og viser en betydelig økning i flomfrekvens i forhold til forutgående hundreårs periode. Flomfrekvensen ser ut til å være på høyde med flomfrekvensen under 'den lille istid', om ikke høyere. Denne perioden er imidlertid karakterisert med de høyeste temperaturene dette årtusenet (Ahmed et al., 2013), og betraktelig mindre isbreer (Nesje et al., 2008). Det kan tenkes at denne flomøkningen er et resultat av menneskelig aktivitet i form av økt utbygging på Voss (kapittel 2.2). Dette er i grunnen lite trolig da det sees en sammenheng mellom flomavsatt materiale i denne perioden og kildeområdene rundt Vangsvatnet og fra Raundalen (kapittel 5.2). Det er derfor større sannsynlighet for at denne økningen i antall flomhendelser kommer av økt nedbør enn menneskelig aktivitet.

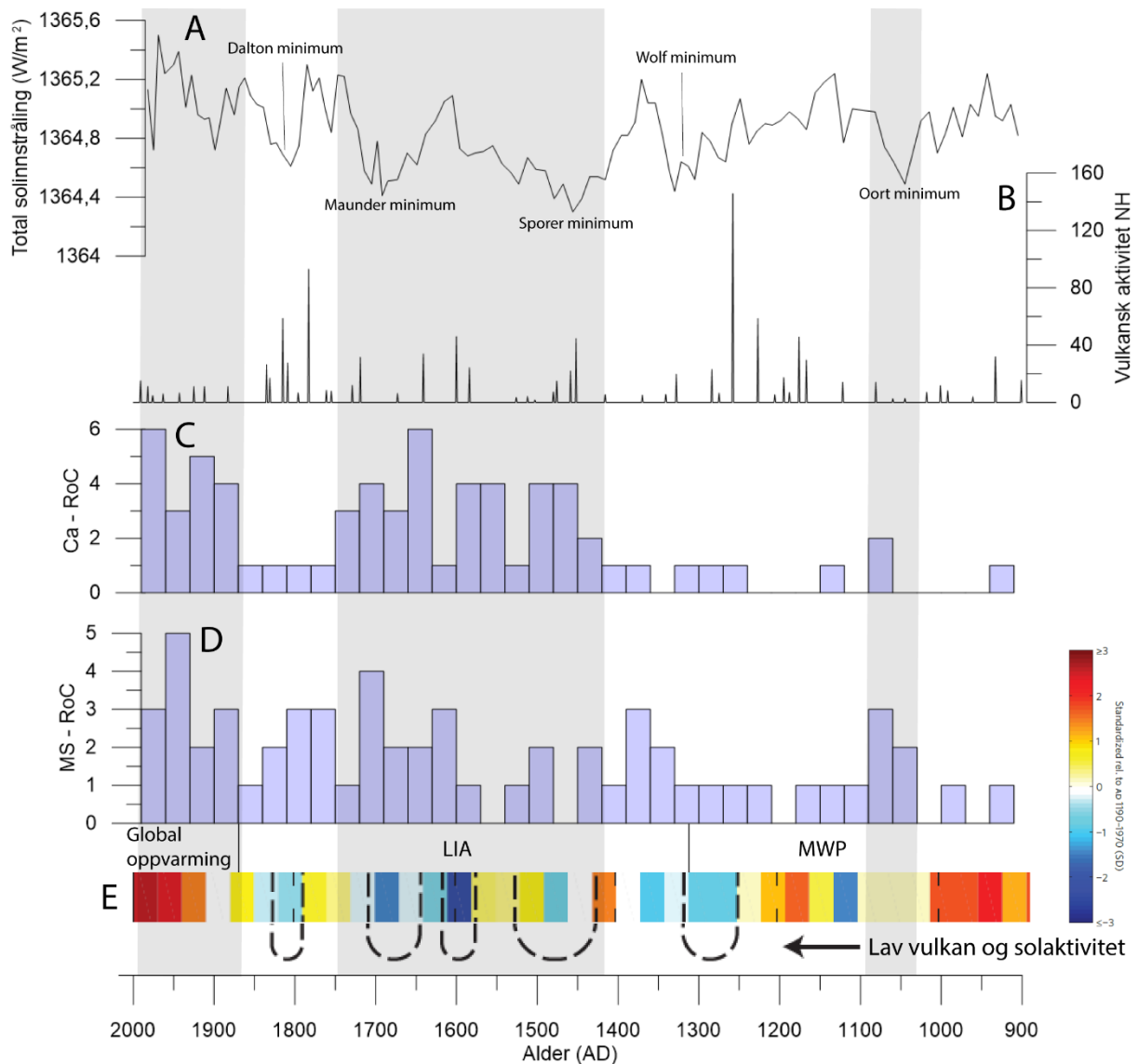
#### 5.4.2 Generell klimautvikling de siste tusen år

Klimaet det siste årtusenet har variert mellom kalde og varme perioder. I denne sammenheng er det foreslått tre mulige naturlige klimapådrivere (eng. = forcings) som kan forklare klimaendringene: orbitale variasjoner, variasjoner i solaktivitet eller vulkansk aktivitet (Wanner et al., 2008, Beer og Geel, 2009). Temperaturnedgangen både i atmosfæren og havet gjennom holocen er påvist i en rekke paleoklimatiske arkiv, for eksempel iskjerner fra Grønland (Vinther et al., 2006) og i Nord-Atlanteren (Marchal et al., 2002). Denne gradvise nedkjølingen av klima

frem mot dagens menneskeskapte globale oppvarming kan relateres til orbitale variasjoner og kommer av redusert sommerinnstråling (Wanner et al., 2008). Den mest sannsynlige forklaringen på variasjoner i klima det siste årtusenet er endringer i solaktivitet og vulkanisme (Jones og Mann, 2004, Otterå et al., 2010). Da lav solflekkaktiviteten og økt vulkanisme (høyere andel aerosoler i atmosfæren som hindrer solinnstråling) kan relateres til kalde perioder, motsatt for varme perioder.

I Figur 5.6 er flomfrekvenskurvene for Vangsvatnet presentert sammen med solaktivitet (Delaygue og Bard, 2011) og vulkansk aktivitet (Masson-Delmotte et al., 2013) de siste tusen årene. Den viser at de to første periodene med økt flomfrekvens sammenfaller med lav solaktivitet, henholdsvis Maunder/Sporer minimum og Oort minimum. Under varmeperioden i middelalderen er det funnet få vulkanutbrudd med unntak av enkelte store vulkanske utslipp rundt AD 1200. Det er imidlertid høyere vulkansk aktivitet under 'den lille istid' enn under varmeperioden i middelalderen. Dette tyder på at perioder med økt flomfrekvens under 'den lille istid' og varmeperioden i middelalderen kan relateres til et kaldere klima hvor den første kuldeperioden (AD 1100) hovedsakelig er forårsaket av lavere solaktivitet og den andre ('den lille istid') er forårsaket av en kombinasjon av lavere solaktivitet og økt vulkanisme. Dette er i tråd med en rekke andre studier (Grove, 2004, Wanner et al., 2008, Otterå et al., 2010). Det er også mulig at endringer i havets varmetransport påvirket klima på den nordlige halvkule under 'den lille istid' (Wanner et al., 2008). Ifølge Nesje et al. (2005) var havoverflatetemperaturen under sen holocen på det kaldeste under 'den lille istid' (400-100 kal. år BP) og på det varmeste under varmeperioden i middelalderen (800-550 kal. år BP). Denne tendensen med økt flomfrekvens i kalde og våte perioder er i samsvar med andre flomrekonstruksjoner (Czymzik et al., 2013, Glur et al., 2013, Swierczynski et al., 2013). Derimot tyder økningen i antall flommer de siste 150 årene på at det også forekommer flomhendelser i varmere perioder (Figur 5.6). At det er økt flomfrekvens i både varme og kalde perioder kan muligens forklares ved at regnflom og snøsmelteflom forårsakes av ulike klimatiske forhold. Midttun (2003) diskuterer muligheten for at kalde perioder domineres av minerogent avsatt flommateriale (snøsmelteflom) og varme perioder domineres av organisk avsatt flommateriale (regnflom). Dette støttes av observasjoner i VATP216 som viser en høyere andel minerogene flomlag (enhet A) under 'den lille istid' og flere organiske flomlag (enhet C) under varmeperioden i middelalderen (Figur 4.12). Den siste perioden med økt flomfrekvens kan korreleres til høyere solaktivitet og færre vulkanutbrudd og kan derfor ikke sammenlignes med tidligere perioder med økt flomfrekvens. Perioden fra AD 1850 og frem til i dag kjennetegnes med en betydelig

økning i temperatur og klimapanelet kan med sikkerhet si at det er stor sannsynlighet for at økningen i temperatur siden AD 1950 er et resultat av økt konsentrasjon av drivhusgasser (Hanssen-Bauer et al., 2015). Det har vist seg at denne endringen i klima har ført til økt nedbør, og det sees derfor en økning i antall flommer for denne perioden.

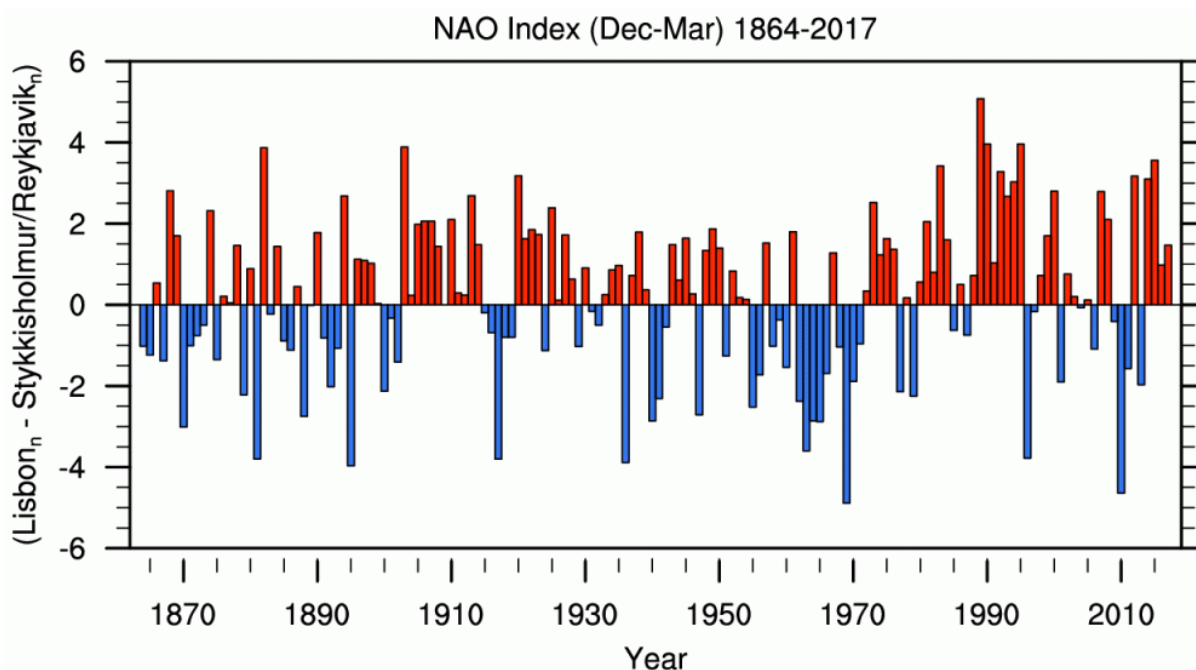


Figur 5.6: Sammenligning over det siste årtusenet mellom (A) solaktivitet basert på beryllium-10 fra iskjerner (Delaygue og Bard, 2011), (B) vulkansk aktivitet basert på mengden sulfat i iskjerner (Masson-Delmotte et al., 2013), (C) flomfrekvens for Vangsvatnet basert på endringsrate av Ca, (D) flomfrekvens for Vangsvatnet basert på endringsrate av MS og (E) kontinuerlig temperaturrekonstruksjon for Europa (Ahmed et al., 2013).

