

# Undersøking av forholdet mellom flaumstorleik og sediment i Vangsvatnet

Mastergradsoppgåve i geovitskap

Institutt for geovitskap

Universitetet i Bergen



Monika Øksnes

Juni 2019



## Samandrag

Masterprosjektet «Undersøking av forholdet mellom flaumstorleik og sediment i Vangsvatnet» er ein del av HordaFlom-prosjektet, som ønsker å auke kunnskapsgrunnlaget i kommunal forvaltning med tanke på flaumutfordringar samfunnet står ovanfor i dag og i framtida. Motivasjonen bak dette studiet er å komme eit steg nærmare ein framgangsmåte for å betre estimatet til vassføringar med eit viss gjentaksintervall, i Vangsvatnet. Formålet er dermed å gjere reie for kva signatur flaumavsette sediment har i Vangsvatnet, knytte flaumsignalet til kjeldeområde, undersøke korleis magnetiske eigenskapar i flaumavsette sediment endrar seg med aukande avstand frå innløpet til Vosso og kople desse endringane til flaumstorleiken.

Det vart teke seks kjernar med aukande avstand frå innløpet til Vosso. Høgoppløyselig overflateskanning vart brukt for å identifisere flaumlager i sedimentkjernane. Deretter brukte ein høgensitive, magnetiske målingar på prøvar frå sedimentkjernane VATG-218, -318 og -618 og utvalde nedslagsprøvar. Prøvane frå nedslagsfeltet vart tekne av Fjellheim (2018) i samband med hennar masterprosjekt. Det vart også laga ein aldersmodell for VATG-218, -318, og -618, for å korrelere flaumlager i sedimentkjernane med historiske flaumar av kjent storleik.

Resultata viser at avsettingane langs Vosso og i Raundalen har ein låg paramagnetisk ratio (1,5), medan i Bordalen har avsettingane ein høg paramagnetisk ratio (3,7). Det betyr at avsettingane dominerast av høvesvis ferro/ferrimagnetiske og paramagnetiske mineral. Den paramagnetiske ratioen i sedimentkjernane VATG-218 og -318 er høg (2-3) i sedimenta avsett før 1600 AD, medan sedimenta avsett etter 1600 AD og i VATG-618 har ein stabil ratio mellom 1 og 1,5. Dette indikerer at sedimenta i VATG-218 og -318 inneheld signal frå både Bordalelvi og Vosso. Det vart stadfesta at flaumavsette sediment i Vangsvatnet har ein viss proporsjonalitet med aukande avstand frå innløpet til Vosso og med flaumstorleiken, med hjelp av paramagnetisk ratio, ARM, og forholdet mellom ARM og  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ .  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  viste proporsjonalitet med aukande avstand frå innløpet til Vosso, medan proporsjonaliteten mellom stigningstalet ( $\beta$ ) til  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  og vassføring var låg. Utfordringane i studiet har vore at kjernane inneheld mykje organisk materiale og har eit varierende vassinnhald, noko som kan ha påverka XRF-målingane. Fleire flaumlager frå historiske flaumar bør verte identifisert for å auke datagrunnlaget.



## Forord

Takk til hovudrettleiar Jostein Bakke (institutt for geovitskap ved UiB) og medrettleiar Øyvind Paasche (Bjerknessenteret for klimaforskning) og Eivind Støren (institutt for geovitskap ved UiB) for god rettleiing. Alle tre var med ut i felt for å ta sedimentkjernane til dette masterprosjektet. På laboratoriet ved UiB har eg fått god hjelp av både rettleiar Eivind og Jordan Holl.

Takk til HordaFlom-prosjektet, som eg har fått vera ein del av, for finansiering av reisen til Zürich i Sveits. Eg vil også takke Ann Marie Hirt (institutt for geofysikk, ETH Zürich) og dei andre som var på magnetismelaboratoriet til ETH Zürich, for at dei tok meg så godt i mot. Ann skal også ha takk for at ho har auka min kunnskap om miljømagnetisme og lært meg korleis eg skulle bruke dei ulike instrumenta. Ikkje minst takk til Iselin Medhaug som lot meg få bu hjå henne under opphaldet i Zürich.

Takk til Svein Taksdal og Erik Holmqvist frå NVE som har sendt med døgnverdiar frå heile vassføringsserien (1892-2018 AD) frå Bulken, og vore behjelpeleg med spørsmål om vassføringsserien.

Eg vil også takka Jan Nordø, min tidlegare geofag- og norsklærer frå vidaregåande, for at han har korrekturlest store delar av mastergradsoppgåva mi.

Til slutt vil eg sjølv sagt takka familien min som har støtta meg gjennom heile utdanninga mi, og ikkje minst medstudentane mine. Utan dykk hadde ikkje feltkursa, ekskursjonane og studiekvardagen vore det same.

Juni 2019

Monika Øksnes



# Innhold

Samandrag.....	II
Forord .....	IV
Innhold .....	VI
1 Innleiing .....	1
1.1 Problemstilling og hypotese .....	2
1.2 Framgangsmåte .....	3
2 Områdeskildring .....	6
2.1 Kwartærgeologien på Voss .....	7
2.2 Nedbør, temperatur, vassføring og historiske flaumar ved Bulken .....	8
2.2.1 Nedbør og temperatur .....	8
2.2.2 Vassføringsserie frå Bulken .....	10
2.2.3 Ekstremhendingar ved Bulken .....	12
2.3.4 Flaumsonekart .....	15
3 Metodar.....	17
3.1 Prøvetaking .....	17
3.2 Høgoppløselege metodar .....	18
3.2.1 Røntgen fluoressens med ITRAX kjerneskanar (XRF) .....	18
3.2.2 Magnetisk susceptibilitet - GEOTEK.....	20
3.3 Høgsensitive metodar.....	22
3.3.1 Magnetisk susceptibilitet - Agico MFK1-FA Kappa Brigde .....	22
3.3.2 Anhysteretisk remanent magnetisme - DC-SQUID Rock magnetometer .....	25
3.4 Kronologi.....	27
3.4.1 Blydatering .....	27
3.4.2 Radiokarbondatering .....	27
3.4.3 Aldersmodell .....	28
3.5 Undersøking av kornstorleik.....	29
4 Resultat.....	30
4.1 Lausmassar og berggrunn i nedslagsfeltet .....	30
4.2 Nedslagsfeltprøvar.....	33
4.3 Feltarbeid.....	35
4.4 Laboratoriarbeid .....	37
4.4.1 Logg, MS og XRF .....	37

4.4.2	Analyse av endringsraten (“Rates-of-Change”)	53
4.4.3	Kappa brigde (paramagnetisk ratio)	58
4.4.4	Anhyseretisk remanent magnetisme	62
4.4.5	Kronologi	66
5	Diskusjon	77
5.1	Kva er flaumsignalet i dei lakustrine sedimenta i Vangsvatnet?	77
5.1.1	Identifikasjon av flaumlag i Vangsvatnet	78
5.1.2	Korleis bruke endringsrate (RoC) til å tolke kva som er flaum?	83
5.2	Flaumfrekvensrekonstruksjon i Vangsvatnet	90
5.3	Variasjonar i resultata frå dei miljømagnetiske målingar	95
5.3.1	Korleis kan paramagnetisk ratio brukast til å identifisere sedimentkjeldane til dei flaumavsette sedimenta?	96
5.3.2	Korleis påverkar avstanden frå innløpet og flaumstorleiken ARM, $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ og $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ?	99
5.3.3	Oppsummering. Kvifor proporsjonalitet mellom flaumavsette sediment og vassføringa kan vera nyttig, og utfordringar ved framgangsmåten.	105
6	Konklusjon	108
	Referansar	110
	Elektroniske referansar:	113
	Vedlegg 1	I



# 1 Innleiing

Flaum, skred og storm er dei naturfarane som forårsakar størst skade og som tek flest liv i Noreg i dag. Kraftig nedbør og/eller snøsmelting er det som oftast forårsakar flaum i Noreg. Både i 2014 og 2015 AD var det kraftig nedbør og uvær på Vestlandet, noko som førte til flaum i fleire vassdrag, blant anna i Vossovassdraget på Voss. 2014-flaumen er den største flaumen som er observert ved målestasjonen på Bulken sidan målestart i 1892 AD.

Masterprosjektet «Undersøking av forholdet mellom flaumstorleik og sediment i Vangsvatnet» er ein del av eit større prosjekt: HordaFlom. Studieområdet som vert nytta, er Vangsvatnet på Voss. HordaFlom er eit samarbeid mellom Norwegian Research Center (NORCE), Bergen kommune, Noregs vassdrag- og energidirektorat (NVE) og Universitetet i Bergen (UiB). Hovudmålet i prosjektet er å auka kunnskapsgrunnlaget i kommunal forvaltning med tanke på flaum, flaumsikring og å tilpasse seg klimaendringar. Framgangsmåten vil vera å lage nye flaumarkiv i Vangsvatnet, Sandvinvatnet og Nesttunvatnet for dei siste 2000 år. Vidare ønskjer ein å implementere desse nye arkiva ved berekninga av dimensjonerande flaumar. I tillegg håpar ein at ein kan betre klimamodellar for Vestlandet slik at framskrivingar for flaum vert meir robuste (Kolstad et al., 2017).

Målestasjonen Bulken er plassert ved utløpet til Vangsvatnet, og har kontinuerlege målingar av vasstand og vassføring frå 1892. Det utgjer 126 år med målingar. For til dømes (t.d.) å berekne storleiken (vassføring/vasstand) til ein 200-årsflaum med lågast mogeleg usikkerheit er det ein fordel å ha så lang måleserie som mogeleg. Dermed er det ein fordel å supplere observerte data med historiske data og flaumrekonstruksjonar. Å ha eit godt estimat av ein 200-årsflaum kan vera nyttig for å vera betre førebudd ved klimaendringar. I følge klimaframskrivingar for 2100 kan ein forvente meir nedbør, høgare avrenning og fleire dagar med kraftig nedbør på Vestlandet (Hanssen-Bauer et al., 2015). Ikkje minst er det risiko for at 200-årsflaumane vil bli større. Lawrence & Hisdal (2011) skriv i deira rapport at dei anbefaler å ta med ein 20 % og 40 % auking ved estimering av 200-årsflaumar fram mot 2100.

Det er tidlegare vist at ein kan betre estimatet av vassføringa til flaumar med eit viss gjentaksintervall ved å utvide tidsseriane med historiske data (Engeland et al., 2018). Ytterlegare utviding av tidsseriane kan vera nødvendig for å estimera vassføringa for dei

største gjentaksintervalla slik som 200-, 500-, og 1000-årsflaumar. Dette er noko av motivasjonen bak dette masterprosjektet.

Formålet med dette masterprosjektet er å undersøke innsjøsediment og korleis dei endrar seg med avstand frå utløpet til Vosso i Vangsvatnet. Forhåpentlegvis vil ein kunne finne signal frå flaumar med kjent storleik og sjå korleis signala endrar seg med avstanden. Det er også ønskeleg å sjå desse endringane i samanheng med flaumstorleiken. Årsaka til at Vangsvatnet er vald for dette studiet, er at målestasjonen ved Bulken har ein av Noregs lengste, kontinuerlege vassføringsseriar. Dessutan er det ubetydeleg påverknad av reguleringar i vassdraget (Roald, 2013) og det finst gode observasjonar av historiske flaumar til og med 1604 AD. Det einaste som har vore gjort av endringar i Vangsvatnet er utviding av utløpet ved Bulken i samband med flaumreduserande tiltak, først i 1865 og så i 1991 (Holmqvist, 2015).

## 1.1 Problemstilling og hypotese

Hovudproblemstillinga i dette studiet:

Kan ein ved multi-proksy analysar av sedimenta i Vangsvatnet finne ein signatur for flaumavsette sediment frå Vosso og Bordalselvi?

Underproblemstillingar:

- Kan ein knytte sedimenta i innsjøen til ulike kjeldeområder, eventuelt sesong?
- Korleis endrar eigenskapane til sedimenta seg med aukande avstand frå innløpet til Vosso?
- Kan ein kople endringane i eigenskapar til sedimenta til endringar i storleiken til flaumane?

Med utgangspunkt i spørsmåla over skal følgjande hypotese testast: **Flaumar av ein viss storleik vil avsette sediment i Vangsvatnet som er proporsjonale med vassføringa til flaumen.**

## 1.2 Framgangsmåte

For å svare på spørsmåla i problemstillinga og stadfeste eller forkaste hypotesen vart det teke ei rekkje med sedimentkjernar med aukande avstand frå innløpet til Vosso i Vangsvatnet. Begrepet for sediment avsett i innsjøar, er lakustrine sediment. Lakustrine sediment har vist seg å vera gode arkiv for å rekonstruera fortidas flaumar (Nesje et al., 2001, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010, Vasskog et al., 2011, Gilli et al., 2013, Støren et al., 2016). Kort oppsummert vart dei lakustrine sedimenta undersøkt ved hjelp av høgoppløyselig, ikkje-destruktiv overflateskanning for å sjå på magnetisk susceptibilitet (MS) og ulike geokjemiske eigenskapar (kap. 3). Resultata frå overflateskanninga vart vidare analysert ved hjelp av ein endringsrate-analyse for å kunne skilje flaumsignalet frå andre sedimentasjonsprosessar i og kring innsjøen (kap. 4).

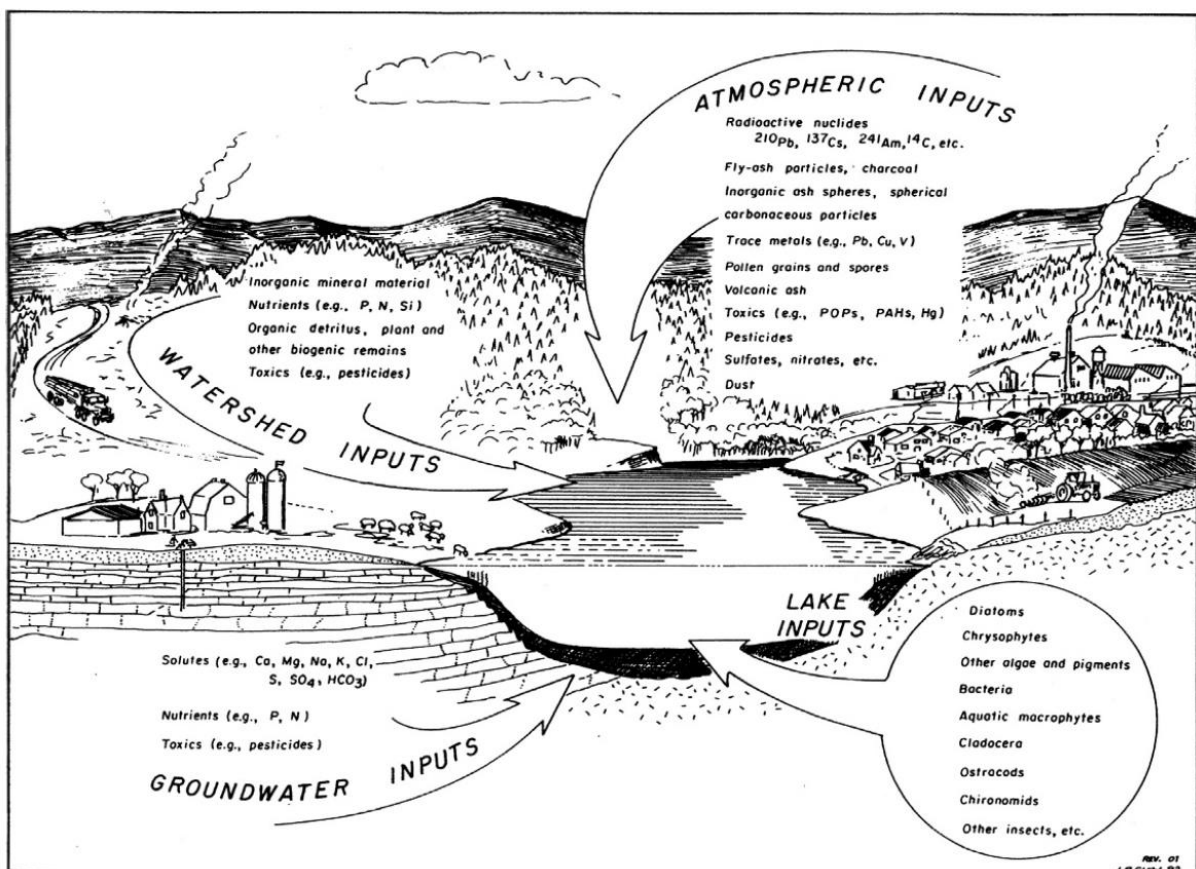
Det vart også utført ulike høgssensitive, magnetiske målingar på kjerneprøvar frå tre av dei seks sedimentkjernane. Dei høgssensitive målingane som vart gjort, er bulk MS ( $\chi_{\text{bulk}_{293\text{K}}}$ ) og anhysteretisk remanent magnetisme (ARM) (kap.3). Støren et al. (2016) viser korleis ein kan supplere høgoppløyselige målingar som XRF-skanning med høgssensitive målingar av magnetiske eigenskapar, noko som er overført vidare her. Vidare vart dei lakustrine sedimenta datert med både bly- og  $^{14}\text{C}$ -radiokarbondatering (kap. 4).

Samanlikning av sedimenta avsett i innsjøen og i nedslagsfeltet kan gje eit klårare bilete på kvar i nedslagsfeltet dei lakustrine sedimenta kjem frå (Kvisvik et al., 2015). Dermed vart kjerneprøvane samanlikna med prøvar frå nedslagsfeltet (tabell 4.1). Desse vart også undersøkte med dei høgssensitive, magnetiske metodane. Nedslagsfeltprøvane som vart brukt i dette studiet, vart samla inn juni 2016 av ein tidlegare masterstudent i samband med hennar masterprosjekt (Fjellheim, 2018) (figur 4.4). Resultata frå dei høgssensitive magnetiske målingane vart brukt til å sjå på  $\chi_{\text{bulk}_{293\text{K}}}$ , paramagnetisk ratio og forholdet mellom  $\chi_{\text{bulk}_{293\text{K}}}$  og ARM (kap. 4). I diskusjonen vert det drøfta kva som er flaumsignalet og korleis dei ulike parameterane frå resultata endrar seg over avstand utover i Vangsvatnet og med vassføringa til flaumar.

Lakustrine sediment kan delast opp i to komponentar, dei som vert produsert i innsjøen (autokton) og dei vert frakta dit (allokton) (Bradley, 2015) (figur 1.1). Alloktone sediment

kan komme frå både nedslagsfeltet og lufta. Sedimenta kan vera både klastiske, organiske og innehalde oppløyse saltar. I innsjøar kan det vera både biogene prosessar samt utfelling av uorganisk som dannar autoktone sediment (Bradley, 2015).

Ideelt sett vil flaumavsettingane skilje seg ut frå bakgrunnsedimentasjonen (Gilli et al., 2013), for då er dei lettare å identifisere. Ved normale forhold i Vangsvatnet vil det truleg vera ein jamn tilførsel av sediment, både alloktont og autoktont, som utgjør bakgrunnsedimentasjonen. Når det er flaum aukar vassføringa og dermed aukar også erosjonen og transporten av sediment langs elva. Høgare energi i elva fører også til at større kornstørrelsar kan fraktast med elva, og at sediment kan avsettast lenger ut i innsjøen (Hjulström, 1935). Elvas evne til å føre med seg partiklar med ulik kornstorleik er elvas kompetanse, medan mengda partiklar elva kan transportere, er elvas kapasitet (Sigmund et al., 2013).

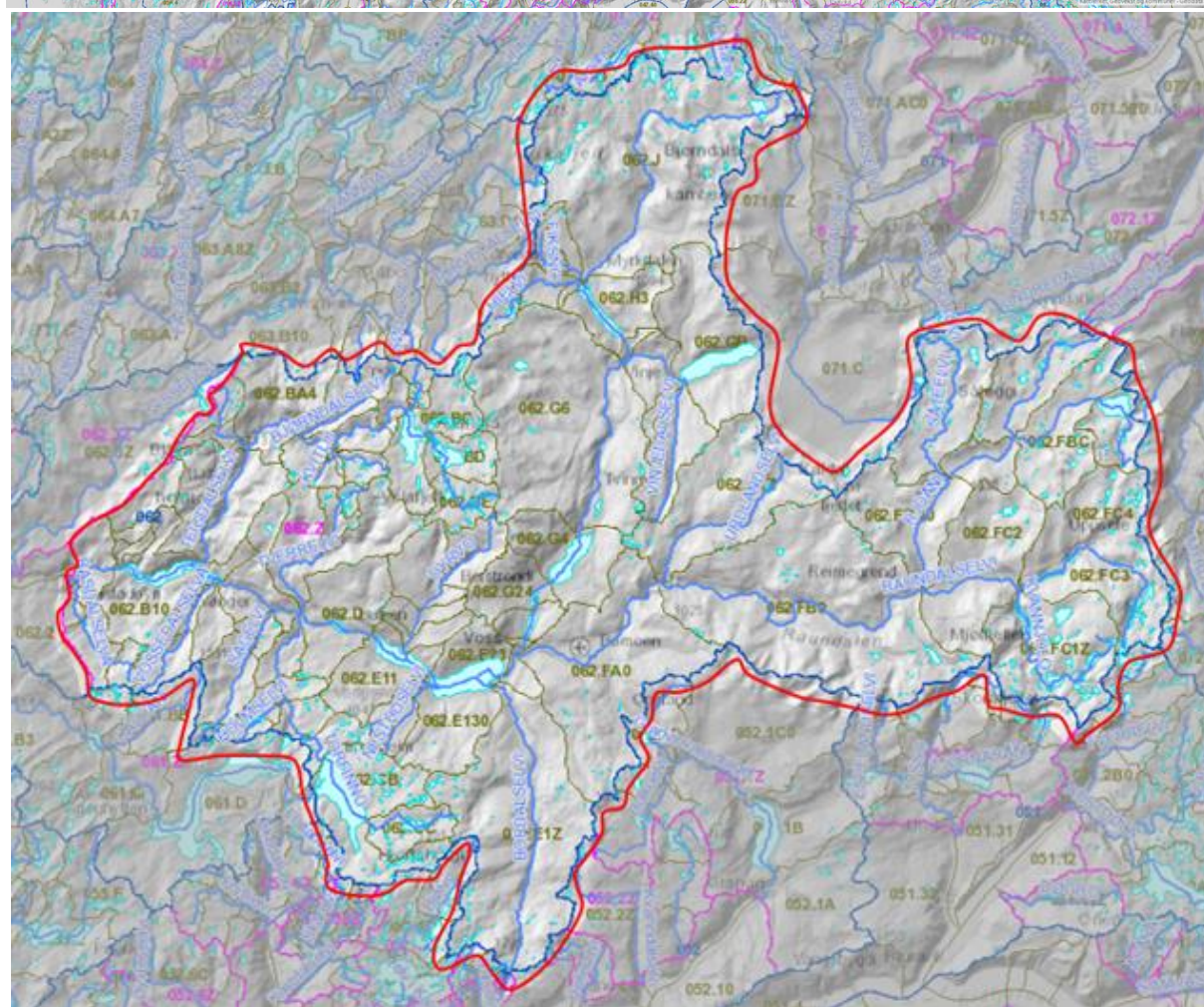
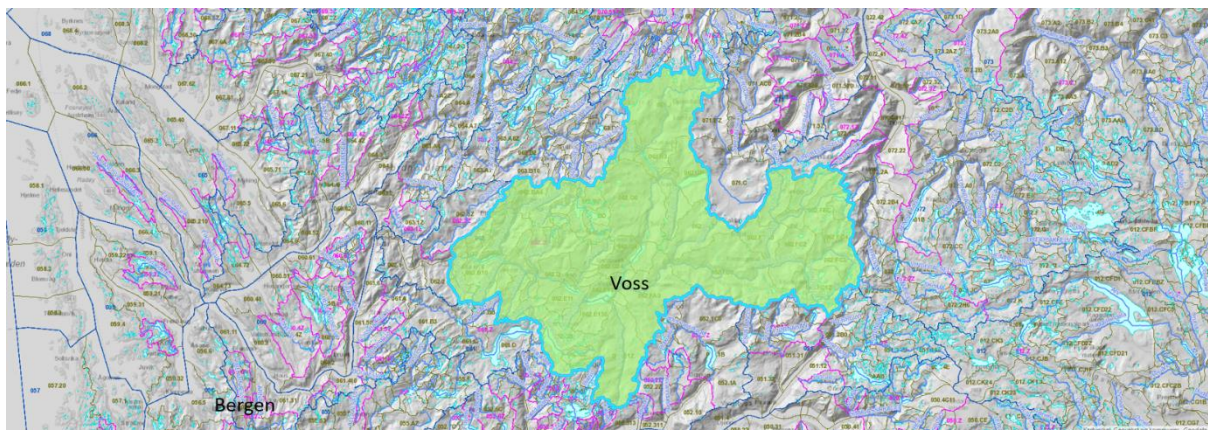


Figur 1.1. Skjematisk figur som viser ulike kjelder for tilførsel av materiale i og kring ein innsjø. Materialet kan komme alloktont frå nedbørsfeltet og atmosfæren og i nokre tilfelle med grunnvatn, samt produserast i autoktont i innsjøen (Smol et al., 2001).

I innleiinga vert det nemnd 200-årsflaum. Det er flaum med gjentaksintervall på 200 år, som vil seie at ein flaum med ein viss storleik vil ha 0,5 % sannsyn for å oppstå kvart år (Roald, 2013). Storleiken til ein 200-årsflaum kan vera forskjellig i ulike vassdrag. Flaumfrekvens og -storleik er avhengig av meteorologiske og klimatiske forhold. Eit problem i metodane som estimerer gjentaksintervall i dag er dermed stasjonaritet. Det vil seie at ein antek at gjentaksintervalla har dei same flaumstorleikane i perioden måleserien dekker (Støren et al., 2018), og tek ikkje høgde for klimaendringar. I følgje Lawrence & Hisdal (2011), vil sannsynet for at ein 200-årsflaum oppstår, auke mot 2100 på grunn av auka nedbør. Dermed kan ein seie at flaumstorleiken ved ulike gjentaksintervall kan endrast med klimaet. For vassdrag som Vosso, estimerer Lawrence & Hisdal (2011) 20-40 % auke i flaumar. I 2100, vil dermed ein 200-årsflaum som 2014-flaumen truleg bli kategorisert som ein 20-50-årsflaum (Holmqvist, 2015).

## 2 Områdeskildring

Vossovassdraget (figur 2.1) ligg i Voss kommune, nordaust for Bergen. Vassdraget består av Strandaelvi, Raundalselvi (som løper saman og dannar Vosso, rett før Vangsvatnet) og Bordalselvi (Holmqvist, 2015). Ved utløpet av Vangsvatnet dekkjer nedbørsfeltet eit område på 1092 km<sup>2</sup>. Hovudelvane Strandaelvi, Raundalselvi og Bordalselvi dekkjar høvesvis 374 km<sup>2</sup>, 525 km<sup>2</sup> og 93 km<sup>2</sup> (Holmqvist, 2015). Den høgaste delen av nedslagsfeltet er ved 1602 moh, medan målestasjonen ved Bulken ligg på 47 moh. Middelhøgda er 867 moh (Roald, 2013). Terrenget består av 54 % snaufjell, 32 % skog, 3,50 % sjø, 3,37 % dyrka mark, og 0,39 % brear (Roald, 2013).



Figur 2.1. Nedslagsfeltet til Voss ligg aust for Bergen, som vist heilt øvst. Hovudgreinene til nedslagsfeltet er Raundalen som er orientert aust-vest, Bordalen i sør og dalen som går opp mot Myrkdalen i nord. Den øvste figuren er generert i <https://atlas.nve.no> 25.05.2019, medan den nedste figuren er ein modifisert versjon av den øvste.

## 2.1 Kwartærgeologien på Voss

Topografien kring Voss er prega av ein brei dal omkransa av bart fjell og med mykje isbreavsettingar som botnmorene og glasifluvialt materiale (figur 4.1). Det er funne to sett med isskuringsstripar i området, i følgje Skreden referert i Mangerud & Skreden (1972), noko som speglar korleis glasiasjonen har endra seg her. Mangerud og Skreden (1972) skriv at dei eldste isskuringsstripene indikerer at isbrerørsla har vore vestvendt og uavhengig av topografien, før isbrerørsla skifta mot sørvest og sør. Vidare har topografien fått større påverknad på isbrerørsla etterkvart som isbreane smelta. Studien seier at dei eldste isskuringsstripene vart danna då isen kom frå eit isdekke sentrert i fjella austafør. Deretter vart dei yngste til då isen kom frå eit isdekke frå fjella mellom Voss og Sognefjorden. Vidare tolkar Mangerud og Skreden (1972) at det truleg var isfritt på Voss i allerød (14.00-12.800 år sidan, men har ingen dateringar som underbygger dette. På Voss var det truleg i pre-boreal (11.500-10.200 år før vår tid) den siste deglasiasjonen skjedde (Mæland og Skreden, referert i Mangerud og Skreden, 1972). Etter deglasiasjonen har det truleg vore få endringar i nedslagsfeltet fram til i dag.

## 2.2 Nedbør, temperatur, vassføring og historiske flaumar ved Bulken

### 2.2.1 Nedbør og temperatur

Voss er utsett for både frontnedbør og restar av tropiske orkanar (Roald, 2013). I tillegg kan fjella føre til orografisk forsterking av nedbøren (Stohl et al., 2008). Restar frå tropiske orkanar kan danne stormbaner som følgjer lågtrykk langs polarfronten slik at varm og fuktig luft vert transportert som ei atmosfærisk elv (Roald, 2013). Figur 2.2 viser gjennomsnittet av nedbør i vintermånadane (oktober-april) og sommarmånadane (mai-september).

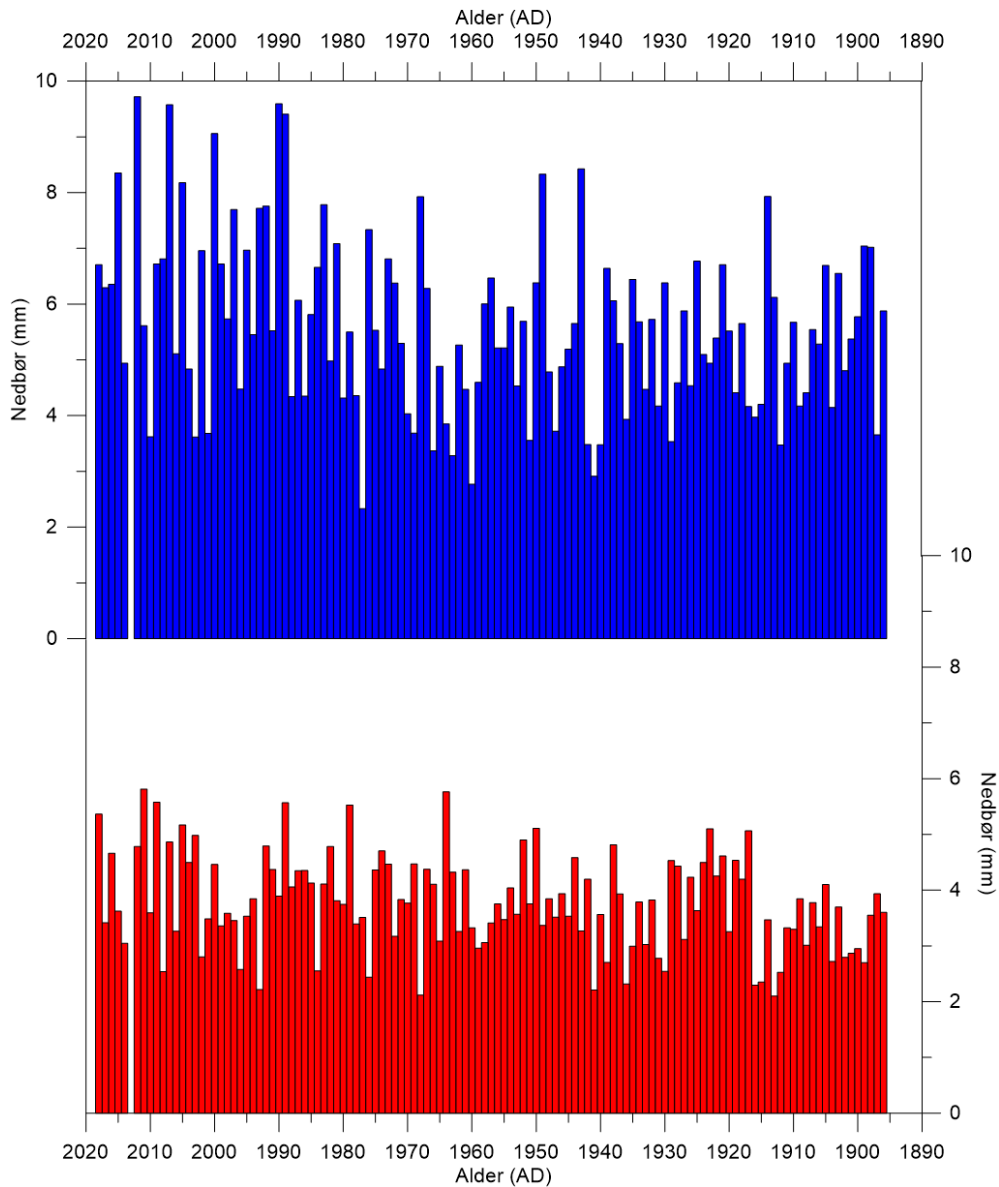
Vinternedbøren er generelt større enn sommarnedbøren, og har større variasjon frå år til år. Sommarnedbøren varierer mellom 2 og 6 mm i snitt, medan vinternedbøren varierer mellom 3 og nesten 10 mm i snitt. Den største gjennomsnittlege vinternedbøren har vore mellom 1990 og 2015 AD.