Ettersom klimapådriverne er globale sees det en økt flomfrekvens også i andre deler av Europa i disse periodene (Czymzik et al., 2013, Glur et al., 2013, Swierczynski et al., 2013). Det er likevel variasjoner i flomfrekvens på tvers av regioner. For tiårige skalaer er det hovedsakelig variasjoner i atmosfæresirkulasjonen som påvirker flomfrekvensen, deriblant NAO og 'polar vortex'. Forskjeller mellom nedbørsfelt på tvers av regioner i Alpene er foreslått å være

kontrollert av ulike storskala værregimer og atmosfæresirkulasjonsmønstre (Swierczynski et al., 2013), dette er også vist å være tilfelle for ulike nedbørsfelt i Norge (Støren et al., 2012). Blant annet gir positiv NAO-indeks økt nedbør langs vestkysten av Norge og negativ NAO-indeks økt nedbør over Sør-Europa (Hurrell, 1995).

Det ser ut til at det er en sterk korrelasjon mellom økt flomfrekvens for Vossovassdraget og brefremstøt for breer på Vestlandet de siste tusen år. Dette henger sammen med at massebalansen til kystbreer hovedsakelig styres av vinternedbør (Nesje og Dahl, 2003, Nesje et al., 2008) og at vinternedbør er den dominerende årsaken til flomhendelser på Voss (kapittel 2.5.4). Vinternedbøren på Vestlandet er imidlertid vist å være sterkt knyttet til NAO-indeksen (Hurrell, 1995, Nesje et al., 2000a). Nesje et al. (2000a) påviste at NAO-indeksen kan relateres til massebalansen for breer langs vestkysten av Norge. Brevariasjoner kan dermed brukes til å gjenspeile tidligere NAO variasjoner utover det instrumentelle arkivet. Ved positiv NAO-indeks transporteres milde, varme og fuktige luftmasser mot nordvest Europa. Dette gir våte og milde vintre på Vestlandet med økt sannsynligheten for vinterflommer (kapittel 2.3). I perioder hvor økt vinternedbør ikke kan korreleres med positiv NAO-indeks er det foreslått at variasjoner i 'polar vortex' bidrar (Walter og Graf, 2005). Det har vist seg at variasjoner i 'polar vortex' påvirker posisjonen og styrken på vestavindsbeltet. Når vestavinden er på sitt sterkeste, forekommer perioder med økt nedbør langs vestkysten av Norge (Bakke et al., 2008).



Figur 5.7: Vinterindeks (Desember-Mars) for NAO (Hurrell, 2017).

Funnene diskutert her viser at flomhendelser i stor grad påvirkes av en rekke faktorer, fra storskala variasjoner i solaktivitet og vulkanisme til regionale variasjoner i atmosfæresirkulasjon. Det kan se ut til at flommer opptrer oftere i kalde og våte perioder, men at flomhendelser i all hovedsak påvirkes av lokale nedbørmønstre. På Vestlandet kan det se ut til at flommer i stor grad samsvarer med variasjoner i breaktivitet og kan relateres til variasjoner i NAO-indeksen.

## 5.5 FREMTIDEN

Flomkatastrofen på Vestlandet høsten 2014 sitter friskt i minne hos de fleste. Den kraftige nedbøren som falt over en tredagersperiode, totalt 200-300 mm, resulterte i at en rekke vassdrag opplevde den største flommen på flere hundre år. Odda, Flåm og Voss var av de som ble hardest rammet og det ble enorme skader på eiendom og infrastruktur i utsatte områder. På Voss var dette den største flommen siden observasjonsstart ved Bulken i 1892 (Figur 2.10), og man må mest sannsynlig tilbake til 1700-tallet for å finne en tilsvarende flom (Langsholt et al., 2015). At det nybygde kulturhuset på Voss skulle bli stående under vann var det ingen som var forberedt på, dette på tross av at det i forkant av flommen var utarbeidet nye flomsonekart for Voss (Edvardsen og Øydvin, 2006). Allerede vinteren 2015 ble Voss på ny rammet av flom, denne gangen var det heldigvis moderate skader. I juli 2017 var det Utvik i Sogn og Fjordane som fikk oppleve flomkreeftene. Disse flommene er eksempler på hvordan flommer på Vestlandet vil se ut i fremtiden.

Årstemperaturen for Norge har økt betydelig siden 1900 og det er trolig at denne trenden også vil fortsette i tiden fremover. Klimaframskrivinger frem mot slutten av dette århundre indikerer en økning i årstemperatur på 4,5 °C og 18 % økning i årlig nedbør. Den største økningen i årsnedbør vil forekomme på Vestlandet og det verste scenarioet antyder opptil 60 % økning for regnflommer i denne regionen (Hanssen-Bauer et al., 2015) (kapittel 2.3). For Voss som ligger i overgangssonen mellom kyst og innenlandsklima forårsakes flommer vanligvis av en kombinasjon mellom snøsmelting og kraftig regn (kapittel 2.5). Med økende temperaturer vil imidlertid snøsesongen bli kortere og snøsmelting vil i denne sammenheng bidra mindre til flomhendelser (Støren og Paasche, 2014). Samtidig vil antallet og intensiteten på regnflommer øke, og det sees derfor en økt flomfare for Vestlandet sent om høsten og vinteren (Hanssen-Bauer et al., 2015). Temperaturen er avgjørende for om nedbøren faller som snø i høyfjellet. Etterfølges snøfallet av milde temperaturer kan smeltepotensialet (kapittel 2.2) øke betydelig. I denne sammenheng kan snøsmelting øke flomfaren, dette forutsetter at snøsmeltingen



sammenfaller med kraftig regn. Den observerte sammenhengen mellom flomfrekvens (Figur 5.6) og NAO-indeks tyder på at det er større sannsynlighet for flom på Voss i år med positiv NAO-indeks. Flomfrekvenskurvene i Figur 5.6 antyder også at antallet flommer på Voss vil øke i takt med global oppvarming. Det at andelen flomlag avsatt av regnflommer (enhet C) antas å være høyere under varmeperioden i middelalderen støtter opp om at det ses en økning i antall regnflommer for denne regionen i fremtiden, og at snøsmelting i mindre grad bidrar til flomhendelser i varme perioder.

## 6 KONKLUSJON

- Grundige undersøkelser ved bruk av MS, XRF og kornstørrelsesanalyse gjør det mulig å identifisere flomlag i sedimentkjerner fra Vangsvatnet. Flomlagene i innsjøen skilles fra bakgrunnsedimentasjon ved at de består av lyst (enhet A) og mørkt materiale (enhet C), de kjennetegnes ved henholdsvis høye og lave verdier i Ca og MS. Dette kommer av at de lyse lagene hovedsakelig består av minerogent materiale og de mørke lagene av organisk materiale bestående av terrestriske makrofossiler.
- Nedslagsfeltprøvene representerer tre forskjellige kildeområder i Vangsvatnets nedslagsfelt. I et forsøk på å knytte enhet A og C til hvert sitt kildeområde ble det funnet at enhet A er representativ for vinterflommer og vårflommer fra Raundalen forårsaket av en kombinasjon mellom snøsmelting og kraftig regn. Enhet C er derimot tolket til å være sammensatt av materiale fra kildeområder rundt Vangsvatnet og er derfor representativ for regnflommer om høsten.
- To av flomlagene, enhet A-D og lag ved 140 cm dyp, har den største lagtykkelsen og kornstørrelsen målt i sedimentkjernen. Det er dessuten vanskelig å si om det er noen sammenheng mellom tykkelse og kornstørrelse for flomlagene, og det er derfor ikke forsøkt å bestemme flomstørrelse.
- Basert på blydatering er fem historiske flomhendelser med vannføring over 500 m<sup>3</sup>/s identifisert i sedimentkerne VATG316, flommene i 1873, 1950, 1971, 1995 og 2005,
- Det er funnet tre perioder med økt flomfrekvens: 850-900 kal. år BP, 200-500 kal. år BP ('den lille istid') og 100 kal. år BP frem til i dag. De to første periodene kjennetegnes med kaldt og vått klima, mens den sistnevnte perioden inntreffer under dagens globale oppvarming. Det antas derfor at det vil forekomme flere flommer i Vossovassdraget med økende temperatur og nedbør.

## **FORSLAG TIL FREMTIDIG FORSKNING**

En forlengelse av flomhistorien på Voss, utover de siste tusen årene dekket i denne oppgaven, vil kunne bidra til økt forståelse for flomvariasjoner gjennom holocen. Sedimentkjernene hentet inn sommeren 2017 vil forhåpentligvis gi et komplett sedimentarkiv for Vangsvatnet helt tilbake til innsjøen ble isolert fra havet for 9000 år siden. I den forbindelse vil det være interessant å se om tidligere varmeperioder gjenspeiler den økte flomfrekvensen som sees under dagens oppvarming. Dette har betydning for hvordan flomfrekvensen vil endre seg for denne regionen i fremtiden.

Det kan se ut til at lav Rb/Sr ratioen i stor grad fanger opp både mørke og lyse flomlag i sedimentkjernen, men dette er ikke alltid like tydelig. Det kunne derfor være interessant å se om grundigere undersøkelser i større grad fanger opp denne trenden. Forlengelse av sedimentarkivet vil derfor kunne gi en bedre oversikt over hvordan denne parameteren endrer seg gjennom holocen. Det vil i denne sammenheng være interessant å se om Rb/Sr ration faller betydelig gjennom middelalderen og ytterligere i Holocene med en økning rundt 8200 kal. år BP i samsvar med resultatene fra Jin et al. (2006).

Ved mer presis datering kan det være mulig å identifisere flere historiske flommer i sedimentene. Sammen med grundigere undersøkelser av flomlagene kan det være mulig å bestemme flomstørrelse for flommer basert på lagtykkelse og/eller kornstørrelse. Dette er derimot en komplisert oppgave og det finnes for øyeblikket lite forskning på dette området.

Innsamling av flere prøver fra nedslagsfeltet vil også kunne gi en bedre forståelse for kildeområdene til flomlagene og sedimenttilførselen til Vangsvatnet bakover i tid. Dette kan gi mer informasjon om dominerende flomforhold i Vossovassdraget og potensielt kunne gi et bedre bilde av hvordan flomfrekvensen henger sammen med regionale atmosfæriske sirkulasjonsmønstre og variasjoner i solaktivitet og vulkanisme. Det kunne blant annet vært interessant å sammenligne NAO-indeksen med historiske flommer på Voss.

## REFERANSER

- DIBK. 2017. *Byggteknisk forskrift (TEK17)* [Online]. Tilgjengelig fra: <https://dibk.no/byggereglene/byggteknisk-forskrift-tek17/>.
- Ahmed, M., Anchukaitis, K. J., Asrat, A., Borgaonkar, H. P., Braida, M., Buckley, B. M., Büntgen, U., Chase, B. M., Christie, D. A. & Cook, E. R. 2013. Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature geoscience*, 6, 339.
- Andersen, B. 1996. *Flomsikring i 200 år*, [Oslo], Norges vassdrags- og energiverk.
- Appleby, P., Richardson, N. & Nolan, P. 1991. 241 Am dating of lake sediments. *The International Journal of Aquatic Sciences*, 214, 35-42.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M. & Tribovillard, N. 2005. 7200 years of Rhone river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene*, 15, 420-428.
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulencard, J. & Magny, M. 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews*, 51, 81-92.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S. O., Nesje, A. & Bjune, A. E. 2008. Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change*, 60, 28-41.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. & Paasche, Ø. 2005. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15, 161-176.
- Barnekow, L., Possnert, G. & Sandgren, P. 1998. AMS 14C chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, northern Sweden—a comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples. *GFF*, 120, 59-67.
- Beck, J. W., Richards, D. A., Lawrence, R., Silverman, B. W., Smart, P. L., Donahue, D. J., Herrera-Osterheld, S., Burr, G. S., Calsoyas, L. & Timothy, A. 2001. Extremely large variations of atmospheric 14C concentration during the last glacial period. *Science*, 292, 2453-2458.
- Beer, J. & Geel, B. 2009. *Holocene Climate Change and the Evidence for Solar and other Forcings*.
- Berg, A. & Voss 1977. *Voss kyrkje : Vangskyrkjo på Voss*, Voss, Kommunen.
- Berg, H. 1999. *Effekter av flomsikringstiltak på flomforløpet*, Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.

- Blaauw, M. & Christen, J. A. 2013. Bacon Manual v2. 2. *Blaauw, M., Wohlfarth, B., Christen, JA, Ampel, L., Veres, D., Hughen, KA, Preusser, F., et al.(2010),—Were Last Glacial Climate Events Simultaneous between Greenland and France*, 387-394.
- Blikra & Nemeč 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- Blikra, L. H. & Nesje, A. 1997. Holocene avalanche activity in western Norway: chronostratigraphy and palaeoclimatic implications. *Rapid Mass Movement as a Source of Climatic Evidence for the Holocene. Palaeoclim. Res*, 19, 299-312.
- Blikra, L. H. & Selvik, S. F. 1998. Climatic signals recorded in snow avalanche-dominated colluvium in western Norway: depositional facies successions and pollen records. *The Holocene*, 8, 631-658.
- Brouwer, P. 2006. Theory of XRF. *Almelo, Netherlands: PANalytical BV*.
- Brown, S. L., Bierman, P. R., Lini, A. & Southon, J. 2000. 10 000 yr record of extreme hydrologic events. *Geology*, 28, 335-338.
- Bøe, A.-G., Dahl, S. O., Lie, Ø. & Nesje, A. 2006. Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene*, 16, 445-455.
- Campbell, C. 1998. Late Holocene Lake Sedimentology and Climate Change in Southern Alberta, Canada. *Quaternary Research*, 49, 96-101.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. & Deconinck, J. F. 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps. *Terra Nova*, 11, 86-92.
- 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, 51-63.
- Crowley, T. J. & Lowery, T. S. 2000. How warm was the medieval warm period? *How warm was the medieval warm period?*, 51-54.
- Cuven, S., Francus, P. & Lamoureux, S. F. 2010. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology*, 44, 803-817.
- Czymzik, M., Brauer, A., Dulski, P., Plessen, B., Naumann, R., Von Grafenstein, U. & Scheffler, R. 2013. Orbital and solar forcing of shifts in Mid- to Late Holocene flood intensity from varved sediments of pre-alpine Lake Ammersee (southern Germany). *Quaternary Science Reviews*, 61, 96-110.

- Dahl, S. O. & Nesje, A. 1992. Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94, 87-97.
- Dahl, S. O. & Nesje, A. 1994. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4, 269-277.
- Dannevig, H., Groven, K. & Aall, C. 2016. Oktoberflaumen på Vestlandet i 2014.
- Dean Jr, W. E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44.
- Dearing, J. A. 1994. *Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 System*, Chi Pub.
- Delaygue, G. & Bard, E. 2011. An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Observational, Theoretical and Computational Research on the Climate System*, 36, 2201-2218.
- Edgetech. 2017. Tilgjengelig fra: <http://www.edgetech.com/products/sub-bottom-profiling/3100-portable-sub-bottom-profiler/#productTab2>.
- Edvardsen, S.-M. & Øydvin, E. K. 2006. *Flaumsonkart : delprosjekt Voss*, Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Eikenæs, O., Njøs, A., Østdahl, T. & Taugbøl, T. 2000. Flommen kommer. Sluttrapport fra HYDRA-et forskningsprogram om flom. *Norges vassdrag- og energi direktoratet*.
- Eklima. 2018. Meteorologisk institutt. Tilgjengelig fra: [eklima.met.no](http://eklima.met.no).
- Engeland, K., Wilson, D., Borsányi, P., Roald, L. & Holmqvist, E. 2017. Use of historical data in flood frequency analysis: A case study for four catchments in Norway. *Hydrology Research*, nh2017069.
- Geotek, M. 2000. Multi-Sensor Core Logger, Daventry, United Kingdom.
- Gilli, A., Anselmetti, F., Glur, L. & Wirth, S. 2013a. Lake Sediments as Archives of Recurrence Rates and Intensities of Past Flood Events. I: SCHNEUWLY-BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M. & RUDOLF-MIKLAU, F. (red.) *Dating Torrential Processes on Fans and Cones*. Springer Netherlands.
- Gilli, A., Anselmetti, F. S., Glur, L. & Wirth, S. B. 2013b. Lake sediments as archives of recurrence rates and intensities of past flood events. *Dating torrential processes on fans and cones*. Springer.

- Glur, L., Wirth, S. B., Büntgen, U., Gilli, A., Haug, G. H., Schär, C., Beer, J. & Anselmetti, F. S. 2013. Frequent floods in the European Alps coincide with cooler periods of the past 2500 years. *Scientific reports*, 3, 2770.
- Grove, J. & Battagel, A. 1983. Tax records from western Norway, as an index of Little Ice Age environmental and economic deterioration. *Climatic Change*, 5, 265-282.
- Grove, J. & Switsur, R. 1994. Glacial geological evidence for the medieval warm period. *Climatic Change*, 26, 143-169.
- Grove, J. M. 1972. The incidence of landslides, avalanches, and floods in western Norway during the Little Ice Age. *Arctic and Alpine Research*, 131-138.
- Grove, J. M. 2001. The Initiation of the "Little Ice Age" in Regions Round the North Atlantic. *Climatic Change*, 48, 53-82.
- Grove, J. M. 2004. Little ice ages : ancient and modern : Volume II. 2nd ed. ed. London ;,New York: Routledge.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J., Sandven, S., Sandø, A. & Sorteberg, A. 2015. Klima i Norge 2100 Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015. *NCCS report, NCCS, Oslo, Norway*, 203.
- Haugen, S. 2015. Flommen på Voss: Store ødeleggelser på campingplassen. Available: <https://www.ba.no/nyheter/flom/voss/flommen-pa-voss-store-odeleggelser-pa-campingplassen/s/5-8-235896>.
- Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology*, 25, 101-110.
- Hennekam, R. & De Lange, G. 2012. X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: methods to improve quality and reproducibility of high-resolution paleoenvironmental records. *Limnology and Oceanography: Methods*, 10, 991-1003.
- Herre, S. 2000. Ny rekord etter flaumsenkinga. *Hordaland* 15.06.2000.
- Holmqvist, E. 2003. *Flomberegninger i Vosso, 062.Z*, Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Holmqvist, E. 2015. *Flomberegning for Vosso (062.Z)*, Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Hordaland. 1884. Flommen paa Voss. *Hordaland*, 08.11.1884.
- Hordaland. 1888. Vejret. *Hordaland*, 3.11.1888.

- Hordaland. 1899. En voldsom flom. *Hordaland*.
- Hordaland. 1918. Ein svær vatsflaum. *Hordaland*, 12.10.1918.
- Hordaland. 1921. Sturtregn og flaum over Voss, Hardanger og Sogn. *Hordaland*, 30.07.1921.
- Hordaland. 1950. Flaumen torsdag var den største på Voss dei siste 30. åri. *Hordaland*, 10.06.1950.
- Hordaland. 1971. Verste flaumen på 53 år, men ikkje store skadar på Vangen. *Hordaland*, 06.11.1971.
- Hordaland. 1983. Nedbør og snøsmelting førde til flaum. *Hordaland*, 29.10.1983.
- Hordaland. 1989. *Største flaumen i dette hundreåret* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://www.e-pages.dk/hordalandavis/11648/>.
- Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguera, M., Van Der Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. & Johnson, C. 2001. *Climate change 2001: the scientific basis*, The Press Syndicate of the University of Cambridge.
- Hughen, K., Lehman, S., Southon, J., Overpeck, J., Marchal, O., Herring, C. & Turnbull, J. 2004. 14C activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years. *Science*, 303, 202-207.
- Hurrell, J. 2017. The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based).
- Hurrell, J. W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Jansen, J. H. F., Van Der Gaast, S. J., Koster, B. & Vaars, A. J. 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151, 143-153.
- Jansen, Ø. J. 1989. *Geologi i Vossaområdet*, Voss, S.n.
- Jin, Z., Cao, J., Wu, J. & Wang, S. 2006. A Rb/Sr record of catchment weathering response to Holocene climate change in Inner Mongolia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 285-291.
- Jones, P. D. & Mann, M. E. 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics*, 42.
- Kanalkontoret 1888. *Kanalvæsenets Historie : 9 : Det Vesten- og Nordenfjeldske Norge fra og med Stavanger Amt : samt 2 Anhang*, Kristiania, s.n.
- Kartverket. 2017. Tilgjengelig fra: <https://www.norgebilder.no/>.



- Kindem, L. & Voss, B. 1933. *Vossaboki : 1 : Vossavangen, Voss, Bygdeboknemnda.*
- Kjeldsen, T., Macdonald, N., Lang, M., Mediero, L., Albuquerque, T., Bogdanowicz, E., Brázdil, R., Castellarin, A., David, V. & Fleig, A. 2014. Documentary evidence of past floods in Europe and their utility in flood frequency estimation. *Journal of Hydrology*, 517, 963-973.
- Kvisvik, B. C., Paasche, Ø. & Dahl, S. O. 2015. Holocene cirque glacier activity in Rondane, southern Norway. *Geomorphology*, 246, 433-444.
- Lanci, L. & Lowrie, W. 1997. Magnetostratigraphic evidence that 'tiny wiggles' in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 581-592.
- Langsholt, E. G., Roald, L., Holmqvist, E. & Fleig, A. 2015. *Flommen på Vestlandet oktober 2014*, Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Lapointe, F., Francus, P., Lamoureux, S., Saïd, M. & Cuvén, S. 2012. 1750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 48, 159-173.
- Malvern. 2017. *Mastersizer 3000* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://www.malvern.com/en/products/product-range/mastersizer-range/mastersizer-3000/>.
- Marchal, O., Cacho, I., Stocker, T. F., Grimalt, J. O., Calvo, E., Martrat, B., Shackleton, N., Vautravers, M., Cortijo, E. & Van Kreveld, S. 2002. Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 21, 455-483.
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J. F., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T. R., Osborn, T., Otto-Bliesner, B. L., Quinn, T. M., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X. & Timmermann, A. 2013. Information from Paleoclimate Archives. PANGAEA.
- Matthews, J. A., Dahl, S. O., Dresser, P. Q., Berrisford, M. S., Lie, Ø., Nesje, A. & Owen, G. 2009. Radiocarbon chronology of Holocene colluvial (debris-flow) events at Sletthamn, Jotunheimen, southern Norway: a window on the changing frequency of extreme climatic events and their landscape impact. *The Holocene*, 19, 1107-1129.
- Midttun, A. 2003. *Flaumar i Vossavassdraget, kan dei påvisast i innsjøsediment*. The University of Bergen.
- Nesje, A. 1992. A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24, 257-259.