Middeltemperaturen i perioden 1967-1990 AD varierer mellom -5 til 15 °C i løpet av året (figur 2.3). Frå midten av mars til byrjinga av august stig temperaturen frå 0 til -15 °C.

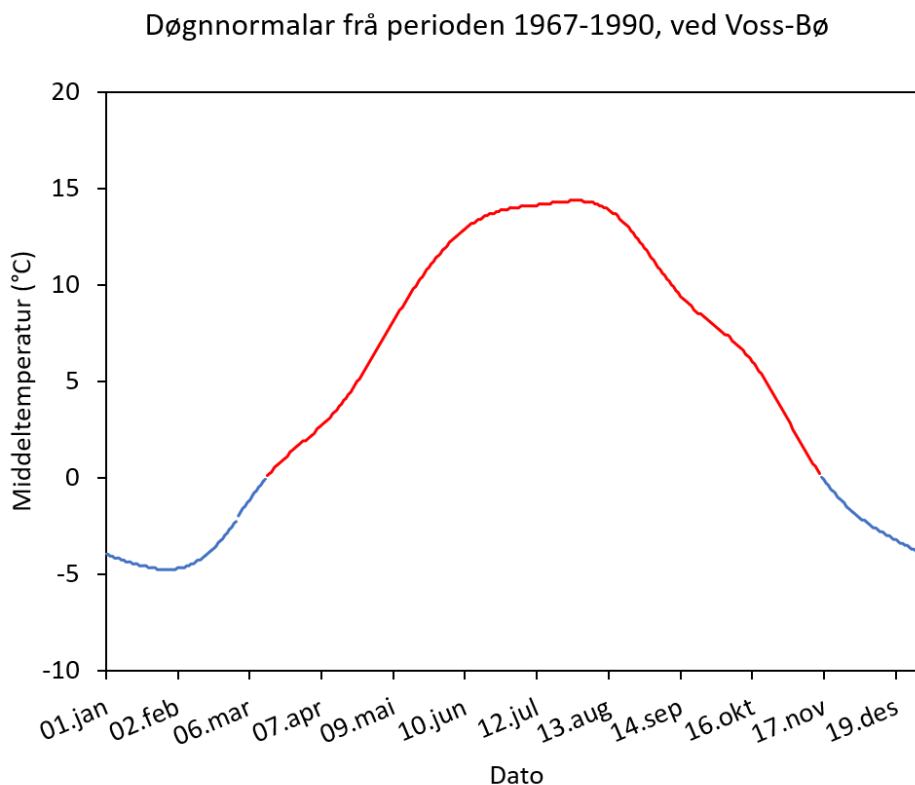
Deretter søkk middeltemperaturen til 0 °C i midten av november, og vidare til -5 °C i byrjinga



av februar. Nedbør som fell på Voss mellom midten av november til midten av mars, kan komme som snø.



Figur 2.2. Figuren viser gjennomsnittet av vinternedbør (oktober-april) (blå) og sommarnedbør (mai-september) (raud) mellom 1895 og 2018 ved Bulken (målestasjon nr: 51470). I 2013 og oktober-desember i 2012 manglar det nedbørsdata i måleserien. Nedbørsdataa er henta frå <http://eklima.met.no>. Vinternedbøren varierer mellom 3 og nesten 10 mm, medan sommarnedbøren varierer mellom 2 og 6 mm. Det vil seie at det er målt større variabilitet i vinternedbør enn sommarnedbør sidan målingane starta. For 2012 visast ingen vassføring, og årsaka til dette er at det manglar målingar frå Bulken det året.



Figur 2.3. Figuren viser døgnnormalar av middeltemperaturen i perioden 1967-1990 AD. Data er frå målestasjonen ved Voss-Bø, nr: 51590. Middeltemperaturen i denne perioden varierer mellom 0 og -5°C frå midten av november til midten av mars. Frå midten av mars stig middeltemperaturen frå 0 til 15°C i byrjinga av august, før den søkk at mot 0°C i november. Dataa er hente frå <http://eklima.met.no>.

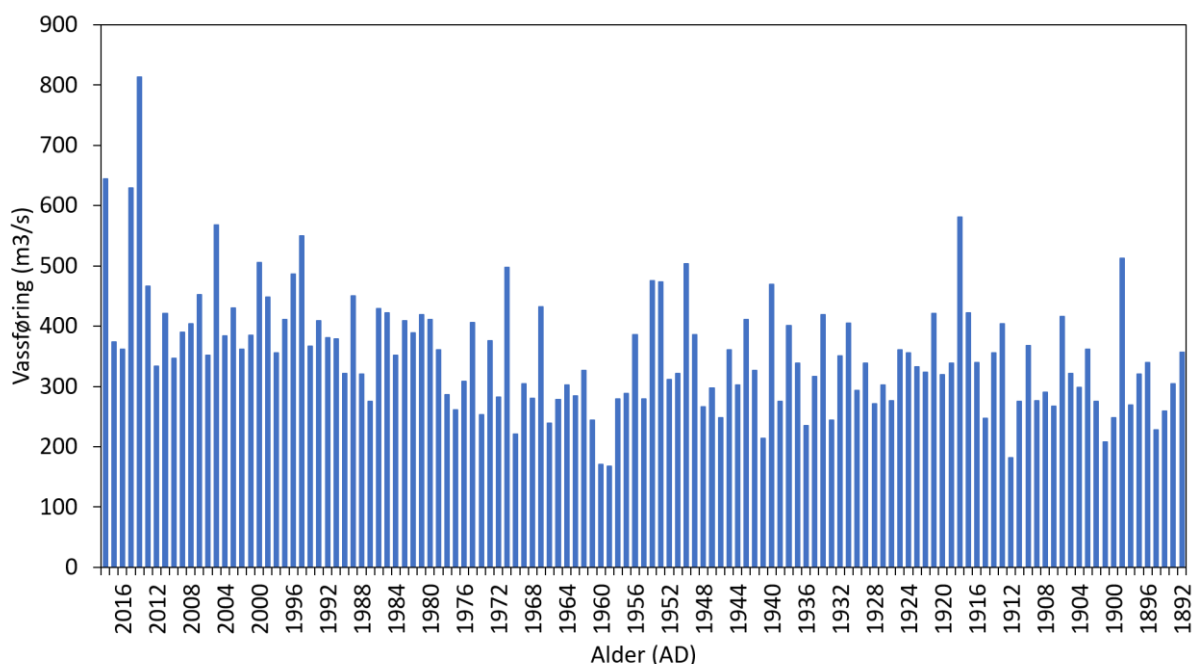
### 2.2.2 Vassføringsserie frå Bulken

Vassføringsserien frå målestasjonen på Bulken er vist i figur 2.4. Den er basert på døgnverdiar frå NVE. Fram til 1995 vart målingane gjort éin gong om dagen, som regel kl. 12. Etter 1995 vart det utført tettare observasjonar. Dette er viktig fordi den maksimale vassføringa i løpet av eit døgn er ikkje nødvendigvis kl. 12, så dei eldre døgnverdiane kan avvike noko frå røynda. I følgje Holmqvist (2015) har 15 flaumar i perioden 1892-1994 hatt vassføringar som har vore 4 % større enn kl. 12-verdien den gjeldande dagen, og i tillegg har gjennomsnittet for absoluttavviket mellom kl. 12-verdien og døgnmiddeleg vore 10 m<sup>3</sup>/s. Figur 2.4 viser at vassføringa oftast varierer mellom 200 og 400 m<sup>3</sup>/s. Den største vassføringa som er målt, er 813 m<sup>3</sup>/s i 2014, medan den minste vassføringa er 168 m<sup>3</sup>/s i 1959.

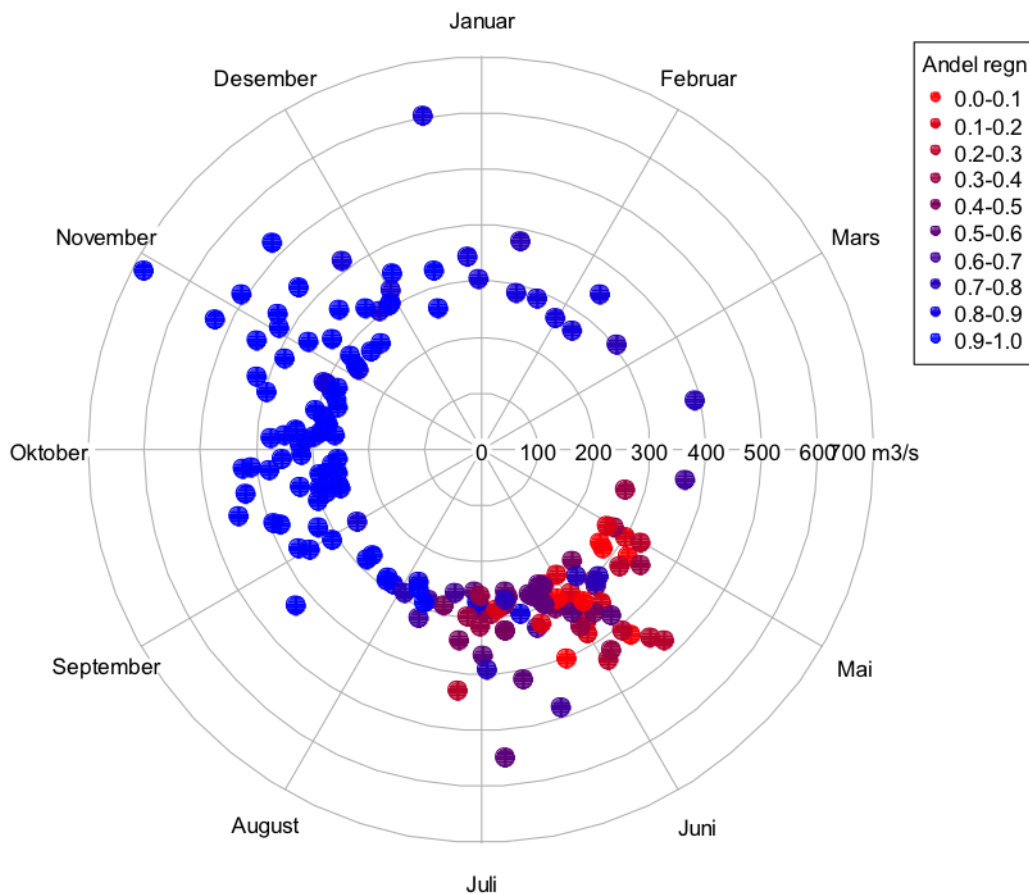
I følgje NVE sin database: <http://www2.nve.no/h/hd/plotreal/Q/0062.00005.000/> [lest 24.05.19] er vassføringa for middelflaum, femårsflaum, 10-årsflaum og 50-årsflaum ved

Bulken høvesvis 400, 470, 530 og 660 m<sup>3</sup>/s. 39 gongar har vassføringa vore større enn 400 m<sup>3</sup>/s, som vil seie at i løpet av måleperioden har det vore 39 middelflaumar eller større. Då er det gitt at gjentaksintervallet ikkje har endra seg i løpet av dei siste 126 åra.

Flaumrosa viser at dei største flaumane oppstår mellom mai og juli og mellom september og desember (figur 2.5). Elles kan flaumhendingar førekomme når som helst på året, men mellom mars og mai er det som oftast sjeldan. Ut i frå kor stor rolle regn har spelt, er hendingane markert med blått eller raudt. Der snøsmelte har vore viktigast, er fargen raudare, medan blå farge viser at regn har vore viktigast (Støren et al., 2018). Snøsmelting er den mest dominerande årsaka til flaum mellom mai og juli, medan regn er hovudårsaka resten av året. Samstundes som nedbør og snøsmelting er pådrivarar for flaum, er frost, fuktigheit i jorda og grunnvasstand før flaumen viktige faktorar for storleiken til flaumen (Støren et al., 2018). Dei mest ekstreme hendingane i følge flaumrosa (figur 2.5) er flaumane med vassføring større enn 500-600 m<sup>3</sup>/s.



Figur 2.4. Vassføringa frå målestart i 1892 til 2018 ved Bulken målestasjon (Nr: 62.5.0) er vist her. Maksimal døgnerverdi varierer oftast mellom 250 og 400 m<sup>3</sup>/s. Vassføringa varierer frå år til år, men har ein generelt aukande trend frå målestart til 2018. Døgnerverdiene fram til 1995 er målingar gjort kl. 12, medan etter 1995 er målingane gjort kontinuerleg. Dataa som er brukt er tilsendt på e-post frå Svein Taksdal ved NVE, 07.05.2019.



Figur 2.5. Flaumrose som viser flaumar frå 1958 til 2015, lånt frå Støren et al. (2018). Vassføringa aukar med avstand frå sentrum, og fargen seier noko om kor mykje regn har bidratt til flaumen. For «dei raude flaumane» har snøsmelting vore mest sentral, medan dei blå kjem av regn (Støren et al., 2018). Snøsmelting har mest å seie for flaumane mellom mai og juli, medan regn der dominerande årsak til flaumar resten av året. Flaumhendingane har ein bimodal fordeling, der dei største førekjem mellom mai og juli eller september og desember. Dei fleste flaumane har lågare vassføring enn 500 m<sup>3</sup>/s, medan dei mest ekstreme hendingane har høgare vassføring enn 500-600 m<sup>3</sup>/s.

### 2.2.3 Ekstremhendingar ved Bulken

Før målingane starta i 1892, er det nedteikna nokre store historiske flaumar der flaumstorleiken er estimert ut i frå beskrivingar av vasstanden (tabell 2.1). 1604-flaumen er tolka ut i frå eit merke (figur 2.6) på kyrkja på Voss (Engeland et al., 2018, Fretheim & Bolstad, 1977, Holmqvist, 2015). V-en til høgare for 4-talet er tolka til å vera eit romartal som skal indikere at flaumen oppstod i månad 5, dvs. mai (Berg & Voss, 1977). Denne flaumen er estimert til å ha hatt ein vassføring på 900 m<sup>3</sup>/s, som er den høgaste vassføringa blant både dei historiske og observerte flaumane. I løpet av 1700-talet var det fire flaumar med 650-700 m<sup>3</sup>/s i vassføring. Til samanlikning var 1918-flaumen med 581 m<sup>3</sup>/s i vassføring den største

vassføringa målt sidan målestart ved Bulken fram til 2014-flaumen med 813 m<sup>3</sup>/s i vassføring. Sidan 2014 har vassføringa overgått 600 m<sup>3</sup>/s både i 2015 og seinast i 2018.