- 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. & Dahl, S. O. 2003. The 'Little Ice Age' – only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. 2016. *Glaciers and Environmental Change*, London, London : Taylor and Francis.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Løvlie, R. & Sulebak, J. R. 1994. Holocene glacier activity at the southwestern part of Hardangerjøkulen, central-southern Norway : evidence from lacustrine sediments. *The Holocene*, 4, 377-382.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Matthews, J. A. & Berrisford, M. S. 2001a. A ~ 4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology*, 25, 329-342.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Matthews, J. A. & Berrisford, M. S. 2001b. A similar to 4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology*, 25, 329-342.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Thun, T. & Nordli, Ø. 2008. The 'Little Ice Age' glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation? *Climate Dynamics*, 30, 789-801.
- Nesje, A., Jansen, E., Birks, H. J. B., Bjune, A. E., Bakke, J., Andersson, C., Dahl, S. O., Kristensen, D. K., Lauritzen, S. E. & Lie, Ø. 2005. Holocene climate variability in the northern North Atlantic region: a review of terrestrial and marine evidence. *The Nordic Seas: An Integrated Perspective*, 289-322.
- Nesje, A., Lie, Ø. & Dahl, S. O. 2000a. Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, 15, 587-601.
- Nesje, A., Matthews, J. A., Dahl, S. O., Berrisford, M. S. & Andersson, C. 2001c. 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.
- Nesje, A., Olaf Dahl, S., Andersson, C. & Matthews, J. A. 2000b. The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1047-1065.
- Nesje, A., Olaf Dahl, S. & Lie, Ø. 2004. Holocene millennial-scale summer temperature variability inferred from sediment parameters in a non-glacial mountain lake: Danntjørn, Jotunheimen, central southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2183-2205.

- NGU. 2017a. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/minkommune/>.
- NGU. 2017b. *Nasjonal berggrunnsdatabase* [Online]. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>.
- NGU. 2017c. *Nasjonal løsmassedatabase* [Online]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>.
- Njøs, A., Norge Nærings- Og, E. & Flomtiltaksutvalget 1996. *Tiltak mot flom : utredning fra et utvalg oppnevnt ved kongelig resolusjon 13. juli 1995 ; avgitt til Nærings- og energidepartementet 13. august 1996*, Oslo, Statens forvaltningstjeneste, Seksjon statens trykning.
- NVE. 2015. *Vannstand og Vannføring* [Online]. NVE. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/hydrologi/vannstand-og-vannfoering/> [Lest 14.12 2017].
- NVE. 2017. *Tettstedet Kvam sikret mot skadeflom* [Online]. NVE. Tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/nytt-fra-nve/nyheter-skred-og-vassdrag/tettstedet-kvam-sikret-mot-skadeflom/> [Lest 15.12 2017].
- NVE. 2018a. Tilgjengelig fra: <http://www.senorge.no/> [Lest 10.05 2018].
- NVE. 2018b. *NVE Atlas* [Online]. Tilgjengelig fra: <https://gis3.nve.no/dybdekart/dk2085.pdf> [Lest 11.04 2018].
- Olsson, I. U. 1986. Radiometric dating. *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*.
- Otterå, O. H., Bentsen, M., Drange, H. & Suo, L. 2010. External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability. *Nature Geoscience*, 3, 688.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L. & Friedrich, M. 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- Revel-Rolland, M., Arnaud, F., Chapron, E., Desmet, M., Givélet, N., Alibert, C. & Mcculloch, M. 2005. Sr and Nd isotopes as tracers of clastic sources in Lake Le Bourget sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age: Palaeohydrology implications. *Chemical geology*, 224, 183-200.
- Roald, L. A. 2008. Rainfall floods and weather patterns. *NVE-Consultant report A. ISSN, 1505-0318*.
- Roald, L. A. 2013. *Flom i Norge, Vestfossen, Tom & Tom*.

- Ryzak, M. & Bieganowski, A. 2011. Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174, 624-633.
- Sandersen, F. 1997. The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows in Norway. *European Paleoclimate and Man*, 12, 321-332.
- Sandvik, G., Dommarsnes, S. & Mortensen, M. 2004. Kommunedelplan for kulturminne i Voss 2004-2007.
- Schillereff, D. N., Chiverrell, R. C., Macdonald, N. & Hooke, J. M. 2014. Flood stratigraphies in lake sediments: A review. *Earth-Science Reviews*, 135, 17-37.
- Sigmond, E. M. O., Bryhni, I., Jorde, K. & Norges Geologiske, U. 2013. *Norsk geologisk ordbok : med engelsk-norsk ordliste*, Trondheim, Akademika forl.
- Simonneau, A., Chapron, E., Vanni re, B., Wirth, S. B., Gilli, A., Di Giovanni, C., Anselmetti, F. S., Desmet, M. & Magny, M. 2013. Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy: implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards. *Clim. Past*, 9, 825-840.
- Sletten, K. & Blikra, L. H. 2007. Holocene colluvial (debris-flow and water-flow) processes in eastern Norway: stratigraphy, chronology and palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*, 22, 619-635.
- Sletten, K., Blikra, L. H., Ballantyne, C. K., Nesje, A. & Dahl, S. O. 2003. Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. *The Holocene*, 13, 907-920.
- Snowball, I. & Thompson, R. 1990. A mineral magnetic study of Holocene sedimentation in Lough Catherine, Northern Ireland. *Boreas*, 19, 127-146.
- Sperazza, M., Moore, J. N. & Hendrix, M. S. 2004. High-resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry. *Journal of Sedimentary Research*, 74, 736-743.
- Støren, E. N., Dahl, S. O. & Lie,  . 2008. Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene*, 18, 1179-1191.
- Støren, E. N., Dahl, S. O., Nesje, A. & Paasche,  . 2010. Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews*, 29, 3021-3033.
- Støren, E. N., Kolstad, E. W. & Paasche,  . 2012. Linking past flood frequencies in Norway to regional atmospheric circulation anomalies. *Journal of Quaternary Science*, 27, 71-80.

- Støren, E. N. & Paasche, Ø. 2014. Scandinavian floods: From past observations to future trends. *Global and Planetary Change*, 113, 34-43.
- Støren, E. W. N., Paasche, Ø., Hirt, A. M. & Kumari, M. 2016. Magnetic and geochemical signatures of flood layers in a lake system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 4236-4253.
- Sundborg, Xc & Ke 1956. The River Klaralven: A Study of Fluvial Processes. *Geografiska Annaler*, 38, 238-316.
- Swierczynski, T., Lauterbach, S., Dulski, P., Delgado, J., Merz, B. & Brauer, A. 2013. Mid- to late Holocene flood frequency changes in the northeastern Alps as recorded in varved sediments of Lake Mondsee (Upper Austria). *Quaternary Science Reviews*, 80, 78-90.
- Sæterbø, E., Syvertsen, L., Tesaker, E. & Norges Vassdrags- Og, E. 1998. *Vassdragshåndboka : håndbok i forbygningsteknikk og vassdragsmiljø*, Trondheim, Tapir.
- Tepstad, R. 2005. Nær 50-års flaum måndag. *Hordaland*, 17.11.2005.
- Thompson, R., Battarbee, R., O'sulliuhan, P. & Oldfield, F. 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology*.
- Thorndycraft, V., Hu, Y., Oldfield, F., Crooks, P. & Appleby, P. 1998. Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit Lac d'Annecy, eastern France. *The Holocene*, 8, 741-746.
- Uwitec. 2018. Tilgjengelig fra: <http://www.uwitec.at/html/frame.html> [Lest 02.02 2018].
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E. & Ariztegui, D. 2011. A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*, 21, 597-614.
- Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J. F. & Birks, H. J. B. 2012. A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. *Quaternary Research*, 77, 192-204.
- Vinther, B. M., Clausen, H. B., Johnsen, S. J., Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Buchardt, S. L., Dahl-Jensen, D., Seierstad, I. K., Siggaard-Andersen, M. L. & Steffensen, J. P. 2006. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111.
- Walker, M. J. C. 2005. *Quaternary dating methods*, Chichester, John Wiley.
- Walter, K. & Graf, H. 2005. The North Atlantic variability structure, storm tracks, and precipitation depending on the polar vortex strength. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 239-248.

- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M. & Widmann, M. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791-1828.
- Wentworth, C. K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30, 377-392.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.-R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J.-L., Tachikawa, K., Bard, E. & Delannoy, J.-J. 2012. 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research*, 78, 1-12.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Fanget, B., Malet, E., Pignol, C., Bard, E. & Delannoy, J. J. 2013. Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the north-west European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 28, 189-199.
- Wilhelm, B., Vogel, H., Crouzet, C., Etienne, D. & Anselmetti, F. S. 2016. Frequency and intensity of palaeofloods at the interface of Atlantic and Mediterranean climate domains. *Climate of the Past*, 12, 299.
- Wold, K., Norges Geografiske, O. & Statens, K. 1992. *Vann, snø og is = Water, snow and ice*, Hønefoss, Norges geografiske oppmåling.
- Østmoe, A. 1985. *Stor-øfsen 1789: værssystemet som førte til den største flomkatastrofen i Norge*, Ski, Oversiktsregisteret.

## **VEDLEGG**

**Vedlegg A:** XRF resultater for nedslagsfeltprøvene

**Vedlegg B:** MS resultater for nedslagsfeltprøvene

**Vedlegg C:** Kornstørrelsesanalyse av VATP216

**Vedlegg D:** Radiokarbondatering av VATP116 og VATP216

**Vedlegg E:** Massetetthet og glødetapsanalyse av VATG316

**Vedlegg F:** Blydatering av VATG316

## Vedlegg A: XRF resultater for nedslagsfeltprøvene

Lokalitet	Gj. snitt K	Gj. snitt Ca	K/Ca	Gj. snitt Fe	Gj. snitt Rb	Gj. snitt Sr	Gj. snitt Ti	Gj. snitt Mn	Gj. snitt Si	Fe/Ti	Rb/Sr
1	1015.87	3969.13	0.26	88905.30	461.90	2009.70	1903.37	1139.93	268.43	46.71	0.23
2	1004.30	3279.23	0.31	86878.37	542.90	1851.47	1868.57	1173.93	260.47	46.49	0.29
3	1263.00	2849.00	0.44	59130.63	480.80	1887.83	1709.40	1135.40	430.77	34.59	0.25
4	1179.80	3551.93	0.33	65691.67	402.53	2161.67	1814.53	1580.83	393.13	36.20	0.19
5	1574.30	1994.63	0.79	78839.67	805.80	2108.30	1762.20	1958.00	368.23	44.74	0.38
6	1687.57	1608.10	1.05	76484.97	741.07	1242.77	1741.67	1729.23	375.03	43.91	0.60
7	1012.93	3014.80	0.34	77199.87	408.57	1584.93	1835.20	1268.57	355.03	42.07	0.26
8	1387.13	1871.93	0.74	92402.00	713.63	1165.83	1718.10	1993.27	335.27	53.78	0.61
9	1128.37	1837.97	0.61	78603.27	445.77	1171.60	2086.47	1828.33	337.80	37.67	0.38
10	2312.63	1230.37	1.88	90681.57	880.97	810.10	1529.40	2105.77	326.63	59.29	1.09
11	1643.87	1677.30	0.98	78945.57	814.57	1124.23	1541.17	698.17	372.67	51.22	0.72
12	2024.20	1354.90	1.49	94782.70	737.90	743.10	1761.43	1564.67	279.53	53.81	0.99
13	1656.10	1831.70	0.90	61166.00	651.00	1246.50	2108.23	1122.27	431.37	29.01	0.52
14	267.47	5814.10	0.05	58433.17	22.47	2491.80	1499.63	734.53	249.63	38.96	0.01
15	365.83	5638.83	0.06	66216.93	31.43	2279.63	1712.03	778.53	279.00	38.68	0.01
16	389.33	6164.63	0.06	62346.17	58.53	2477.53	1739.90	826.50	295.03	35.83	0.02
17	1018.77	4173.50	0.24	88494.53	204.47	1565.70	2527.90	1155.40	310.57	35.01	0.13
18	471.00	6797.47	0.07	65498.43	59.07	2580.33	1868.87	865.60	305.97	35.05	0.02
19	652.00	4310.43	0.15	104565.17	177.00	2110.53	2046.97	767.93	280.07	51.08	0.08
20	773.40	2545.57	0.30	79276.43	330.10	1800.70	1663.93	1328.27	249.67	47.64	0.18
21	1680.50	2130.50	0.79	86516.57	623.63	1403.83	1589.40	1187.97	328.70	54.43	0.44
22	2364.87	1078.73	2.19	81877.90	945.93	1286.77	2069.43	2839.70	329.47	39.57	0.74
23	2126.43	1442.00	1.47	74242.93	834.23	1267.17	1714.93	622.40	368.90	43.29	0.66
24	872.87	3092.50	0.28	71553.43	263.40	1972.83	1839.33	983.77	361.77	38.90	0.13
25	1304.67	3455.43	0.38	66548.00	469.43	2061.00	1671.70	1411.13	395.43	39.81	0.23
26	1367.30	3362.17	0.41	71999.13	544.77	1896.00	1721.33	1739.30	392.47	41.83	0.29
27	1161.70	3776.47	0.31	62345.83	373.67	2255.17	1924.10	1080.43	439.23	32.40	0.17
28	942.33	3839.77	0.25	84082.27	479.53	2104.83	1975.77	1107.30	275.23	42.56	0.23



## Vedlegg B: MS resultater for nedslagsfeltprøvene

Field : 200 A/m F1 Holder :- 4.15E-06 Date : 1 4.11. 2016 Time : 13:59:36

N	Specimen	BSus	Phase	Range
1	EMPTY	-6.90E-06	-119.16	02.feb
2	1	6.43E-04	-0.15	02.feb
3	2	5.66E-04	-0.76	02.feb
4	3	7.91E-04	0.11	02.feb
5	4	1.81E-03	-0.14	02.feb
6	5a	8.45E-04	-0.38	02.feb
7	5b	9.31E-04	-0.6	02.feb
8	7	5.86E-04	-1.17	02.feb
9	8	4.62E-04	-2.21	02.feb
10	9	2.17E-03	-0.29	02.feb
11	10	3.36E-04	-1.04	02.feb
12	11	2.12E-04	-3.79	02.feb
13	12	5.71E-04	-0.98	02.feb
14	13	8.37E-04	-0.67	02.feb
15	14	6.01E-04	-0.91	02.feb
16	15	6.21E-04	-0.85	02.feb
17	16	3.00E-04	-1.27	02.feb
18	17	3.25E-03	0.02	03.mar
19	18	6.08E-04	-0.83	02.feb
20	19	3.88E-04	-0.27	02.feb
21	20	2.77E-04	-1.89	02.feb
22	21	1.91E-04	-1.2	02.feb
23	22	3.38E-04	-1.1	02.feb
24	23	1.72E-04	-2.56	02.feb
25	24	5.19E-04	-1.59	02.feb
26	25	1.43E-03	0.03	02.feb
27	26	1.29E-03	-0.6	02.feb
28	27	2.91E-03	-0.2	02.feb
29	28	2.71E-03	-0.19	02.feb

Field : 200 A/m F1 Holder :-

6.38E-07 Date : 1

4.11. 2016 Time : 15:20:08

N	Specimen	BSus	Phase	Range
1	EMPTY	2.32E-05	66.7	02.feb
2	1	6.57E-04	3.99	02.feb
3	2	5.88E-04	4.24	02.feb
4	3	8.39E-04	3.36	02.feb
6	4	1.31E-03	1.84	02.feb
7	5a	8.63E-04	3.51	02.feb
8	5b	8.83E-04	3	02.feb
9	7	7.18E-04	4.56	02.feb
10	8	6.10E-04	4.58	02.feb
11	9	1.48E-03	2.43	02.feb
12	10	6.58E-04	4.32	02.feb
13	11	5.11E-04	5.04	02.feb
14	12	6.87E-04	4.5	02.feb
15	13	8.59E-04	4.08	02.feb
16	14	7.42E-04	4.81	02.feb
17	15	8.17E-04	4.91	02.feb
18	16	6.65E-04	4.94	02.feb
19	17	1.99E-03	1.56	02.feb
20	18	8.16E-04	3.55	02.feb
21	19	6.49E-04	4.88	02.feb
22	20	3.90E-04	6.98	02.feb
23	21	5.49E-04	5.44	02.feb
24	22	5.62E-04	5.9	02.feb
25	23	5.20E-04	6.52	02.feb
26	24	6.51E-04	5.16	02.feb
27	25	1.17E-03	2.62	02.feb
28	26	1.06E-03	3.39	02.feb
29	27	1.94E-03	1.85	02.feb
30	28	1.70E-03	1.96	02.feb

**Vedlegg C: Kornstørrelsesanalyse av VATP216**

Sample Name	Measurement Date Time	Dx (10)	Dx (50)	Dx (90)	Mode	Laser Obscuration	Residual	0.767	0.872	0.991	1.13	1.28	1.45	1.65	1.88	2.13	2.42	2.75	3.12	3.55	4.03	4.58	5.21
Average of 'VATP216_21,4 cm (enhet A)'	31.10.2016 10:59	11.3	74.7	223	112	13.03	0.18	0	0.07	0.11	0.15	0.2	0.24	0.27	0.3	0.33	0.36	0.39	0.42	0.46	0.51	0.57	0.64
Average of 'VATP216_33,7cm (enhet A)'	31.10.2016 10:44	37.4	125	269	144	15.26	0.22	0	0	0	0	0	0	0.06	0.09	0.11	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.14
Average of 'VATP216_68 cm (enhet A)'	31.10.2016 11:21	17.6	77.2	184	92.4	14.77	0.2	0	0.06	0.09	0.13	0.16	0.19	0.21	0.22	0.24	0.25	0.27	0.29	0.31	0.34	0.38	0.42
Average of 'VATP216_77,6 cm (enhet A)'	31.10.2016 12:41	14.9	75	180	93.6	15.27	0.2	0	0.08	0.11	0.14	0.18	0.21	0.23	0.26	0.28	0.3	0.32	0.34	0.37	0.41	0.45	0.5
Average of 'VATP216_87,4cm (enhet A)'	31.10.2016 11:38	33.8	141	351	177	15.79	0.23	0	0	0	0	0	0.07	0.09	0.11	0.13	0.14	0.14	0.15	0.15	0.16	0.17	0.19
Average of 'VATP216_128,8cm (enhet A)'	02.12.2016 13:42	15.1	73.5	166	91.9	16.79	0.61	0	0.08	0.12	0.15	0.19	0.22	0.25	0.27	0.29	0.31	0.33	0.35	0.38	0.41	0.45	0.5
Average of 'VATP216_139,2cm (enhet A)'	15.11.2016 15:24	27.5	109	239	130	15.88	0.23	0	0	0	0	0.09	0.12	0.14	0.16	0.17	0.18	0.18	0.19	0.2	0.21	0.23	0.25
Average of 'VATP216_146,6 cm (enhet A)'	10.11.2016 15:37	16.2	63.6	157	75.4	15.51	0.18	0	0	0.08	0.11	0.14	0.17	0.19	0.21	0.22	0.24	0.26	0.28	0.31	0.35	0.39	0.45
Average of 'VATP216_202,7cm (enhet A)'	11.11.2016 09:30	11.4	51.5	119	64.5	15.21	0.31	0	0.08	0.11	0.15	0.19	0.22	0.26	0.28	0.31	0.34	0.38	0.42	0.47	0.52	0.59	0.67
Average of 'VATP216_214,4cm(enhet A)'	14.11.2016 12:57	13.7	69	183	90.9	15.91	0.5	0	0.07	0.1	0.13	0.16	0.2	0.22	0.25	0.27	0.3	0.33	0.36	0.4	0.44	0.49	0.55
Average of 'Average of enhet A''	31.10.2016 11:38	16.5	79.1	217	96.8	15.09	0.25	0	0.04	0.08	0.1	0.13	0.16	0.19	0.22	0.24	0.26	0.28	0.3	0.32	0.36	0.4	0.44
Average of 'VATP216_13 cm (enhet B)'	31.10.2016 09:27	6.4	31	132	31.6	10.98	0.25	0	0.09	0.15	0.22	0.3	0.38	0.45	0.51	0.58	0.64	0.71	0.79	0.88	0.99	1.12	1.28
Average of 'VATP216_26,4cm (enhet B)'	31.10.2016 12:57	6.25	33.9	145	66	9.68	0.18	0.07	0.12	0.18	0.25	0.32	0.38	0.43	0.48	0.53	0.59	0.66	0.75	0.87	1.02	1.2	1.42
Average of 'VATP216_40,4cm (enhet B)'	01.11.2016 15:45	9.86	38.6	98	43.5	10.4	0.27	0.07	0.11	0.15	0.19	0.24	0.28	0.32	0.35	0.39	0.42	0.46	0.5	0.55	0.61	0.67	0.74
Average of 'VATP216_89,3cm (enhet B)'	31.10.2016 13:15	10.3	52.7	151	63.5	10.65	0.18	0.07	0.11	0.15	0.19	0.24	0.28	0.31	0.35	0.38	0.41	0.45	0.49	0.54	0.59	0.65	0.71
Average of 'VATP216_98,3cm (enhet B)'	31.10.2016 13:34	10.7	58.8	175	72.1	10.57	0.2	0	0.09	0.13	0.17	0.21	0.26	0.29	0.32	0.36	0.39	0.43	0.48	0.53	0.59	0.65	0.72
Average of 'VATP216_112,9cm (enhet B)'	15.11.2016 14:56	12.1	64.3	160	76.2	11.08	0.22	0	0.08	0.12	0.16	0.2	0.24	0.27	0.3	0.33	0.35	0.38	0.41	0.45	0.5	0.56	0.63
Average of 'VATP216_134,1cm (enhet B)'	15.11.2016 15:10	15.8	71.3	184	85.5	10.79	0.19	0	0	0.09	0.12	0.16	0.19	0.21	0.23	0.25	0.26	0.28	0.3	0.33	0.37	0.41	0.46
Average of 'VATP216_164,3cm (enhet B)'	10.11.2016 15:20	15.3	55.5	135	64	10.98	0.17	0	0	0	0.08	0.12	0.15	0.18	0.19	0.21	0.23	0.25	0.27	0.31	0.35	0.41	0.47
Average of 'VATP216_181,1cm (enhet B)'	10.11.2016 15:05	11.3	57.2	141	74	10.65	0.55	0	0.06	0.09	0.13	0.17	0.21	0.24	0.27	0.3	0.34	0.37	0.42	0.47	0.53	0.61	0.69
Average of 'VATP216_216,1cm (enhet B)'	11.11.2016 09:48	11.7	54	136	67	10.44	0.18	0	0.06	0.09	0.13	0.16	0.2	0.23	0.26	0.29	0.32	0.36	0.4	0.45	0.51	0.59	0.66
Average of 'Average of enhet B''	31.10.2016 09:27	9.22	47.4	140	60.4	10.54	0.25	0.03	0.08	0.12	0.17	0.22	0.27	0.31	0.34	0.38	0.42	0.46	0.51	0.57	0.65	0.74	0.84
Average of 'VATP216_17,3cm (enhet C)'	11.12.2016 15:10	15.8	78.3	219	92.6	12.32	0.18	0	0	0.07	0.11	0.14	0.17	0.19	0.21	0.23	0.25	0.28	0.3	0.34	0.38	0.43	0.49
Average of 'VATP216_46,4cm (enhet C)'	21.11.2016 11:28	11.7	72.1	181	93.4	10.02	0.19	0	0.07	0.11	0.14	0.18	0.22	0.26	0.29	0.32	0.35	0.39	0.43	0.48	0.53	0.6	0.67
Average of 'VATP216_83,9cm (enhet C)'	21.11.2016 15:19	25.9	108	286	122	11.46	0.19	0	0	0	0.06	0.09	0.12	0.14	0.15	0.17	0.17	0.18	0.2	0.21	0.23	0.26	0.3
Average of 'VATP216_97,2cm (enhet C)'	21.11.2016 15:31	18.5	92.1	236	107	11.91	0.19	0	0	0.07	0.1	0.13	0.16	0.18	0.2	0.22	0.24	0.26	0.28	0.31	0.34	0.38	0.42
Average of 'VATP216_119,8cm (enhet C)'	21.11.2016 15:01	15.7	72.3	170	87.3	6.5	0.2	0	0	0	0.09	0.13	0.17	0.2	0.23	0.25	0.28	0.31	0.34	0.37	0.42	0.47	0.52
Average of 'VATP216_138,5cm (enhet C)'	11.12.2016 14:51	29.4	115	259	134	11.76	0.23	0	0	0	0	0.01	0.09	0.12	0.14	0.16	0.17	0.17	0.18	0.19	0.2	0.22	0.24
Average of 'VATP216_153,1cm (enhet C)'	11.12.2016 15:27	11.1	55.6	139	67.5	10.91	0.19	0	0.08	0.11	0.15	0.19	0.23	0.26	0.29	0.32	0.35	0.38	0.43	0.48	0.55	0.62	0.71
Average of 'VATP216_194,7cm (enhet C)'	11.12.2016 15:51	9.06	38.7	107	43.8	12.19	0.17	0	0.07	0.1	0.14	0.18	0.23	0.28	0.32	0.37	0.42	0.49	0.56	0.63	0.71	0.8	0.9
Average of 'VATP216_207,5cm (enhet C)'	21.11.2016 11:11	11.2	55.1	152	70.2	11.12	0.17	0.06	0.1	0.13	0.17	0.21	0.24	0.27	0.3	0.33	0.35	0.38	0.42	0.46	0.52	0.58	0.66
Average of 'VATP216_232cm (enhet C)'	11.12.2016 14:33	13.5	64	157	77	10.58	0.25	0	0	0.08	0.12	0.16	0.19	0.22	0.24	0.27	0.29	0.32	0.35	0.4	0.45	0.51	0.58
Average of 'Average of enhet C''	11.12.2016 15:51	14.1	71.4	197	87.9	10.88	0.2	0.01	0.03	0.07	0.11	0.14	0.18	0.21	0.24	0.26	0.29	0.32	0.35	0.39	0.43	0.49	0.55