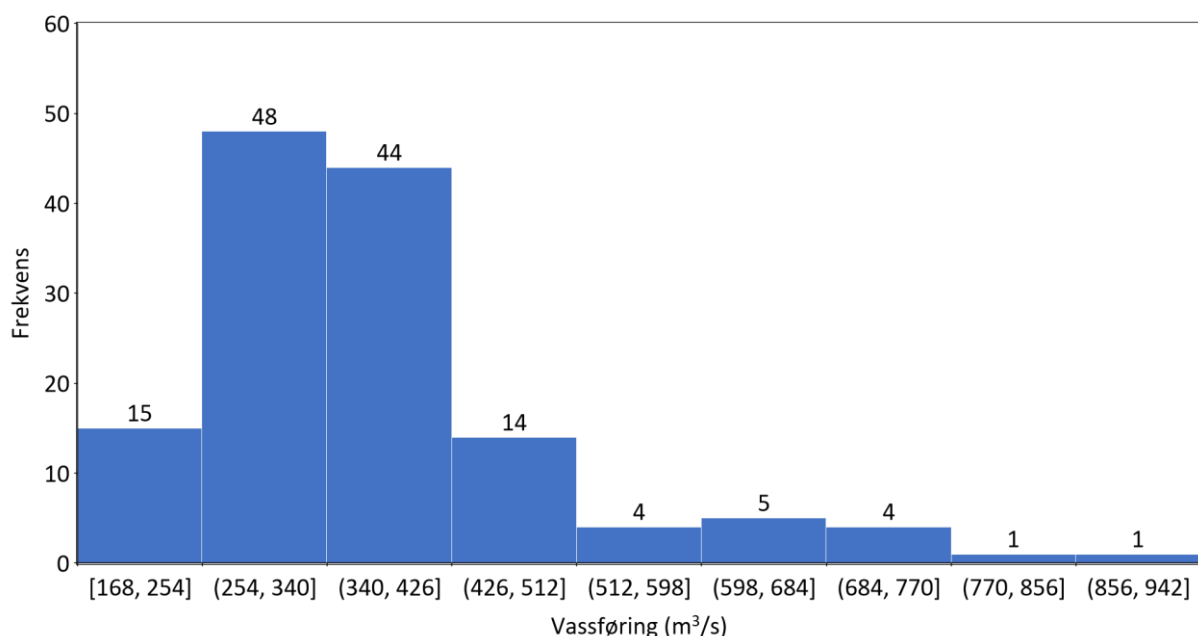
Figur 2.7 viser eit histogram over vassføringa til dei observerte målingane og frå dei historiske flaumane. Histogrammet understrekar det som flaumrosa viser (figur 2.5), at maksimal døgnverdi for vassføringa i løpet av eit år oftast ligg mellom 200-500 m<sup>3</sup>/s, medan dei meir ekstreme vassføringane er større enn 500 m<sup>3</sup>/s. 2014- og 1604-flaumen er dei absolutt mest ekstreme hendingane i Vangsvatnet av flaumane som er nedteikna.



Figur 2.6. 1604<sup>V</sup> merket på Voss kyrkje, som er tolka til å vera eit flaummerke, som markerer den største nedteikna flaumhendinga i Vangsvatnet med 900 m<sup>3</sup>/s. <sup>V</sup>-en er tolka til å vera romartalet 5, som truleg indikerar at flaumen hende i mai månad (Berg & Voss, 1977). I bakgrunnen kan ein skimte Vangsvatnet. Merket er 55,47 moh, som er 11,2 m over målestasjonen ved Bulken (44,27 moh) (Holmqvist, 2015) og 125 cm over bakkenivå (Berg & Voss, 1977).

Tabell 2.1. Tabellen er ein oversikt over historiske flaumar med merknadar om t.d. når på året flaumen oppstod og/eller ei skildring av vasstanden (Roald, 2013) og vassføring (Holmqvist, 2015) der det er berekna.

Historiske flaumar (år, AD)	Vassføring	Merknadar
1604	900	
1719	700	Oppstod i august, truleg forårsaka av restar av ein tropisk syklon.
1743	700	4.-5. desember, omtalt som Storflaumen
1745	650	Vatnet skal ha steget opp til kyrkja
1790	700	Omtrent som i 1743
1862		
1864	400	Postvegen var oversvømt
1871		
1873	600	Postvegen var oversvømt
1874		
1884	703	Vasstand oppgitt til å ha vore 26 tommar høgare enn i 1873
1888	615	2. november. Vasstand som i 1873, 5 tommar høgare enn i 1918

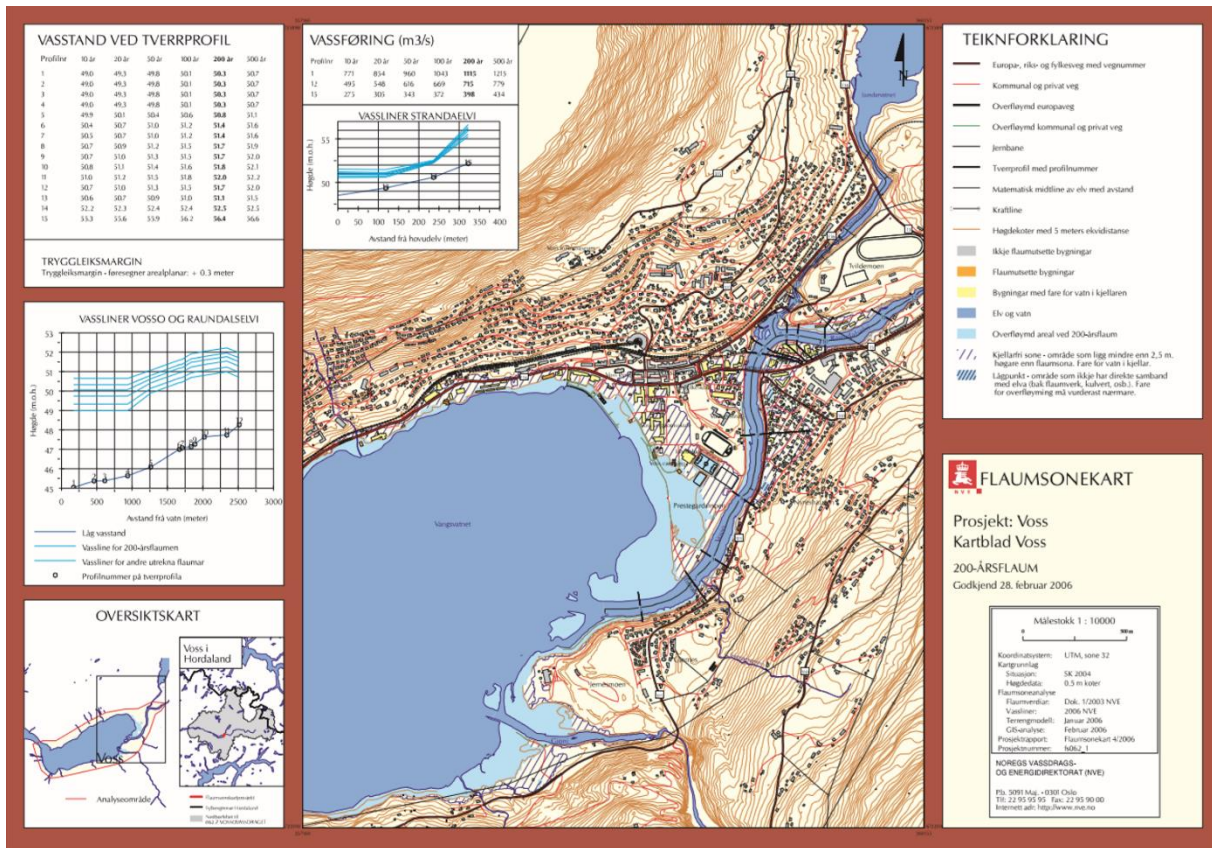


Figur 2.7. Histogram av vassføringa til både dei observerte maksimale døgnverdiane for 1982-2018 og dei estimerte vassføringane til historiske flaumar. Den statistiske distribusjonen viser ein skeivfordeling, med ein hale mot dei meir ekstreme vassføringane (>500 m³/s). Oftast er vassføringa mellom 200 til 500 m³/s.

#### 2.3.4 Flaumsonekart

I områder der t.d. infrastruktur, bygg og heimar kan bli råka av flaum, vert flaumfaren kartlagt. Eit slik faresonekart for flaum vert kalla flaumsonekart. Ut i frå statistiske analysar av historiske flaumar i elva, dens topografi samt hydraulisk modellering vert det estimert kva område som vil bli fløymde over (NVE, 2015). Flaumsonekart kan lagast med utgangspunkt i ulike gjentaksintervall, men det vert ofte tatt høgde for flaumar med 200-årsintervall. Det er fordi byggteknisk forskrift (TEK17) krev at bygg som er berekna for personopphald, skal plasserast i områder der største nominelle årlege sannsyn for flaum er 1/200 (DIBK, 2017). Til samanlikning kan bygg berekna for lite personopphald, som t.d. garasjar, byggjast der største nominelle årlege sannsyn for flaum er 1/20, medan hotell, sjukehus og bygg som kan påføre omgjevnadane mykje forureining, må plasserast der sannsynet er 1/1000. Gjentaksintervallet for ein flaum med 1/20, 1/200 og 1/1000 som største nominelle årlege sannsyn er 20, 200 og 1000 år.

Det siste flaumsonekartet (figur 2.8) for Voss er frå 2006 (Edvardsen & Øydvin, 2006). Flaumen i 2014 vart først, med utgangspunkt i rapporten til Edvardsen & Øydvin (2006) estimert til å ha eit gjentaksintervall på minst 500 år. Etter 2014-flaumen vart det laga ein ny rapport i 2015, der den vart skalert ned til ein 200-årsflaum (Holmqvist, 2015). Eit kulturhus som vart bygd i samsvar med flaumsonekartet frå 2006 vart råka av 2014-flaumen. Det vil seie at flaumsonekartet frå 2006 underestimerte storleiken til ein 200-årsflaum. Eit oppdatert flaumsonekart er framleis ikkje tilgjengeleg på NVE sine sider sidan det vert arbeida med å oppdatere den hydrologiske modellen. Det som kjem fram i figur 2.8 er at ved ein 200-årsflaum vil store delar av deltaet til Vosso og Bordalselvi hamne under vatn.



Figur 2.8. Flaumsonekart frå NVE (Edvardsen & Øydvin, 2006), som viser områder i austre del av Vangsvatnet som vil bli fløymd over ved ein 200-årsflaum (lys blå). Områda som vert råka, er blant anna deltaet ved Vosso og Bordalselvi, Voss camping og området mellom Vangsvatnet og Fleischers hotell.



## 3 Metodar

Innleiingsvis vart det gjort reie for at målet med dette studiet er å forstå korleis vassføringa til flaumar av ein viss storleik påverkar sedimentasjonen utover i Vangsvatnet. Dermed måtte det borast innsjøkjernar i eit transekt slik at det vart mogeleg å undersøke den laterale endringa i sedimenta. For å få eit overblikk over korleis det geokjemiske og magnetiske signalet endrar seg i kjernane, vart det så gjort høgoppløyslege overflateskanningar (Vasskog et al., 2011, Støren et al., 2016) (kap. 3.2). Med utgangspunkt i resultatane frå desse skanningane vart det klart kva som kunne vera flaumavsette sediment, og kvar sedimenta overlappar med historiske flaumar. For å få meir presise målingar av desse sedimenta vart det også brukt høgssensitive metodar (Bøe et al., 2006, Vasskog et al., 2012, Kvisvik et al., 2015, Støren et al., 2016) (kap. 3.3). Dette vart gjort fordi det var viktig at målingane av flaumsedimenta var minst mogeleg prega av støy, slik at bilete på korleis dei endrar seg utover i Vangsvatnet og med vassføring var så nøyaktig som mogeleg. I dette kapittelet vert det gjort reie for dei ulike metodane som har vore brukt.

### 3.1 Prøvetaking

Formålet er å undersøkje ulike parametrar i flaumlaga til historiske flaumar av kjent storleik og utvide kunnskapen om underliggande flaumvariabilitet over dei siste 500 år. Dermed vart det brukt ein gravitasjonsprøvetakar ('gravity core') frå Uwitec for å hente ut seks sedimentkjernar frå botnen av Vangsvatnet (VATG-118, -218, -318, -418, -518, og -618). Det er fordi gravitasjonsprøvetakaren bevarer dei øvste laga av innsjøbotnen i sedimentkjernen.

Som ein kan sjå ut i frå figur 3.1, består gravitasjonsprøvetakaren av eit «hovud» som ein set prøverøyret i. På dette hovudet er det nokre stenger som ein kan setje lodd på. Dermed kan ein banke røyret ned i sedimenta, dersom dei er så kompakte at gravitasjon aleine ikkje er nok. I toppen av prøverøyret, der det er festa til sjølve prøvetakaren, er det eit lokk. Dette lokket lettar når prøverøyret fyllast med vatn og sediment under prøvetakinga. Når prøverøyret er fylt med sediment, held lokket seg lukka og dannar eit vakuum slik at sedimenta held seg i prøverøyret.

For å ta innsjøsedimentkjernane med gravitasjonsprøvetakaren vart det køyrd ut på Vangsvatnet med liten flåte. Ein køyrde rett ut frå utløpet til Vosso og valde første prøvepunkt eit stykke frå deltaet der straumen ikkje var så sterk. Prøvepunkt for dei ulike kjernane vart markert i ein GPS av typen Garmin 62, og djupna vart målt med eit ekkolodd. Deretter firte ein prøvetakaren sakte ned mot innsjøbotnen, for å unngå at prøvetakaren skulle vingle eller snurre. Då prøvetakaren nådde innsjøbotn, let ein den søkke ned i sedimenta. Vidare måtte ein banke prøverøyret lengre ned for å fylle det mest mogeleg. Sjølv om lokket i toppen av prøverøyret dannar ein vakuum som skal halde på sedimenta, måtte ein dra prøvetakaren varsamt opp frå innsjøsedimenta. Så drog ein raskt prøvetakaren opp til vassoverflata for å feste ein plugg i botnen av prøverøyret. Det er fordi ein kan risikere å miste botnen av kjernen.



Figur 3.1. Illustrasjon over gravitasjonsprøvetakar henta frå <http://www.uwitec.at/html/frame.html> [Lest 20.01.19]

Etter at alle 6 kjernane var tekne, vart dei transporterte til laboratoriet i Bergen. Der vart dei skore opp på langs og delt i to. Den eine halvdelen har blitt lagra på eit kjølelager som referansekerne, medan den andre halvdelen har det blitt utført ulike analysar på.

## 3.2 Høgoppløyslege metodar

### 3.2.1 Røntgen fluoressens med ITRAX kjerneskanar (XRF)

Sedimentkjernane frå Vangsvatnet vart analyserte ved hjelp av røntgen fluoressens med ein ITRAX kjerneskanar på EARTHLAB ved Universitetet i Bergen (UiB) (figur 3.2). Denne metoden evaluerer den geokjemiske samansetninga i eit materiale. Ein slik analyse utført med ein ITRAX-kjerneskanar, er effektiv og ikkje-destruktiv samanlikna med eldre framgangsmåtar (Croudace et al., 2006). Ikkje minst kan målingane gjerast med korte intervall, som gjev ei høg oppløysing. Skannaren er utstyrt med både kamera, laser som

måler overflata til kjernen, eit røntgenrøyr som sender ut fokusert røntgenstråling, eit røntgenkamera og ein detektor.

Røntgenrøyret sender ut ein røntgenstråle som fører til at dei ulike grunnstoffa i sedimenta når ein eksitert tilstand (Brouwer, 2010). Dette er ikkje ein stabil tilstand, og grunnstoffa vil gå tilbake til grunntilstanden. Då frigjev grunnstoffa energi med ei bølgjelengd som er karakteristisk for det grunnstoffet. Denne frigjorte energien vert så fanga opp av detektoren, som tel kva grunnstoff som er i kjernen. (Brouwer, 2010). Det ein får ut av analysen, er telleraten til dei forskjellige grunnstoffa. På grunn av at kjerneskinga til ein viss grad er påverka av t.d. vassinnhald og kornstorleik i tillegg til dei ulike grunnstoffa i sedimenta er tellerate kvalitative data som gjer at ein må tolke resultata med omhug (Croudace et al., 2006, Löwemark et al., 2011). Måleininga til telleraten er gitt i «counts-per-second» som vert forkorta til cps.