Sample Name	5.92	6.72	7.64	8.68	9.86	11.2	12.7	14.5	16.4	18.7	21.2	24.1	27.4	31.1	35.3	40.1	45.6	51.8	58.9	66.9	76	86.4	98.1
Average of 'VATP216_21,4 cm (enhet A)'	0.73	0.83	0.95	1.09	1.24	1.41	1.59	1.77	1.94	2.11	2.28	2.43	2.59	2.75	2.95	3.18	3.45	3.76	4.1	4.45	4.77	5.02	5.16
Average of 'VATP216_33,7cm (enhet A)'	0.16	0.18	0.21	0.25	0.3	0.36	0.44	0.53	0.63	0.74	0.86	0.99	1.15	1.34	1.59	1.92	2.35	2.9	3.56	4.32	5.14	5.95	6.68
Average of 'VATP216_68 cm (enhet A)'	0.47	0.53	0.59	0.67	0.74	0.83	0.93	1.05	1.19	1.37	1.6	1.88	2.25	2.7	3.23	3.84	4.49	5.16	5.79	6.31	6.66	6.8	6.68
Average of 'VATP216_77,6 cm (enhet A)'	0.56	0.62	0.69	0.77	0.86	0.96	1.08	1.2	1.35	1.52	1.74	2	2.33	2.73	3.21	3.77	4.37	5	5.6	6.11	6.46	6.62	6.53
Average of 'VATP216_87,4cm (enhet A)'	0.21	0.24	0.28	0.32	0.37	0.43	0.5	0.58	0.67	0.78	0.91	1.05	1.22	1.42	1.66	1.94	2.28	2.66	3.1	3.58	4.09	4.61	5.1
Average of 'VATP216_128,8cm (enhet A)'	0.55	0.61	0.67	0.74	0.82	0.9	1	1.11	1.24	1.41	1.63	1.92	2.29	2.76	3.32	3.95	4.64	5.33	5.97	6.5	6.86	6.98	6.85
Average of 'VATP216_139,2cm (enhet A)'	0.27	0.31	0.35	0.4	0.47	0.54	0.63	0.73	0.84	0.96	1.08	1.22	1.39	1.6	1.88	2.26	2.74	3.35	4.06	4.85	5.66	6.4	6.99
Average of 'VATP216_146,6 cm (enhet A)'	0.51	0.57	0.65	0.74	0.85	0.98	1.13	1.33	1.57	1.87	2.24	2.68	3.18	3.74	4.33	4.93	5.5	5.98	6.34	6.53	6.51	6.29	5.85
Average of 'VATP216_202,7cm (enhet A)'	0.76	0.85	0.96	1.07	1.2	1.35	1.52	1.74	2.01	2.35	2.77	3.27	3.85	4.48	5.13	5.74	6.27	6.64	6.81	6.74	6.42	5.85	5.09
Average of 'VATP216_214,4cm(enhet A)'	0.61	0.68	0.77	0.86	0.97	1.1	1.25	1.43	1.64	1.89	2.17	2.5	2.85	3.24	3.66	4.08	4.5	4.9	5.25	5.53	5.7	5.76	5.68
Average of 'Average of enhet A''	0.5	0.56	0.64	0.72	0.82	0.93	1.06	1.2	1.38	1.58	1.82	2.1	2.43	2.8	3.22	3.68	4.15	4.62	5.07	5.45	5.72	5.86	5.84
Average of 'VATP216_13 cm (enhet B)'	1.47	1.69	1.94	2.23	2.54	2.87	3.21	3.55	3.87	4.14	4.37	4.52	4.6	4.61	4.55	4.42	4.24	4.01	3.75	3.45	3.12	2.77	2.41
Average of 'VATP216_26,4cm (enhet B)'	1.67	1.95	2.23	2.51	2.78	3.02	3.22	3.36	3.46	3.51	3.53	3.53	3.53	3.55	3.58	3.64	3.71	3.78	3.82	3.81	3.74	3.59	3.34
Average of 'VATP216_40,4cm (enhet B)'	0.82	0.91	1.03	1.2	1.41	1.7	2.07	2.53	3.07	3.69	4.35	5.01	5.62	6.11	6.45	6.59	6.5	6.2	5.71	5.08	4.35	3.6	2.86
Average of 'VATP216_89,3cm (enhet B)'	0.78	0.86	0.95	1.06	1.19	1.35	1.55	1.8	2.1	2.45	2.86	3.3	3.77	4.24	4.68	5.07	5.38	5.59	5.67	5.61	5.41	5.08	4.63
Average of 'VATP216_98,3cm (enhet B)'	0.79	0.87	0.95	1.04	1.15	1.27	1.43	1.63	1.87	2.15	2.49	2.87	3.29	3.72	4.16	4.57	4.94	5.23	5.43	5.51	5.45	5.26	4.93
Average of 'VATP216_112,9cm (enhet B)'	0.7	0.78	0.87																				

Sample Name	111	127	144	163	186	211	240	272	310	352	400	454	516	586	666	756	859	976	1110	1260	1430	1630	1850	2100	2390	2710	3080		
Average of 'VATP216_21,4 cm (enhet A)'	5.17	5.03	4.74	4.32	3.8	3.22	2.62	2.03	1.48	1	0.6	0.31	0.12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_33,7cm (enhet A)'	7.23	7.54	7.54	7.24	6.63	5.79	4.79	3.71	2.66	1.73	0.98	0.45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_68 cm (enhet A)'	6.31	5.71	4.93	4.07	3.2	2.38	1.67	1.11	0.68	0.38	0.19	0.07	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_77,6 cm (enhet A)'	6.19	5.62	4.87	4.02	3.14	2.32	1.6	1.02	0.58	0.28	0.11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_87,4cm (enhet A)'	5.53	5.88	6.11	6.21	6.15	5.92	5.52	4.95	4.25	3.46	2.64	1.86	1.18	0.64	0.18	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_128,8cm (enhet A)'	6.45	5.8	4.96	3.98	2.97	2	1.16	0.32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_139,2cm (enhet A)'	7.34	7.4	7.14	6.57	5.76	4.79	3.74	2.72	1.81	1.06	0.52	0.05	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_146,6 cm (enhet A)'	5.23	4.49	3.68	2.88	2.15	1.52	1.02	0.65	0.38	0.21	0.1	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_202,7cm (enhet A)'	4.18	3.22	2.29	1.46	0.8	0.15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_214,4cm(enhet A)'	5.45	5.08	4.58	3.98	3.3	2.58	1.86	1.19	0.62	0.07	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'Average of enhet A''	5.66	5.32	4.84	4.27	3.65	2.98	2.38	1.83	1.33	0.89	0.58	0.34	0.16	0.08	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_13 cm (enhet B)'	2.05	1.69	1.36	1.06	0.8	0.58	0.41	0.28	0.17	0.08	0.01	0	0	0	0	0	0	0.1	0.23	0.37	0.5	0.6	0.64	0.6	0.5	0.35	0.18		
Average of 'VATP216_26,4cm (enhet B)'	3.03	2.66	2.27	1.88	1.52	1.21	0.95	0.74	0.57	0.42	0.3	0.19	0.09	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_40,4cm (enhet B)'	2.2	1.63	1.18	0.82	0.56	0.36	0.21	0.1	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Average of 'VATP216_89,3cm (enhet B)'	4.09	3.5	2.9	2.32	1.8	1.36	1	0.71	0.48	0.31	0.17	0.07	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_98,3cm (enhet B)'	4.5	3.98	3.42	2.85	2.31	1.83	1.41	1.07	0.78	0.54	0.35	0.21	0.11	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_112,9cm (enhet B)'	5.17	4.32	3.44	2.61	1.9	1.34	0.94	0.67	0.5	0.4	0.32	0.26	0.2	0.13	0.08	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_134,1cm (enhet B)'	5.6	5.06	4.41	3.71	3	2.32	1.72	1.2	0.78	0.46	0.23	0.09	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_164,3cm (enhet B)'	4.36	3.51	2.69	1.96	1.36	0.9	0.57	0.35	0.22	0.13	0.07	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_181,1cm (enhet B)'	4.94	4.19	3.36	2.52	1.74	1.06	0.5	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_216,1cm (enhet B)'	4.41	3.64	2.85	2.12	1.48	0.96	0.57	0.31	0.14	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'Average of enhet B''	3.7	3.1	2.5	1.94	1.45	1.03	0.7	0.45	0.3	0.19	0.11	0.06	0.03	0	0	0	0	0.01	0.03	0.05	0.06	0.07	0.08	0.08	0.06	0.04	0.02		
Average of 'VATP216_17,3cm (enhet C)'	5.55	5.18	4.69	4.13	3.54	2.94	2.37	1.85	1.38	0.98	0.65	0.39	0.21	0.08	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_46,4cm (enhet C)'	5.87	5.36	4.69	3.92	3.11	2.34	1.65	1.07	0.62	0.3	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_83,9cm (enhet C)'	6.15	6.11	5.9	5.56	5.09	4.54	3.92	3.27	2.62	1.99	1.42	0.94	0.56	0.29	0.11	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_97,2cm (enhet C)'	6.42	6.11	5.61	4.96	4.23	3.49	2.77	2.13	1.56	1.09	0.71	0.43	0.23	0.1	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03	0.01		
Average of 'VATP216_119,8cm (enhet C)'	6.1	5.4	4.56	3.66	2.77	1.97	1.3	0.79	0.42	0.19	0.07	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_138,5cm (enhet C)'	7.17	7.29	7.12	6.66	5.96	5.09	4.13	3.16	2.26	1.48	0.86	0.42	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_153,1cm (enhet C)'	4.43	3.6	2.79	2.04	1.41	0.92	0.57	0.35	0.22	0.15	0.12	0.11	0.09	0.07	0.05	0.04	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_194,7cm (enhet C)'	2.49	1.93	1.44	1.04	0.74	0.51	0.35	0.24	0.16	0.1	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_207,5cm (enhet C)'	4.43	3.79	3.11	2.45	1.85	1.34	0.95	0.65	0.43	0.28	0.17	0.1	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'VATP216_232cm (enhet C)'	5.3	4.55	3.74	2.93	2.19	1.55	1.03	0.63	0.34	0.15	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Average of 'Average of enhet C''	5.39	4.93	4.36	3.73	3.09	2.47	1.9	1.41	1	0.67	0.42	0.24	0.12	0.05	0.02	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	

## Vedlegg D: Radiokarbondatering av VATP116 og VATP216

### VATP-216 MACRO

Sample #	Depth	Weight of Jar (mg)	Jar with Sample (mg)	Sample (mg)	Notes	Daterte prøver	Lab. No.	Age 14C	Cal yr BP	Cal yr AD	Dyp
1	0-1cm	5652.1	5665.3	13.2	Blad						
2	19-20cm	5704.7	5710.3	5.6	Blad	X	Poz-88537	120 ± 30 BP	141 ± 98	1809 ± 98	20
3	39-40cm	5717.2	5720.2	3	Blad	X	Poz-88536	150 ± 30 BP	140 ± 108	1810 ± 108	40
4	59-60cm	5631.8	5634.2	2.4	Blad						
5	79-80cm	5602.6	5608.7	6.1	Blad	X	Poz-88535	235 ± 30 BP	234 ± 71	1716 ± 71	80
6	99-100cm	5618	5623.7	5.7	Blad	X	Poz-88534	170 ± 30 BP	147 ± 119	1803 ± 119	100
7	119-120cm	5556.5	5562.8	6.3	Blad						
8	139-140cm	5567	5567.7	0.7	Blad						
9	159-160cm	5586.5	5591.9	5.4	Blad	X	Poz-88533	600 ± 30 BP	602 ± 37	1348 ± 37	160
10	179-180cm	5611.9	5615.4	3.5	Blad	X	Poz-88532	810 ± 40 BP	733 ± 33	1217 ± 33	180
11	199-200cm	5577.9	5579.4	1.5	Blad						
12	219-220cm	5625.5	5628.3	2.8	Blad	X	Poz-88530	975 ± 30 BP	880 ± 47	1070 ± 47	220
13	239-240cm	5633	5640.3	7.3	Blad	X	Poz-88528	1065 ± 30 BP	991 ± 40	959 ± 40	240

### VATP-116 MACRO

Sample #	Depth	Weight of Jar (mg)	Jar with Sample (mg)	Sample (mg)	Notes	Daterte prøver	Lab. No.	Age 14C	Cal yr BP	Cal yr AD	Dyp
1	309-310cm	5526.1	5527.4	1.3	Blad	X	Poz-88529	1400 ± 30 BP	1318 ± 18	632 ± 18	310

# Vedlegg E: Massetetthet og glødetapsanalyse av VATG316

LOKALITET:		Vangsvatnet, VOSS	UTM:	M o.h.:	Operatør:	Helene Fjellheim	Dato:	8.12.2016					
		A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
Dyp	Digel nr.	Vekt digel	Digel + våt prøve	Digel + tørket prøve	Vekt av våt prøve	Vekt av tørr prøve	Vekt av vann	VANNINHOLD 100% x F	TØRRVEKT 100% x E	Digel + prøve Glødet 550 °C	Askerest I-A	% askerest 100% x J	Glødetap (%) 100-K
					B-A	C-A	D-E	E	D			E	
0-0.5	96	9.9048	11.0571	10.4226	1.1523	0.5178	0.6345	122.54	44.94	10.3485	0.4437	85.69	14.31
0.5-1	91	11.0986	12.4666	11.7128	1.3680	0.6142	0.7538	122.73	44.90	11.628	0.5294	86.19	13.81
1-1.5	86	13.1639	14.5012	13.7957	1.3373	0.6318	0.7055	111.67	47.24	13.7217	0.5578	88.29	11.71
1.5-2	81	11.5097	12.7632	12.108	1.2535	0.5983	0.6552	109.51	47.73	12.0365	0.5268	88.05	11.95
2-2.5	76	11.5306	12.8351	12.1487	1.3045	0.6181	0.6864	111.05	47.38	12.0754	0.5448	88.14	11.86
2.5-3	71	12.314	13.6622	12.9508	1.3482	0.6368	0.7114	111.71	47.23	12.8799	0.5659	88.87	11.13
3-3.5	66	12.191	13.5043	12.8508	1.3133	0.6598	0.6535	99.05	50.24	12.7822	0.5912	89.60	10.40
3.5-4	97	11.0418	12.2678	11.6036	1.2260	0.5618	0.6642	118.23	45.82	11.5266	0.4848	86.29	13.71
4-4.5	92	12.2226	13.4963	12.8203	1.2737	0.5977	0.6760	113.10	46.93	12.7534	0.5308	88.81	11.19
4.5-5	87	11.6671	13.0081	12.2929	1.3410	0.6258	0.7152	114.29	46.67	12.2228	0.5557	88.80	11.20
5-5.5	155	11.2592	12.496	11.7709	1.2368	0.5117	0.7251	141.70	41.37	11.7013	0.4421	86.40	13.60
5.5-6	77	12.2827	13.4942	12.7659	1.2115	0.4832	0.7283	150.72	39.88	12.6894	0.4067	84.17	15.83
6-6.5	72	10.1284	11.3252	10.5437	1.1968	0.4153	0.7815	188.18	34.70	10.4553	0.3269	78.71	21.29
6.5-7	122	9.9772	11.1501	10.3822	1.1729	0.4050	0.7679	189.60	34.53	10.298	0.3208	79.21	20.79
7-7.5	98	10.9961	12.1979	11.4778	1.2018	0.4817	0.7201	149.49	40.08	11.3974	0.4013	83.31	16.69
7.5-8	93	11.6276	12.8792	12.1906	1.2516	0.5630	0.6886	122.31	44.98	12.1187	0.4911	87.23	12.77
8-8.5	88	13.4434	14.7551	14.0308	1.3117	0.5874	0.7243	123.31	44.78	13.9545	0.5111	87.01	12.99
8.5-9	83	11.6855	12.952	12.2281	1.2665	0.5426	0.7239	133.41	42.84	12.1578	0.4723	87.04	12.96
9-9.5	78	12.1934	13.5261	12.8187	1.3327	0.6253	0.7074	113.13	46.92	12.7511	0.5577	89.19	10.81
9.5-10	73	12.2237	13.5319	12.8324	1.3082	0.6087	0.6995	114.92	46.53	12.7592	0.5355	87.97	12.03
10-10.5	68	12.2506	13.5975	12.8862	1.3469	0.6356	0.7113	111.91	47.19	12.7857	0.5351	84.19	15.81
10.5-11	99	10.7684	11.9292	11.4222	1.1608	0.6538	0.5070	77.55	56.32	11.3514	0.583	89.17	10.83
11-11.5	94	11.6605	12.9155	12.2537	1.2550	0.5932	0.6618	111.56	47.27	12.1817	0.5212	87.86	12.14
11.5-12	89	11.5415	12.833	12.1426	1.2915	0.6011	0.6904	114.86	46.54	12.0707	0.5292	88.04	11.96
12-12.5	84	11.5583	12.806	12.1431	1.2477	0.5848	0.6629	113.35	46.87	12.0744	0.5161	88.25	11.75
12.5-13	79	11.9575	13.2651	12.5614	1.3076	0.6039	0.7037	116.53	46.18	12.4866	0.5291	87.61	12.39
13-13.5	74	11.5015	12.7928	12.0902	1.2913	0.5887	0.7026	119.35	45.59	12.0164	0.5149	87.46	12.54
13.5-14	69	10.8376	12.1344	11.477	1.2968	0.6394	0.6574	102.82	49.31	11.414	0.5764	90.15	9.85
14-14.5	1	10.9719	12.3236	11.667	1.3517	0.6951	0.6566	94.46	51.42	11.5954	0.6235	89.70	10.30
14.5-15	2	9.8922	11.2402	10.5535	1.3480	0.6613	0.6867	103.84	49.06	10.4771	0.5849	88.45	11.55
15-15.5	3	12.1498	13.5123	12.845	1.3625	0.6952	0.6673	95.99	51.02	12.768	0.6182	88.92	11.08
15.5-16	4	10.2111	11.5736	10.9176	1.3625	0.7065	0.6560	92.85	51.85	10.8442	0.6331	89.61	10.39
16-16.5	5	11.9099	13.2291	12.5446	1.3192	0.6347	0.6845	107.85	48.11	12.4727	0.5628	88.67	11.33
16.5-17	6	10.5678	11.8963	11.2399	1.3285	0.6721	0.6564	97.66	50.59	11.1661	0.5983	89.02	10.98
17-17.5	7	10.95	12.2668	11.6004	1.3168	0.6504	0.6664	102.46	49.39	11.5269	0.5769	88.70	11.30
17.5-18	8	9.7339	11.0098	10.3444	1.2759	0.6105	0.6654	108.99	47.85	10.2698	0.5359	87.78	12.22
18.5-19	9	12.1204	13.4296	12.7461	1.3092	0.6257	0.6835	109.24	47.79	12.6727	0.5523	88.27	11.73
19-19.5	10	10.2578	11.5896	10.9074	1.3318	0.6496	0.6822	105.02	48.78	10.8327	0.5749	88.50	11.50
19.5-20	11	12.1789	13.4565	12.8281	1.2776	0.6492	0.6284	96.80	50.81	12.7533	0.5744	88.48	11.52
20-20.5	12	11.8639	13.2013	12.5262	1.3374	0.6623	0.6751	101.93	49.52	12.4455	0.5816	87.82	12.18
20.5-21	13	11.8813	13.233	12.5515	1.3517	0.6702	0.6815	101.69	49.58	12.4781	0.5968	89.05	10.95
21-21.5	14	12.4547	13.7156	13.0401	1.2609	0.5854	0.6755	115.39	46.43	12.9648	0.5101	87.14	12.86
21.5-22	15	12.0699	13.3428	12.6792	1.2729	0.6093	0.6636	108.91	47.87	12.6004	0.5305	87.07	12.93
22-22.5	16	11.779	13.1862	12.5294	1.4072	0.7504	0.6568	87.53	53.33	12.4577	0.6787	90.45	9.55
22.5-23	17	13.3005	14.5326	13.8674	1.2321	0.5669	0.6652	117.34	46.01	13.793	0.4925	86.88	13.12
23-23.5	18	12.1765	13.4413	12.7686	1.2648	0.5921	0.6727	113.61	46.81	12.6948	0.5183	87.54	12.46
23.5-24	19	10.4428	11.7519	11.0905	1.3091	0.6477	0.6614	102.12	49.48	11.0152	0.5724	88.37	11.63
24-24.5	20	12.5993	13.92	13.25	1.3207	0.6507	0.6700	102.97	49.27	13.174	0.5747	88.32	11.68
24.5-25	21	12.2785	13.4806	12.8862	1.2021	0.6077	0.5944	97.81	50.55	12.817	0.5385	88.61	11.39
25-25.5	22	10.6892	11.952	11.3046	1.2628	0.6154	0.6474	105.20	48.73	11.2251	0.5359	87.08	12.92
25.5-26	23	11.8982	13.1458	12.48	1.2476	0.5818	0.6658	114.44	46.63	12.4032	0.505	86.80	13.20
26-26.5	24	12.163	13.3754	12.7086	1.2124	0.5456	0.6668	122.21	45.00	12.6298	0.4668	85.56	14.44