Då kjernane skulle bli skanna, vart det skrapa fram «ferskt» materiale. I tillegg sørga ein for at overflata var så jamn som mogeleg. Deretter vart kjernen dekkja med ein tynn plastfilm for å unngå at kjernen tørka ut. Så vart det gjort ei overflatesking for å måle topografien til kjernen. Det er for at detektoren skal automatisk justerast slik at den er så nærme materialet som mogeleg. Dermed måler ein sedimenta og ikkje lufta over. I nokre av kjernane gav overflateskinga utslag på for brå endringar i overflatetopografien. Då måtte ein jamne ut overflata og gjera ei ny overflatesking, heilt til heile kjernen var godkjent. I nokre tilfelle

var det ikkje meir enn eit lite bladfragment eller barnål som førte til utslaget. Er endringa i topografien for brå, vil det punktet bli sett på som ugyldig og få 0 cps i tellerate.

Under skanninga vart røntgenstrålen generert av eit molybden (Mo) røntgenrøyr med 30 kV (eksitasjonsspenning) og 30 mA (straum). Eksponeringstida var sett til 10 s, og kjernen vart skanna med eit intervall på 500  $\mu\text{m}$  (0,05 cm).



*Figur 3.2. Figuren viser eit bilete av ITRAX kjerneskanaren på EARTHLAB ved UiB. Kjernen vert plassert på ein skinne i delen til venstre for «tårnet» til skannaren. Deretter vert kjernen frakta til høgre gjennom «tårnet» der sjølve skanninga vert gjort. Foto: Monika Øksnes*

### 3.2.2 Magnetisk susceptibilitet - GEOTEK

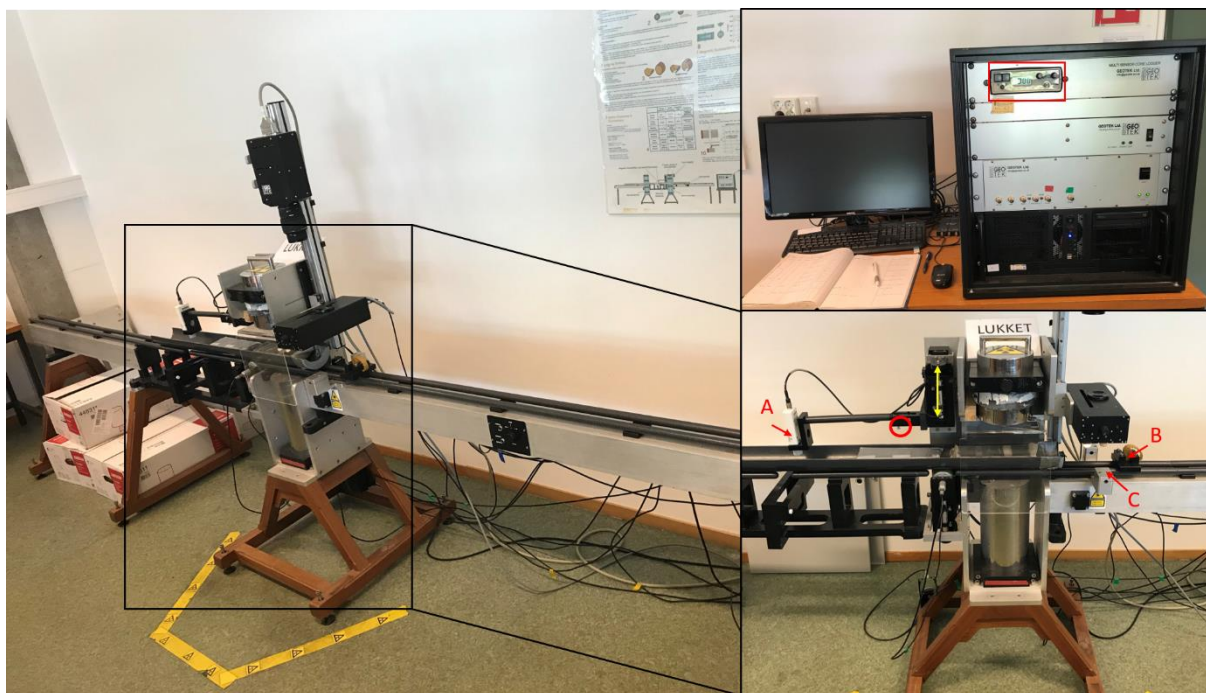
Overflateskanning av MS i dei delte kjernane vart gjort med ein Geotek, M. 2000 Multi-Sensor Core Logger, som er lokalisert på EARTHLAB ved UiB. Geotek har fleire sensorar, men for å måle MS vart ein Bartington MS2E punktsensor brukt (A i figur 3.3). MS2E sensoren er

nyttig for å få høg oppløysing av MS data fordi den kan måle endringar over få millimeter (Dearing, 1994). Måleintervallet i dette studiet vart sett til 0,2 cm og sensitiviteten til 0,1. Måleeeininga er dimensjonslaus SI, grunna at MS er ein måling av magnetiseringa av sedimenta etter dei er påført eit svakt magnetisk felt (250 mT, 465 Hz).

Før kjernehalvdelen vart lagt på instrumentet, vart det skrapa fram ferskt materiale for å fjerne eventuelle ureinskarar. For å unngå å skitne til sensoren, som kan føre til feilmåling, vart sedimenta dekkja med plastfilm. Ved måling av MS tek sensoren først ein måling i lufta for å nullstille seg, så vert han senka mot overflata og gjer ein måling, før han på ny tek ein måling i lufta.

Sensoren vart heva og senka av ein motor (gul pil i figur 3.3). På førehand skreiv ein inn kor høgt han kunne hevast og justerte kor låg han måtte vera for å vera i kontakt med sedimenta, i programmet Geotek MSCL 7.9. Sensoren må liggje så lågt at det ikkje er luft mellom han og sedimenta, utan å flytte på noko i kjernen. Mellom målingane må det vera nok avstand mellom sensoren og sedimenta slik at han berre målar signalet i lufta. Dermed er det ein fordel at overflata i kjernen er så jamn som mogeleg, men det er mogeleg å heve eller senke sensoren manuelt undervegs (raud sirkel i figur 3.3), dersom det er nødvendig.

Etter at sensoren nullstilte seg etter ein måling av sedimenta, vart kjernen dytta fram til neste målepunkt (2 mm) (B i figur 3.3). Djupna ned i kjernen vart målt med ein laser (C i figur 3.3) frå toppen av heile kjernen og ikkje frå starten av sedimenta. Dermed var det viktig å ha kontroll på avstanden mellom toppen av heile kjernen og toppen av sedimenta. Kjernen vert flytta frå høgre mot venstre i biletet i figur 3.3.



Figur 3.3. Bilete av instrumentet Geotek, M. 2000. Multi-Sensor Core Logger som står på EARTHLAB ved UiB. Øvst til høgre kan ein sjå sjølve datamaskina som styrar skannaren. Her kan det stillast inn kva eining (cgs eller SI) og sensitivitet (0,1 eller 1,0) målingane skal utførast på (raud rektangel). Til venstre er sjølve skannaren med skinna som kjernane ligg på, og nede til høgre er eit bilete av dei ulike sensorane til sjølve instrumentet. I bilete nedst til høgre kan ein sjå kvar MS2E-punktsensoren (A), «pusheren» (B), og laseren (C) som måler lengda til kjernane, er. Dei gule pilane viser rørsleretninga til motoren som løftar og senkar MS2E sensoren. Manuell justering av høgda til MS2E-sensoren kan gjerast ved den raude sirkelen. Kjernane går gjennom skannaren frå høgre mot venstre i biletet. Foto: Monika Øksnes

### 3.3 Høgsensitive metodar

#### 3.3.1 Magnetisk susceptibilitet - Agico MFK1-FA Kappa Brigde

For å undersøke toppane i MS-dataa nærmare, spesielt dei med høg endringsrate, vart det teken ut prøvar på 0,38 til 2,04 ml ved ulike djup i VATG-218, -318 og -618 (tabell 3.1). Prøvane vart målte for både MS og ARM (sjå kap.3.6). Årsaka til at kjernane VATG-218, -318 og -618 vart valde er at det er i dei kjernane det vart laga ein aldersmodell for (kap. 3.4). Instrumentet som vart brukt for å måle bulk magnetisk susceptibilitet ( $\chi_{\text{Bulk}}$ ), er Agico MFK1-FA Kappa brigde på EARTHLAB ved UiB (figur 3.4). Programvara som høyrar til instrumentet, vert kalla Safyr4W.

Før målinga starta, vart prøvane frysetørka for å fjerne vatnet fordi vatn er diamagnetisk og gjev negative susceptibilitetsverdiar (Dearing, 1994). For å ha kontroll på kor mykje prøvemateriale som var i kvar prøve, vart dei vege. Deretter vart instrumentet kalibrert og

korrigert for behaldaren til prøvane. Det førehandsgitte volumet i Safyr4W (10 ccm) vart brukt, sjølv om prøvane hadde ulike volum. Alle prøvane vart målte både ved romtemperatur (293 K) og etter at dei hadde blitt nedkjølt med flytande nitrogen (77 K), i eit magnetisk felt på 200 A/m.

Forholdet mellom MS ved 77 K og 297 K ( $\chi_{\text{bulk77}}/\chi_{\text{bulk293}}$ ) vert omtalt som den paramagnetiske ratioen (Lanci & Lowrie, 1997). I følgje studiet, vil prøvar som er dominert av mykje paramagnetiske mineral, ha ein paramagnetisk ratio kring 3,8. Det er fordi paramagnetiske mineral er inversproporsjonale med absolutt temperatur. Dersom prøvane inneheld ei større mengde ferro- eller ferrimagnetiske mineral, vil ratioen vera lågare (Lanci & Lowrie, 1997).

Ferro-, ferri- og paramagnetisme er ulike magnetiske åtferder som vert funne i ulike material (Dearing, 1994). Prøvene frå både kjernane og nedslagsfeltet inneheld mest sannsynleg ein blanding av ulike mineral og dermed ulike magnetismar. Reint jern er eit ferromagnetisk mineral og, i følge Dearing (1994), ikkje vanleg å finne i naturen. Dermed er det større sjanse for at høge MS-verdiar i prøvane vil tyde på at ferrimagnetiske mineral dominerer.

Tabell 3.1. Tabellen viser djupet, massen og volumet til prøvane som vart tekne frå VATG-218, -318, -618.

Kjerne: VATG-218			Kjerne: VATG-318			Kjerne: VATG-618		
Djup	Masse (g)	Volum (ml)	Djup	Masse (g)	Volum (ml)	Djup	Masse (g)	Volum (ml)
11	0,203891	0,41	5,2	0,403091	0,85	2,8	0,703491	1,3
14,4	0,144491	0,38	6,6	0,752591	1,55	6	1,080191	1,57
19,8	0,235791	0,68	8,6	0,398691	0,67	10	0,490891	1,16
35,2	0,274791	0,7	17,8	0,342891	0,7	16,2	0,887391	1,48
42,4	0,243891	0,71	27,4	0,535191	1,02	31,8	0,811691	1,65
47,8	0,424891	1,18	31	0,685191	1,55	47,8	0,861591	1,58
54,4	0,396691	0,9	34,2	0,549291	1,17	77,2	0,881191	1,64
58,2	0,516291	1,4	50,2	0,836491	1,61	82,2	0,847391	1,57
72,8	0,676291	1,53	51,8	0,917691	1,83	87,8	0,837791	1,59
101,6	0,766591	1,35	55	1,041391	1,82	103,4	0,681291	1,45
121,8	0,477191	1,36	66	0,936291	1,93	128,6	0,761291	1,55
			67,4	0,7821	1,82			
			75,4	0,8562	1,7			
			89,6	0,9348	1,95			
			92,4	0,9824	2,04			
			94,8	1,0997	1,99			





Figur 3.4. Figuren viser instrumentet Agico MFK1-FA Kappa brigde som står på EARTHLAB ved UiB. Den raude pilen indikerer kvar prøvane vert plasserte for å måle dei. Systemet vert styrt ved hjelp av programmet Safyr4W på datamaskinen i midten. Foto: Monika Øksnes

### 3.3.2 Anhysteretisk remanent magnetisme - DC-SQUID Rock magnetometer

Anhysteretisk remanent magnetisme i prøvane både frå kjernane og nedslagsfeltet (sjå kap. 3.4 og 3.5) vart målt med 2G Enterprises 3-aksa DC-SQUID Rock magnetometer, modell 755 (figur 3.5). Instrumentet er lokalisert i eit magnetisk skjerma rom i laboratoriet for miljø magnetisme ved ETH Zürich i Sveits (<http://www.epm.ethz.ch/Inm/laboratory/shielded-room.html>). SQUID er forkortinga for 'Superconducting QUantum Interference Device'. Instrumentet har ein 3-aksa degausseer, DC coil og ei skinne med eit traue med plass til totalt åtte prøvar.

Før ein byrja med ARM målingane måtte prøveboksane fyllast med plastfolie. Det var for å pakke prøvemateriale slik at dei magnetiske partiklane ikkje skulle flytte på seg i eit påført

magnetisk felt. I tillegg måtte ein avmagnetisere trauset og deretter måle dens magnetiske signal. Dette signalet vart så trekt frå sjølve målinga slik at berre magnetismen til prøvane vart teken med i dei endelege resultatata.

Ved sjølve ARM-målingane vart prøvane først avmagnetiserte ved 1500 Gauss (150 mT) langs dei tre aksane X-, Y-, og Z. Neste steg var å utsette prøvane for eit vekslende felt ('Alternating Field', AF) på 1400 Gauss (140 mT) med ein aksial ARM på 1 Gauss langs Z-aksen. Deretter vart prøvane avmagnetiserte ved 1500 Gauss igjen, men berre langs Z-aksen. For kvart steg vart det gjort 3 målingar, og deretter eit gjennomsnitt av desse. Programvara som vart brukt for å styre instrumentet, er 2G Long Core, Version 3.4AllSMC, frå 2G Enterprises, Copyright ©2007.



*Figur 3.5. Til venstre i bilete kan ein sjå DC-SQUID Rock magnetometer som vert brukt til å måle blant anna ARM. Til høgre kan ein sjå PC-en som er utstyrt med programvara 2G Long Core, Version 3.4AllSMC, frå 2G Enterprises, Copyright ©2007, som igjen nyttast til å styre magnetometeret. Biletet er henta frå <http://www.epm.ethz.ch/lnm/laboratory/shielded-room.html>.*

### 3.4 Kronologi

For å undersøke om sedimenta frå dei ulike historiske flaumane endrar seg med avstand frå innløpet til Vosso, var det viktig å få god oppløysing i alder på sedimenta i toppen av kjernane. Det som også var viktig, var å ha minst tre punkt frå sedimenta med ulik avstand frå innløpet for å kunne gjere ein lineær regresjon på korleis sedimenta endrar seg utover i innsjøen. Dermed vart det vald å datere kjernane VATG-218, -318 og -618, som ligg høvesvis 506, 722 og 997 m frå innløpet til Vosso. Årsaka til at kjernen som ligg nærmast innløpet til Vosso (VATG-118) ikkje vart vald, er både fordi den er mykje kortare enn VATG-218, og fordi den inneheld så mykje organiske makrofossil at det ville vera utfordrande å hente ut kjerneprøvar.

#### 3.4.1 Blydatering

Blydatering passar for å datere materiale som er yngre enn 150 år. Metoden baserer seg på blant anna halveringstida til bly ( $^{210}\text{Pb}$ ) og cesium ( $^{137}\text{Cs}$ ), som er høvesvis  $22,26 \pm 0,22$  år og 30 år (Olsson, 1986). Dermed passar han godt til å datere dei historiske flaumane. Det vart teken prøvar (2 ml) annakvar cm i dei øvste 40 cm av VATG-218, -318 og -618. Dermed er det mogeleg å få høg oppløysing på dateringar i toppen av kjernane. Desse vart plasserte i aluminiumsformer. Prøvane vart så tørka ved  $50\text{ }^\circ\text{C}$  i minst eit døgn. Deretter vart dei sendt til Eawag - aquatic research, Department of surface waters i Sveits for analysering.

$^{137}\text{Cs}$  vert kunstig danna ved testing av atomvåpen (Olsson, 1986). Store hendingar slik som atomvåpentesting tidleg i 1960 og ulykka i Tsjernobyl (1986) kan ein finne att som toppar i  $^{137}\text{Cs}$  i fleire innsjøar. Desse hendingane kan dermed brukast som tidsmarkørar. På den nordlege halvkula vil toppen i  $^{137}\text{Cs}$  frå våpentesting av atomvåpen representere 1963 (Olsson, 1986).

#### 3.4.2 Radiokarbondatering

Det vart gjort til saman tre  $^{14}\text{C}$ -radiokarbondateringar litt djupare i kjernane; VATG-218, -318 og -618 (tabell 3.2). Prøvane vart tekne ved omtrent same djup, høvesvis 100-100,5 og 96-96,5 og 100-100,5 cm djup. Dermed vil ein kunne sjå om det er stor skilnad i sedimentasjonsrate ved ulik avstand frå innløpet til Vosso. Materiale som vart plukka ut, er i hovudsak bladfragment, bjørkefrø og trebitar. Prøvane vog frå 4,9 til 6,1 mg og vart sendt til Beta Analytic Inc i London for datering. Resultata vart kalibrert med Calib 704 (Stuiver & Reimer, 2017) med kalibreringskurva INTCAL13 (Reimer et al., 2013).

Tabell 3.2. Tabellen viser kva kjerne og djup prøvane for  $^{14}\text{C}$ -radiokarbondatering vart tekne, samt massen til prøven

Kjerne	Djup (cm)	Masse (mg)
VATG-218	100-100,5	5,4
VATG-318	96-96,5	6,1
VATG-618	100-100,5	4,9

### 3.4.3 Aldersmodell

Med resultata frå Eawag og kalibrerte data frå Beta vart det laga ein aldersmodell for både VATG-218, -318 og -618. Den gjer det mogeleg å anta kva alder dei ulike djupa har.

Usikkerheita i aldersmodellen avhenger av mengda dateringar, avstanden mellom dei og usikkerheita i dateringane. Aldersmodellane vart laga ved hjelp av WinBacon v.2.2 (Bacon) i programmet «R». Det er fordi Bacon kan kombinere radiokarbondateringar med andre dateringar for å lage ein aldersmodell. R er ein gratis programvare som kan brukast i ulike statistiske og grafiske samanhengar.

Parameterane som vart brukt er:

- d.min=0 (minimum djupne i cm), d.max= 133 (maksimal djupne i aldersmodellen)
- d.by=0.2 (intervallet i cm for kvar det skal kalkulerast alder)
- postbomb=1 (postbomb kurve for negative  $^{14}\text{C}$  aldre)
- acc.mean=5 (akkumulasjonsrate)
- rotate.axes=TRUE (roterer aksane slik at djupet vert oppgitt på y-aksen)
- ask=FALSE (gjer at programmet ikkje spør om dei oppgitte verdiane skal brukast).

Parameteren 'd.max' var forskjellig i dei ulike aldersmodellane sidan VATG-218, -318 og -618 ikkje er like lange. Høvesvis var d.max 133, 97 og 135 i aldersmodellane for dei respektive kjernane.

### 3.5 Undersøking av kornstorleik

Det er ikkje gjort instrumentale undersøkingar av kornstorleiken til sedimenta.

Kornstorleiken er tolka visuelt og ut i frå korleis sedimenta kjennast ut mellom fingrane.

Kriteria som er lagt til grunn er som følgje: Kan enkeltkorn observerast med det blotte auget er kornstorleiken større enn silt. Dersom korna ikkje kan kjennast med fingrane tolkast kornstorleiken til å vera silt eller leire. Då vert det kjent etter om sedimentet knasar mellom tenna. Består sedimenta av leire vil det ikkje knase.

Sidan eit sediment kan vera sett saman av fleire kornstorleikar er denne framgangsmåten for å undersøke kornstorleik for subjektiv og unyansert til å vera ein presis metode. På den andre sida gjev det eit innblikk i kvar i spekteret av kornstorleikar sedimenta er i. Denne framgangsmåten er brukt i alle dei seks sedimentkjernane. Årsaka til at det ikkje er gjort instrumental kornstorleikundersøking er fordi kjernane inneheld store mengder organisk materiale, som kan føre til feilkjelder i kornstorleikmålingar (Vasskog et al., 2016). Prøvane kunne ha vore forbehandla med t.d. varme eller hydrogenperoksid ( $H_2O_2$ ) (Vasskog et al., 2016), men framleis ville det sannsynlegvis ha vore stor usikkerheit i resultatet forbundet med organisk materiale.

## 4 Resultat

I dette kapittelet vert det gjort reie for sedimentkjeldane i dreneringsfeltet, kvar sedimentkjernane er tekne, korleis dei ulike parameterane varierer med djup, og korleis aldersmodellen i VATG-218, -318 og -618 har blitt laga. Ein forutsetning for å undersøke korleis vassføring påverkar dei flaumavsette sedimenta i Vangsvatnet, ved å ta sedimentkjernar med aukane avstand frå innløpet til Vosso, er at innløpet til Vosso har vore stabil i den perioden som sedimentkjernane dekkjer. Eit historisk kart frå 1750 (vedlegg 1) (Ukjent, 1750) indikerer at innløpet til Vosso har vore på sørsida av deltaet, omtrent der elva renn inn i Vangsvatnet i dag, i 1750. Dermed er det rimeleg å anta at i historisk tid har innløpet til Vosso vore stabilt, sjølv om det historiske kartet ikkje er like detaljert som eit moderne kart.

### 4.1 Lausmassar og berggrunn i nedslagsfeltet

For å forstå kva sediment som er avsett i Vangsvatnet er det nødvendig å gje eit oversyn over dei lausmassane og prosessane som er tilgjengeleg i nedslagsfeltet til Vangsvatnet. Særleg er det viktig å undersøke kva materiale elva kan erodere i, i ein flaumsituasjon.

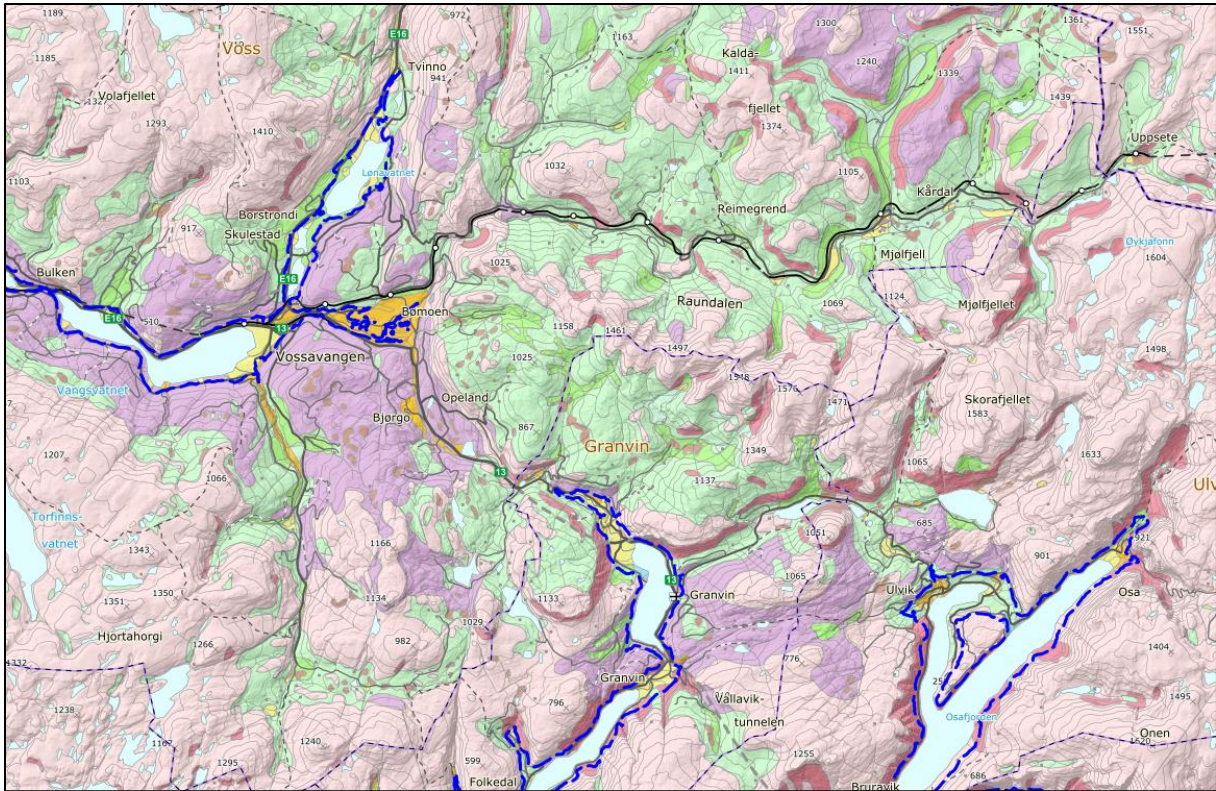
Raundalselvi renn gjennom Raundalen som ein stor del av nedslagsfeltet. Denne dalen er open for nedbør frå vest (Holmqvist, 2015). Det kan føre til store flaumar, spesielt om hausten (Roald, 2013). Figur 4.1 viser at Raundalselvi har tilgang på bart fjell og materiale frå både forvitring, fluviale- og glasifluviale prosesser, og moreneavsettingar (NGU, u.å.-b). Marin grense går opp til dei store glasifluviale avsettingane på Bømoen ved ca. 100 moh. Øvst i nedslagsfeltet til Raundalselvi er berggrunnen dominert av gneis og anortosittiske bergartar, før det skifter til granitt, kvartsskifer og fyllitt med stadvis glimmerskifer (NGU, u.å.-a) (figur 4.2). Teiknforklaring til figur 4.1 og 4.1 vert vist i figur 4.3.

Strandaelvi kjem frå Lønavatnet og Vikafjellet. Lausmassane i denne delen av nedbørsfeltet består av både fluviale og glasifluviale avsettingar, skred-, forvitnings- og morenemateriale, samt bart fjell (figur 4.1) (NGU, u.å.-b). Her går marin grense opp til og med Lønavatnet, ved 90-100 moh. Berggrunnen består av både gneis, gabbro, amfibolitt, fyllitt, glimmerskifer,

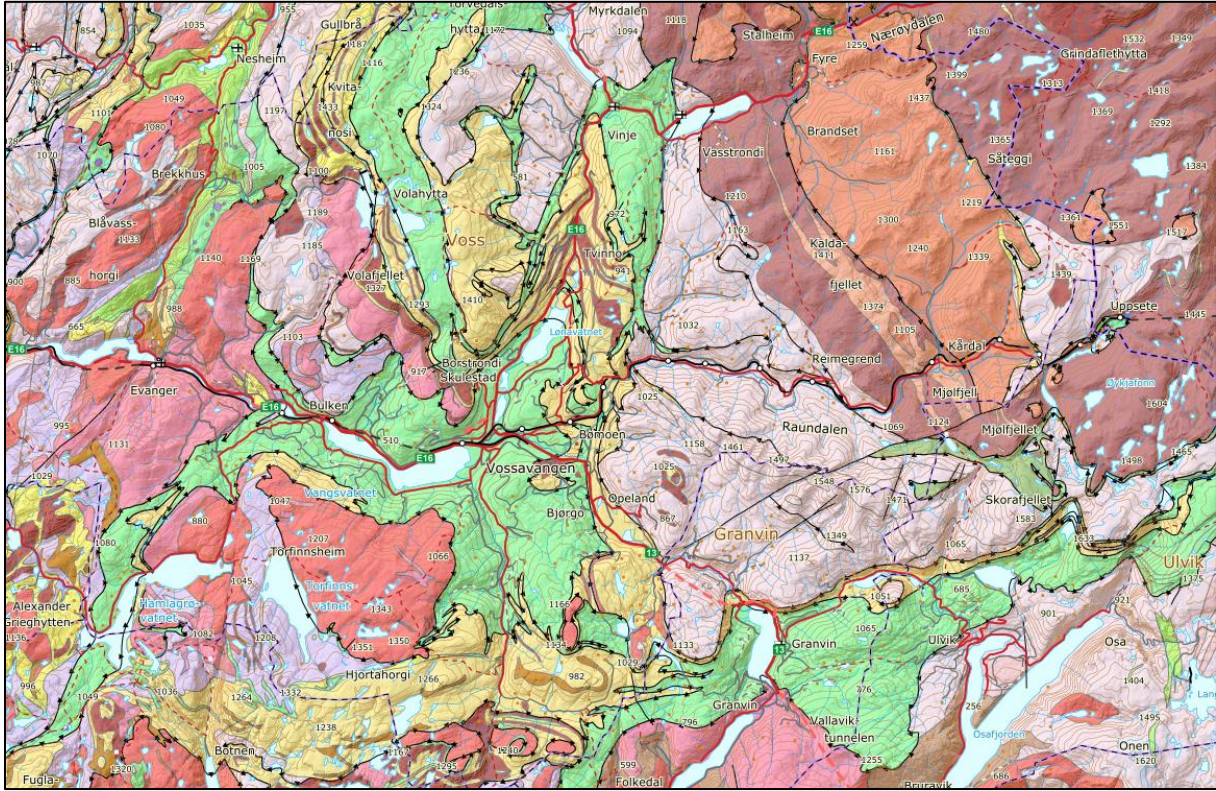
metasandstein og kvartsskifer (NGU, u.å.-a). Figur 4.2 viser at mellom Lønavatnet og Vangsvatnet, er det fyllitt med stadvis glimmeskifer som dominerer. Det vert anteken at Lønavatnet fangar opp mykje av signalet frå den delen av nedslagsfeltet.

Bordalselvi løper ut i Vangsvatnet rett sør for utløpet til Vosso. Også i denne delen av nedbørfeltet består lausmassane av fluviale- og glasifluviale avsettingar, samt bart fjell og forvittrings- og morenemateriale (figur 4.1) (NGU, u.å.-b). Delar av elveløpet renn gjennom eit trangt, glasifluvialt gjel. Marin grense går ovanfor Jernesmoen ved kring 90 moh (figur 4.1). I nedste del av nedbørsfeltet til Bordalselvi vert berggrunnen dominert av fyllitt og glimmerskifer. Den øvre delen består av mest metasandstein og glimmerskifer, men det finst også grønnstein, amfibolitt, gabbro og granitt (figur 4.2) (NGU, u.å.-a).

Nedslagsfeltet til Vosso har også mykje vegetasjon som veks langs elvane og Vangsvatnet. Om hausten er det mykje barnåler og lauv på bakken. Langs breidda av innsjøen, ved Voss camping, ligg belte av barnåler, lauv og kvist som vatnet har stuva opp ved høgare vasstandar. Lauv og pollen kan blant anna hamna i Vangsvatnet med vinden. Med andre ord er det også stor tilgang på organisk materiale, også når det ikkje er flaum.

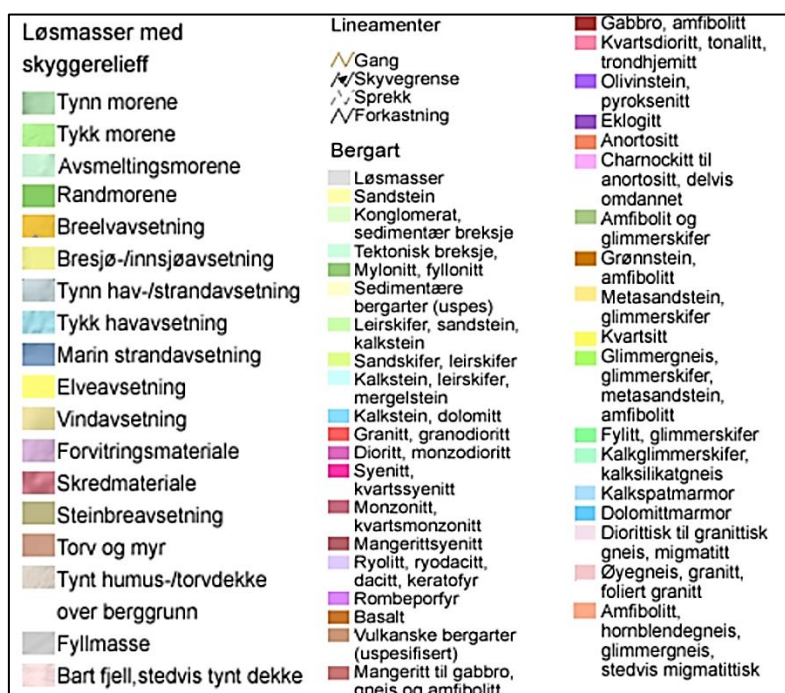


Figur 4.1. «Løsmassekart og fjellskygge», generert frå NGUS lausmasekart 11.01.19 (NGU, u.å.-b). Dei blå linjene markerer marin grense.