26.5-27	25	10.5865	11.8065	11.2336	1.2200	0.6471	0.5729	88.53	53.04	11.15	0.5635	87.08	12.92
27-27.5	26	12.1286	13.4186	12.8211	1.2900	0.6925	0.5975	86.28	53.68	12.7342	0.6056	87.45	12.55
27.5-28	27	11.999	13.273	12.6573	1.2740	0.6583	0.6157	93.53	51.67	12.5838	0.5848	88.83	11.17
28-28.5	28	10.9109	12.2277	11.5842	1.3168	0.6733	0.6435	95.57	51.13	11.5109	0.6	89.11	10.89
28.5-29	29	11.315	12.5979	11.9534	1.2829	0.6384	0.6445	100.96	49.76	11.876	0.561	87.88	12.12
29-29.5	30	10.8825	12.1769	11.5233	1.2944	0.6408	0.6536	102.00	49.51	11.4379	0.5554	86.67	13.33
29.5-30	31	11.6081	12.9211	12.2681	1.3130	0.6600	0.6530	98.94	50.27	12.1714	0.5633	85.35	14.65
30-30.5	32	10.0723	11.363	10.6868	1.2907	0.6145	0.6762	110.04	47.61	10.5944	0.5221	84.96	15.04
30.5-31	33	13.2102	14.4762	13.8067	1.2660	0.5965	0.6695	112.24	47.12	13.7303	0.5201	87.19	12.81
31-31.5	34	9.8533	11.111	10.459	1.2577	0.6057	0.6520	107.64	48.16	10.3788	0.5255	86.76	13.24
31.5-32	35	11.5941	12.9068	12.2683	1.3127	0.6742	0.6385	94.70	51.36	12.1864	0.5923	87.85	12.15
32-32.5	36	12.4365	13.6528	13.028	1.2163	0.5915	0.6248	105.63	48.63	12.951	0.5145	86.98	13.02
32.5-33	37	11.477	12.7676	12.1147	1.2906	0.6377	0.6529	102.38	49.41	12.0387	0.5617	88.08	11.92
33-33.5	38	11.5523	12.8598	12.2136	1.3075	0.6613	0.6462	97.72	50.58	12.1386	0.5863	88.66	11.34
33.5-34	39	11.7711	12.9525	12.3272	1.1814	0.5561	0.6253	112.44	47.07	12.2528	0.4817	86.62	13.38
34-34.5	40	12.036	13.3347	12.6447	1.2987	0.6087	0.6900	113.36	46.87	12.5646	0.5286	86.84	13.16
34.5-35	41	11.443	12.7669	12.0864	1.3239	0.6434	0.6805	105.77	48.60	12.0033	0.5603	87.08	12.92
35-35.5	42	11.1814	12.443	11.8015	1.2616	0.6201	0.6415	103.45	49.15	11.7197	0.5383	86.81	13.19
35.5-36	43	11.5951	12.8737	12.1816	1.2786	0.5865	0.6921	118.01	45.87	12.0964	0.5013	85.47	14.53
36-36.5	44	11.945	13.2031	12.5434	1.2581	0.5984	0.6597	110.24	47.56	12.462	0.517	86.40	13.60
36.5-37	45	11.2656	12.4877	11.8337	1.2221	0.5681	0.6540	115.12	46.49	11.7557	0.4901	86.27	13.73
37-37.5	46	10.9675	12.1911	11.5208	1.2236	0.5533	0.6703	121.15	45.22	11.4418	0.4743	85.72	14.28
37.5-38	47	12.0665	13.3442	12.6792	1.2777	0.6127	0.6650	108.54	47.95	12.5979	0.5314	86.73	13.27
38-38.5	48	12.3988	13.6674	13.0255	1.2686	0.6267	0.6419	102.43	49.40	12.9414	0.5426	86.58	13.42
38.5-39	49	10.908	12.2007	11.5394	1.2927	0.6314	0.6613	104.74	48.84	11.4551	0.5471	86.65	13.35
39-39.5	50	13.3123	14.5855	13.9081	1.2732	0.5958	0.6774	113.70	46.80	13.8261	0.5138	86.24	13.76
39.5-40	51	11.8143	13.0193	12.3718	1.2050	0.5575	0.6475	116.14	46.27	12.2899	0.4756	85.31	14.69
40-40.5	52	9.6784	11.0062	10.3463	1.3278	0.6679	0.6599	98.80	50.30	10.2561	0.5777	86.49	13.51
40.5-41	53	11.8943	13.3076	12.7632	1.4133	0.8689	0.5444	62.65	61.48	12.6898	0.7955	91.55	8.45
41-41.5	54	11.2796	12.5219	11.9987	1.2423	0.7191	0.5232	72.76	57.88	11.9187	0.6391	88.87	11.13
41.5-42	55	10.5719	11.9813	11.4433	1.4094	0.8714	0.5380	61.74	61.83	11.3723	0.8004	91.85	8.15
42-42.5	56	11.6693	12.9787	12.3154	1.3094	0.6461	0.6633	102.66	49.34	12.2266	0.5573	86.26	13.74
42.5-43	57	11.1818	12.4582	11.7987	1.2764	0.6169	0.6595	106.91	48.33	11.7168	0.535	86.72	13.28
43-43.5	58	10.6783	11.9315	11.2492	1.2532	0.5709	0.6823	119.51	45.56	11.1674	0.4891	85.67	14.33
43.5-44	59	11.3614	12.5907	11.9165	1.2293	0.5551	0.6742	121.46	45.16	11.8315	0.4701	84.69	15.31
44-44.5	60	10.6602	11.8939	11.2064	1.2337	0.5462	0.6875	125.87	44.27	11.1169	0.4567	83.61	16.39
44.5-45	61	11.2515	12.4877	11.8362	1.2362	0.5847	0.6515	111.42	47.30	11.7517	0.5002	85.55	14.45
45-45.5	62	11.2172	12.5479	11.8599	1.3307	0.6427	0.6880	107.05	48.30	11.7745	0.5573	86.71	13.29
45.5-46	63	11.0615	12.3057	11.6151	1.2442	0.5536	0.6906	124.75	44.49	11.5254	0.4639	83.80	16.20
46-46.5	64	11.3065	12.5141	11.849	1.2076	0.5425	0.6651	122.60	44.92	11.7595	0.453	83.50	16.50
46.5-47	65	12.1464	13.4839	12.7951	1.3375	0.6487	0.6888	106.18	48.50	12.705	0.5586	86.11	13.89
47-47.5	1	9.5879	10.8809	10.2314	1.2930	0.6435	0.6495	100.93	49.77	10.1441	0.5562	86.43	13.57
47.5-48	2	9.8822	11.1263	10.4564	1.2441	0.5742	0.6699	116.67	46.15	10.3712	0.489	85.16	14.84
48-48.5	3	10.4079	11.6914	10.9977	1.2835	0.5898	0.6937	117.62	45.95	10.9083	0.5004	84.84	15.16
48.5-49	4	10.2909	11.3876	10.7451	1.0967	0.4542	0.6425	141.46	41.42	10.662	0.3711	81.70	18.30
49-49.5	5	11.2004	12.3591	11.7114	1.1587	0.5110	0.6477	126.75	44.10	11.6273	0.4269	83.54	16.46
49.5-50	6	13.2172	14.4052	13.75	1.1880	0.5328	0.6552	122.97	44.85	13.6672	0.45	84.46	15.54
50-50.5	7	12.1744	13.3136	12.6087	1.1392	0.4343	0.7049	162.31	38.12	12.4983	0.3239	74.58	25.42
50.5-51	8	9.863	11.0468	10.3268	1.1838	0.4638	0.7200	155.24	39.18	10.2169	0.3539	76.30	23.70
51-51.5	9	10.8073	12.046	11.357	1.2387	0.5497	0.6890	125.34	44.38	11.2686	0.4613	83.92	16.08
51.5-52	10	10.4537	11.673	10.9791	1.2193	0.5254	0.6939	132.07	43.09	10.8894	0.4357	82.93	17.07
52-52.5	11	11.7903	13.1355	12.4786	1.3452	0.6883	0.6569	95.44	51.17	12.3964	0.6061	88.06	11.94
52.5-53	12	12.4813	13.9679	13.4294	1.4866	0.9481	0.5385	56.79780614	63.77640253	13.3613	0.88	92.81721337	7.182786626



## Vedlegg F - Blydatering av VATG316

sample	137Cs (Bq/kg)	dC	210Pb (Bq/kg) total	dC2	depth (cm)	age (yr)	uncertainty (yr)
EVATGA	47	3	249	14	1	2015	1
PVATGB	60	6	179	25	2	2014	1
PVATGC	50	6	178	23	3	2012	1
EVATGD	66	4	215	16	4	2010	1
EVATGE	81	4	253	15	5	2008	1
EVATGF	87	5	306	17	6	2006	1
PVATGG	105	12	348	39	7	2003	1
PVATGH	123	11	226	27	8	2000	1
EVATGI	140	7	209	19	9	1998	2
EVATGJ	177	9	167	11	10	1996	2
PVATGK	189	12	161	22	11	1993	2
EVATGL	308	16	163	11	12	1991	2
EVATGM	338	17	145	10	13	1989	3
EVATGN	229	12	125	8	14	1987	3
PVATGO	155	11	134	20	15	1984	3
EVATGP	81	4	113	8	16	1982	3
PVATGR	98	7	128	16	17	1979	4
EVATGS	91	5	112	9	18	1977	4
EVATGT	96	5	128	9	19	1974	4
EVATGU	97	5	122	9	20	1971	4
EVATG1	93	5	109	10	20.5	1969	5
EVATG2	94	5	100	7	21	1967	5
EVATG3	142	8	130	12	21.5	1966	5
EVATG4	160	9	157	13	22	1963	5
EVATG5	187	10	167	18	22.5	1960	6
EVATG6	164	9	141	14	23	1957	6
EVATG7	92	5	121	10	23.5	1954	6
EVATG8	64	4	99	15	24	1951	6
EVATG9	29	2	80	9	24.5	1950	6
EVATG10	23	2	107	10	25	1948	6
EVATG11	20	2	104	8	25.5	1945	6
EVATG12	12	1	97	8	26	1943	6
EVATG13	12	1	101	11	26.5	1940	7
EVATG14	29	3	134	18	27	1935	7
EVATG15	27	8	80	26	27.5	1931	8
EVATG16	12	3	76	15	28	1928	8
EVATG17	7	1	75	9	28.5	1925	8
EVATG18	8	2	93	12	29	1921	9
EVATG19	8	1	81	23	29.5	1916	10
EVATG20	4	2	75	38	30	1911	10
PVATG21	<MDC		99	18	33	1900	11
PVATG22	<MDC		63	12	36	1882	15
PVATG23	<MDC		77	10	39	1851	25
PVATG30	<MDC		38	12	40.5		