Figur 4.2. «Berggrunn N250 med lineamenter og fjellskugge». Generert frå NGU's berggrunnskart 11.01.2019 (NGU, u.å.-a).





Figur 4.3. Figuren viser teiknforklaringane til løsmasse og berggrunnskartet i figur 2.2 (NGU, u.å.-b) og 2.3 (NGU, u.å.-a).

## 4.2 Nedslagsfeltprøvar

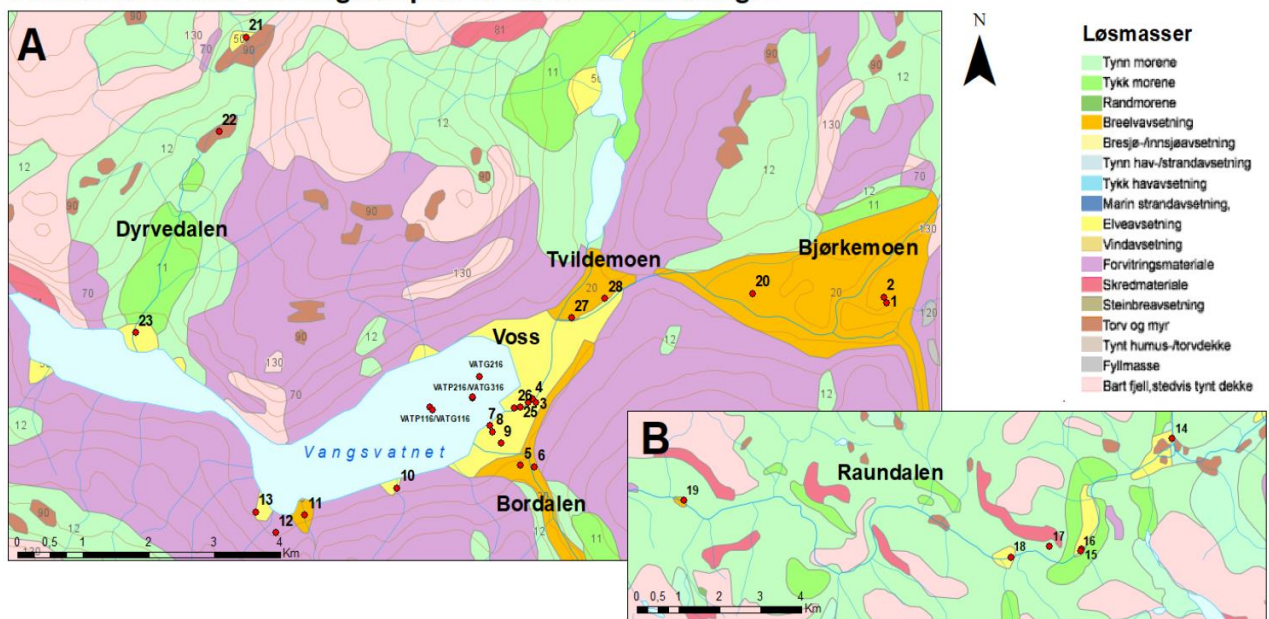
For å knytte dei lakustrine avsettingane til sedimentkjeldane i nedslagsfeltet er det nyttig å samanlikne eigenskapane i prøvar frå både sedimentkjernar og avsettingar i nedslagsfeltet. Prøvetaking av avsettingar i dei ulike delane av nedslagsfeltet til Vangsvatnet vart gjort i juni 2016 i samband med eit anna masterprosjekt (Fjellheim, 2018), medan resultata frå målingane på prøvane frå nedslagsfeltet, som er vist i dette studiet, er frå arbeid som er gjort i dette masterprosjektet. Før prøvane vart nytta i dette studiet vart dei sikta ved 45-63  $\mu\text{m}$  og  $<45 \mu\text{m}$ , slik at berre dei kornstorleikane som med størst sannsyn vert erodert, transportert og avsett i Vangsvatnet. Ein oversikt over prøvane som er nytta i dette studiet er gitt i tabell 4.1. Den viser både lokalitetsnummer, koordinatar, kva avsetning prøven stammar frå, den sikta kornstorleiken og massen til dei sikta prøvane. Nummerering av lokalitetane og tolking av avsettingane er gjort av Fjellheim (2018). Figur 4.4 viser eit oversiktskart, frå Fjellheim (2018), der lokalitetane er teikna inn.

Tabell 4.1. Oversikt over dei ulike nedslagsprøvene til Fjellheim som har vore brukt i dette studiet, med både lokalitetsnummer, namn (stadnamn), koordinatar og kva type avsetning prøvane er tekne frå, i følgje Fjellheim (2018). Det er også teke med massen til dei sikta prøvene for dei respektive kornstorleikane.

Lokalitetsnummer	Namn	Koordinatar (UTM)	Type avsetting	Kornstorleik ( $\mu\text{m}$ )	Masse (g)
1	Grustak Bjørkemoen	32V 0364400 6724621	Glasifluvial avsetting	<45	3,3768
1	Grustak Bjørkemoen	32V 0364400 6724621	Glasifluvial avsetting	45-63	3,0703
4	Langs elva Vosso ved gangbru	32V 0359011 6723244	Fluvial avsetting	<45	3,066
4	Langs elva Vosso ved gangbru	32V 0359011 6723244	Fluvial avsetting	45-63	2,5189
6	Bordalsgjelet	32V 0359039 6722264	Forvittringsmateriale av fyllitt	<45	2,8771
6	Bordalsgjelet	32V 0359039 6722264	Forvittringsmateriale av fyllitt	45-63	1,6201
10	Sætre	32V 0356955 6721969	Fluvial avsetting med stor andel forvittra fyllitt	<45	2,3799
10	Sætre	32V 0356955 6721969	Fluvial avsetting med stor andel forvittra fyllitt	45-63	0,7915
14	Mjølfjell	32V 0382461 6730594	Fluvial avsetting	<45	2,9998
14	Mjølfjell	32V 0382461 6730594	Fluvial avsetting	45-63	1,4769
15	Eggjareir	32V 0380262 6728044	Fluvial avsetting	<45	3,1341

15	Eggjareir	32V 0380262 6728044	Fluvial avsetting	45-63	4,0852
23	Rekvesøyane	32V 0352980 6724201	Fluvial avsetting	<45	3,4626
23	Rekvesøyane	32V 0352980 6724201	Fluvial avsetting	45-63	3,3455
28	Tvildemoen, ved Voss Vind	32V 0360120 6724687	Fluvial avsetting	<45	2,5991
28	Tvildemoen, ved Voss Vind	32V 0360120 6724687	Fluvial avsetting	45-63	1,8186

Lokalitetskart for nedslagsfeltprøver fra Vossovassdraget



Figur 4.4. Figuren er henta frå (Fjellheim, 2018) og viser kvar dei ulike nedslagsfeltprøvene og kjernane hennar vart tekne. Nedslagsfeltprøvene er merka med lokalitetsnummer, medan kjernane er merka med namn (t.d. VATG316). Øvst til høgre i figuren er teiknforklaringa til karta.

### 4.3 Feltarbeid

Den 23.mai 2018 vart det teke seks sedimentkjernar med aukande avstand frå innløpet til Vosso (figur 4.5), høvesvis VATG-118, -218, -318, -418, -518 og -618 (figur 4.5). Koordinatane til borelokaliteten til dei seks kjernane, samt djup, lengde og avstand for innløpet til Vosso er gitt i tabell 4.2.



Figur 4.5. Kart som viser borelokaliteten til kvar av dei seks kjernane: VATG-118, -218, -318, -418, -518 og -618. Elvane Vosso og Bordalselvi som renn inn i austre del av Vangsvatnet er markert med blå markørar.

Tabell 4.2. Tabellen viser UTM-koordinatane og djupa i Vangsvatnet der VATG-118, -218, -318, -418 -518 og -618 vart teke. Det er også oppgitt avstanden til borelokaliteten frå innløpet til Vosso, samt kva type kjerne som er tatt og datoen. G.C. er ein forkorting for gravitasjonskjerne ('Gravity Core').

Kjerne	Koordinatar (UTM)	Djup (m)	Avstand frå innløpet til Vosso (m)	Lengde (cm)	Type/dato
VATG-118	32 V 0358051 6723142	50.7	351,31	87,5	G.C./23.05.2018
VATG-218	32 V 6723162	53.1	506,37	133	G.C./23.05.2018
VATG-318	32 V 0357683 6723178	53.8	721,64	97	G.C./23.05.2018
VATG-418	32 V 0357568 6723183	54.9	834,89	128	G.C./23.05.2018

VATG-518	32 V 0357478 6723166	57	924,05	120,5	G.C./23.05.2018
VATG-618	32 V 0357413 6723230	57.1	996,55	135	G.C./23.05.2018

## 4.4 Laboratoriearbeid

### 4.4.1 Logg, MS og XRF

Innsjøkjernar kan skildrast ved å dela dei inn i ulike einingar, der sedimenta har visse kjenneteikn. Å velje kvar skiljet mellom einingane skal vera kan t.d. baserast ut i frå visuell logging og/eller data frå høgoppløyselig overflateskanning (Bøe et al., 2006). Det kan bli tatt høgde for blant anna farge, kornstorleik, MS og XRF-data. Kjernane i dette studiet var svært mørke, noko som gjorde det vanskeleg å definere tydelege endringar i sedimenta visuelt. Dermed vart inndelinga basert på MS-data, fordi alle seks kjernane har ein liknande trend i MS-verdiane. Det bli antekt at ved flaum vil elva mest truleg erodere i avsettingane som er i nedslagsfeltet (figur 4.1) og dermed auke avsettinga av minerogent materiale i Vangsvatnet. Titan er tilstades i dei fleste bergartar og såleis er telleraten eit mål på mengde minerogent materiale i sedimenta (Gilli et al., 2013). Dermed er det telleraten av titan som vert nytta frå XRF-skanninga.

MS-dataa frå overflateskanninga kan stort sett delast inn i tre einingar: A-C. Eining C er den djupaste eininga som kjenneteiknast med liten variabilitet og relativt låg MS som stort sett varierer mellom  $5-20 \text{ SI} \times 10^{-5}$ . Denne eininga er ikkje observert i VATG-118, som er berre 87,5 cm lang. B kjenneteiknast med ein stigande trend i MS-verdiane. Amplituden i både C og B har stort sett eit utslag på maks  $10 \text{ SI} \times 10^{-5}$ . I eining A er trenden tilnærma horisontal att. Amplituden kan ha eit mykje større utslag (opp til  $70-80 \text{ SI} \times 10^{-5}$  i VATG-418) enn i C og B. MS-verdiane i A varierer mellom 10 til  $80-190 \text{ SI} \times 10^{-5}$  og 20 til  $50 \text{ SI} \times 10^{-5}$  avhengig av avstanden kjernen har frå innløpet til Vosso.

Det er funnet både ein type lyng eller mose som truleg veks i rolege delar av Vosso, lauv, trebitar og barnåler i sedimentkjernane. Døme på korleis desse kan sjå ut er vist i figur 4.6.

Mengda organiske makrofossil minkar frå VATG-118 til VATG-618, og aukar generelt oppover i kjernane.



Figur 4.6. Nokre av dei store organiske makrofossila som har vore funnet i dei ulike kjernane. Makrofossila heilt til venstre vart funnet ved 30 cm djup i VATG-218, og er lyng eller mose som truleg veks i rolege delar av Vosso. Vidare frå venstre er det avbilete av eit lauv, ein trebit og ein barnål. Skalaen på måleteipen under makrofossila er i cm.

## VATG-118

VATG-118 (figur 4.7) er den kjernen som er nærmast innløpet til Vosso. Med ein lengde på 87,5 cm er den også den kortaste av dei seks gravitasjonskjernane. Sedimenta i kjernen inneheld generelt store mengder makrofossil. Fargen på sedimenta varierer mellom lys og mørk brun. Kornstorleiken i sedimenta varierer frå sandig silt til medium sand.

### Eining B:

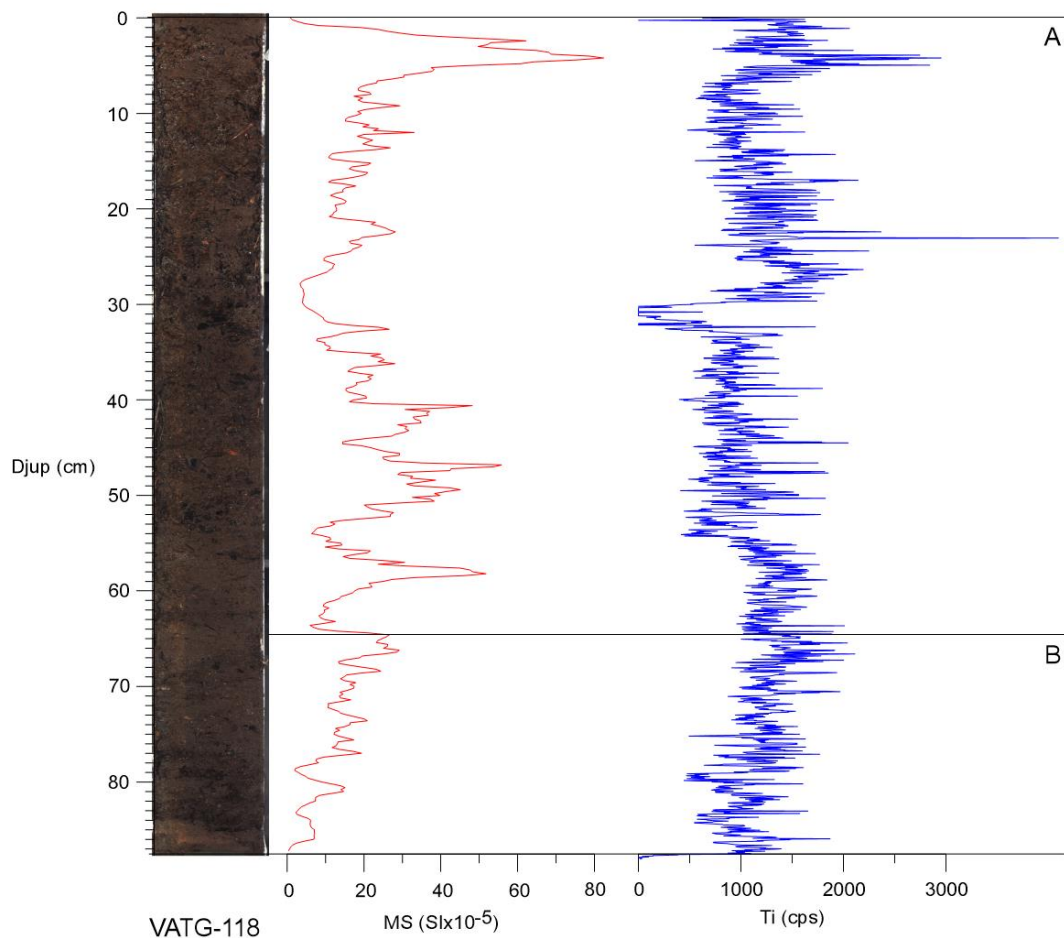
Eining B går frå botn av kjernen ved 87,5 cm til 65 cm djup. Figur 4.3 viser at MS-verdiane har ein stigande trend frå 0 til  $25 \text{ SI} \times 10^{-5}$ . Den høgste MS-verdien er  $30 \text{ SI} \times 10^{-5}$  ved 66 cm djup.

Telleraten av titan har også ein stigande trend gjennom eininga, frå 1000 til 1500 cps. Dei høgste telleratane ligg kring 2000 cps, medan dei lågaste er 450 cps.

#### Eining A:

Frå 65 cm til toppen av kjernen er definert som eining A. Bilete av kjernen (figur 4.3) viser ingen tydeleg visuell skilnad mellom einingane, anna enn at det vert gradvis meir organiske makrofossil. Derimot viser MS-verdiane at det ikkje lenger er ein stigande trend, og variabiliteten aukar. Den høgaste toppen er på ca.  $80 \text{ SI} \times 10^{-5}$  ved 4 cm djup, medan den lågaste verdien er  $1 \text{ SI} \times 10^{-5}$  heilt i toppen av kjernen. Generelt varierer verdiane dei lågaste verdiane mellom  $5\text{-}15 \text{ SI} \times 10^{-5}$ , og dei høgaste mellom  $25\text{-}50 \text{ SI} \times 10^{-5}$ . I overgangen mellom A og B søkk telleraten av titan frå 1500 til 1200 cps. Den har ein søkkande trend mot 30 cm djup frå 1200 til 0 cps. Ved 30 cm djup er overflata til VATG-118 noko ujamn, som gjer at det er for brå overgangar i overflata til at XRF-skannaren kan måle telleraten med rimeleg sikkerheit. Dermed får punkta med for brå overgang automatisk 0 cps i tellerate fordi dei reknast som ugyldige. Den lågaste, gyldige telleraten er 80 cps. Vidare stig telleraten til 1700

cps ved 27 cm og har ein søkkande trend mot 1400 cps i toppen av kjernen. Ved 23 cm er det ein topp på 4100 cps, som er den høgaste telleraten av titan i VATG-118.



Figur 4.7. Bilete av overflaten til VATG-118 er vist til venstre i figuren. Den raude og blå kurva er høvesvis MS og telleraten av titan frå overflateskanningane. Kjernen er delt inn i to einingar: A og B. Telleraten av titan har ein oppløysing enn MS (0,05 cm mot 0,2 cm). I B er det det ein stigande trend i både MS og telleraten av titan, medan i A er det auka variabilitet.

## VATG-218

VATG-218 (figur 4.8) er totalt 133 cm lang, og kan delast inn eining A (0-68 cm), B (68-104 cm) og C (104-133 cm). Sedimenta er stort sett brune med svake fargeskilnadar på grunn av varierende innhald av organiske makrofossil. Kornstorleiken varierer mellom silt og veldig fin sand.

### Eining C:



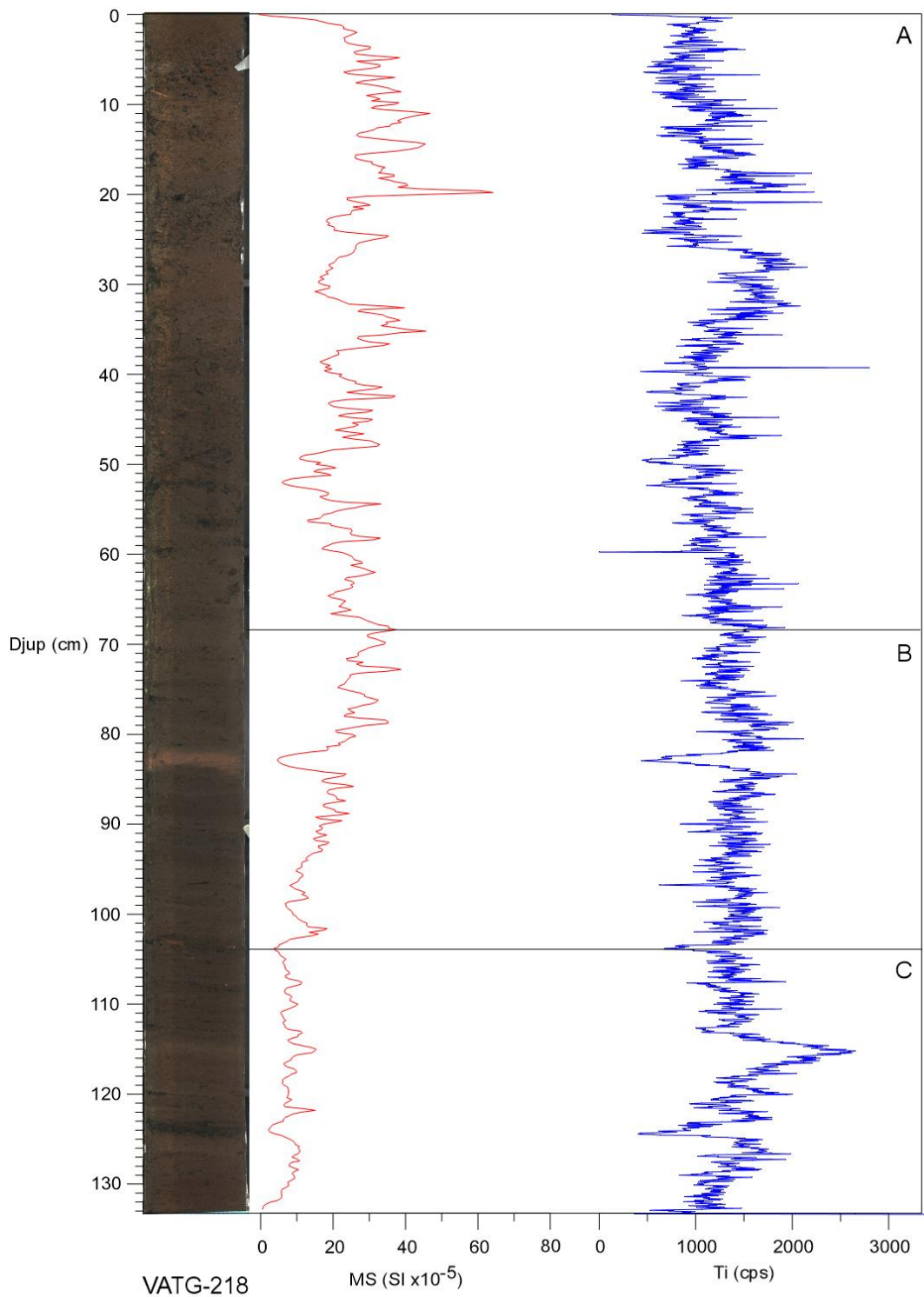
Ved 124 cm djup er det observert eit mørkt lag, beståande av organisk materiale, og ved 115 cm djup er sedimenta litt lysare. MS i eining C varierer stabilt mellom 5 og 15 SI  $\times 10^{-5}$ , med ein botn på 2,5 SI  $\times 10^{-5}$  ved 124 cm djup. Telleraten av titan er ikkje like stabil. Først er det ein aukande trend frå 1000 cps i botn av eininga til 2500 cps ved 115 cm djup, med ein botn på 400 cps ved 124 cm djup. Deretter søkk verdiane til 1100 cps, og ligg stabilt mellom 1000 og 1500 cps fram til 104 cm djup.

#### Eining B:

I skiljet mellom B og C ser sedimenta litt mørkare ut og inneheld mykje makrofossil. Ved 82-84 cm djup er det eit lysare lag. Gjennom eininga er det ein stigande trend i MS frå 5 til 40 SI  $\times 10^{-5}$ , og målingane kan variere med opp til 15 SI  $\times 10^{-5}$ . Ved 83 cm djup er det ein klar botn som skil seg ut med 5 SI  $\times 10^{-5}$ . Telleraten av titan startar med ein botn på 650 cps, og har ein svak stigande trend mot 1500-2000 cps ved 84 cm. Deretter søkk telleraten til 450 cps ved 83 cm, før den stig til 1500-2000 cps att. Vidare er det ein søkkande trend mot toppen av eininga til 1200-1500 cps.

#### Eining A:

Igjen er det ingen tydeleg visuell overgang mellom A og B. Mengda makrofossil aukar mot toppen av kjernen. MS-verdiane varierer mellom 10-20 SI  $\times 10^{-5}$  og 50 SI  $\times 10^{-5}$ , med ein topp på 65 SI  $\times 10^{-5}$  ved 20 cm djup. I dei øvste 2 cm søkk MS-verdiane frå 25 til 0 SI  $\times 10^{-5}$ . Gjennom eininga er det ein svakt søkkande trend i telleraten av titan frå 1500-1700 cps ved 68 cm til 1000-1400 cps i toppen kjernen, med unntak mellom 42 og 28 cm djup. Der er stig telleraten frå 750 cps til 1800 cps, og ved 39 cm djup er det ein topp på 2800 cps. Ved 60 cm djup er telleraten 0 cps, men dette punktet er markert som gyldig. Dermed er det ikkje ein brå endring i overflata som er årsaka til den låge verdien.



Figur 4.8. Figuren viser frå venstre: Bilete av VATG-218, MS (raud) og telleraten av titan (blå). Kjernen er delt inn i tre einingar (A-C). C har relativt låge MS verdiar kring  $5\text{-}15 \text{ SI} \times 10^{-5}$ , medan telleraten av titan varierer meir (500-2500 cps). I B har MS ein stigande trend, medan telleraten har ein svakt søkkande trend. Ved ca. 83 cm er det ein botn i både MS og telleraten av titan. MS og telleraten har størst variasjon i A, og MS har generelt høgare verdiar. I telleraten er det ein søkkande trend.

## VATG-318

VATG-318 (figur 4.9) er totalt 97 cm lang, og kan delast inn einingane A, B og C. Mengda og storleiken av organiske makrofossil aukar oppover i kjernen. Fargen på sedimenta varierer mellom lys og mørk brun. Sedimenta består av silt til siltig sand.

### Eining C:

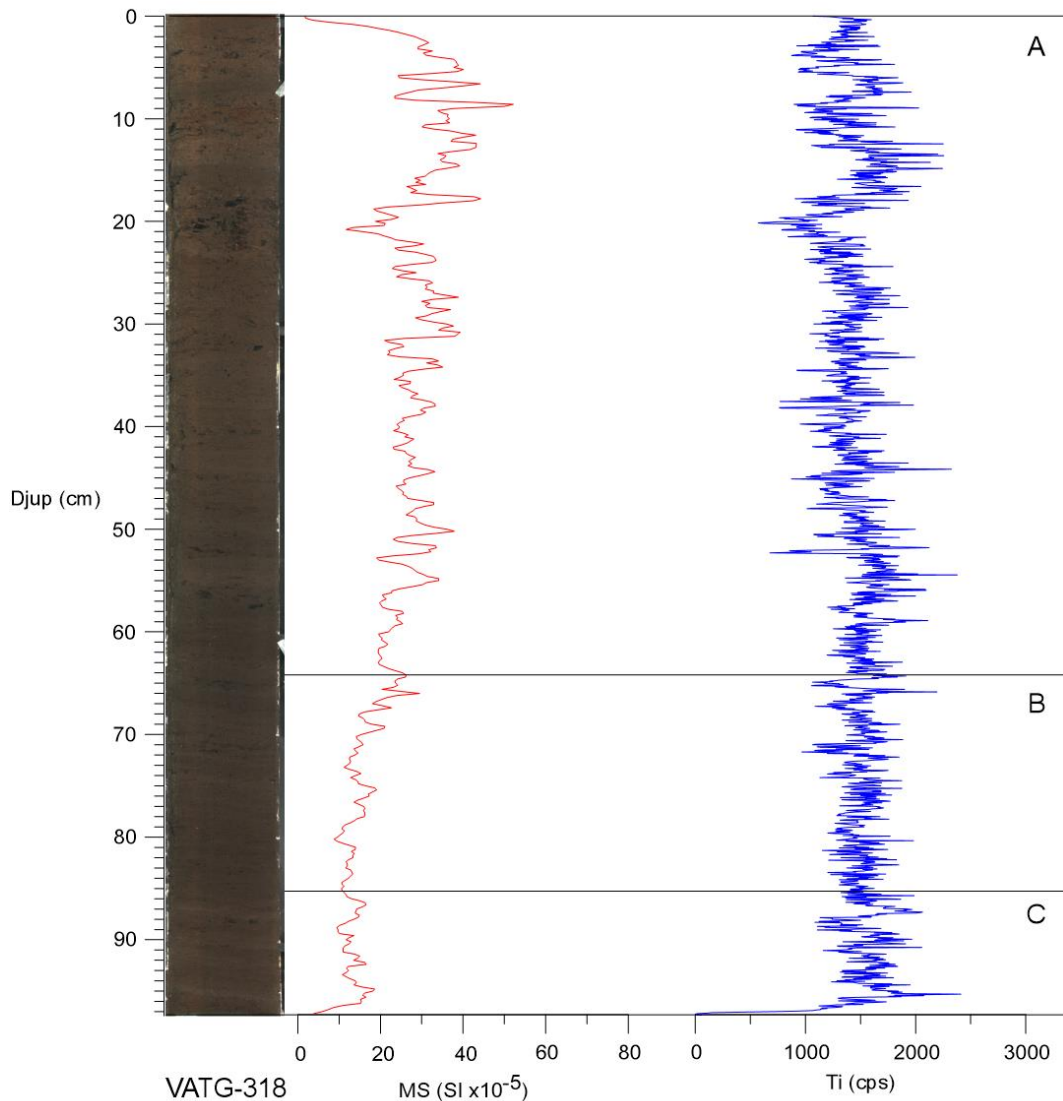
Eining C strekker seg frå botn av kjernen til 85,5 cm djup. Visuelt kan det observerast fire svakt lysare lag ved 95, 93, 90 og 87 cm djup. Gjennom eininga varierer MS-verdiane stabilt mellom 10 og 20 SI  $\times 10^{-5}$ . Telleraten av titan har også ein stabil variasjon gjennom eininga, og telleraten ligg mellom 1000 og 2000 cps. Ved 95 cm er det ein topp på 2400 cps. Det ser som at dei høgare MS-verdiane og telleraten av titan i eininga korrelerer med dei lyse laga.

### Eining B:

B går frå 85,5 cm til 64 cm djup. Den visuelle endringa frå C til B er at dei lyse laga er litt mindre tydelegere, så det er ikkje ein skarp grense mellom einingane visuelt sett. MS har ein stigande trend frå botn til toppen av eininga. Verdiane stig frå 10 til 25 SI  $\times 10^{-5}$ , med ein topp på 30 SI  $\times 10^{-5}$  ved 66 cm djup. Amplituden kan ha ein utslag på kring 5-10 SI  $\times 10^{-5}$ . Telleraten av titan har ein svak stigande trend frå 1200-1400 cps til 1400-1800 cps gjennom eininga, med ein topp på 2200 cps ved 66 cm djup. Det er også nokre botnar på 1000-1100 cps ved 72, 67 og 65 cm djup.

### Eining A:

Frå B til A (0-64 cm djup) er det heller ikkje noko stor visuell endring mellom einingane. MS-verdiane har ikkje lenger ein stigande trend og varierer mellom 20 og 45 SI  $\times 10^{-5}$ , med unntak ved 21 og 8,5 cm der det høvesvis er ein botn og topp med verdiane 10 og 50 SI  $\times 10^{-5}$ . Frå botnen av eininga til 20 cm er det ein søkkande trend i telleraten av titan frå 1400-1800 cps til 500-1000 cps. Det er også ein botn på 650 cm ved 52 cm og ein topp på 2300 cps ved 44 cm djup. Vidare stig telleraten til 1600-1900 cps ved 14 cm djup, med nokre toppar på 2250 cps ved 15, 14,5 og 13,5 cm djup. Deretter er det ein søkkande trend mot 1300-1600 cps.



Figur 4.9. VATG-318 er delt inn i A, B og C ut i frå variasjonen i MS-verdiane. I C er det liten variasjon og MS-verdiane er kring 10-20  $SI \times 10^{-5}$ . Deretter er det ein stigande trend i B, før verdiane flater ut i A og variasjonen aukar (20-45  $SI \times 10^{-5}$ ). For telleraten av titan er det litt større variasjon i C (1000-2500 cps) enn i B (1000-2000 cps), og i A aukar variasjonen att og det er ein svakt søkkande trend gjennom eininga (500-2500 cps).

## VATG-418

VATG-418 er delt inn i einingane A-C som vist i figur 4.10. I motsetnad til sedimenta i VATG-118, -218 og -318, har sedimenta i VATG-418 ein gråtone i seg. Kornstorleiken varierer stort sett mellom silt og sandig silt, men det er også noko fin sand i toppen av kjernen ved 6-7 cm djup.

### Eining C:

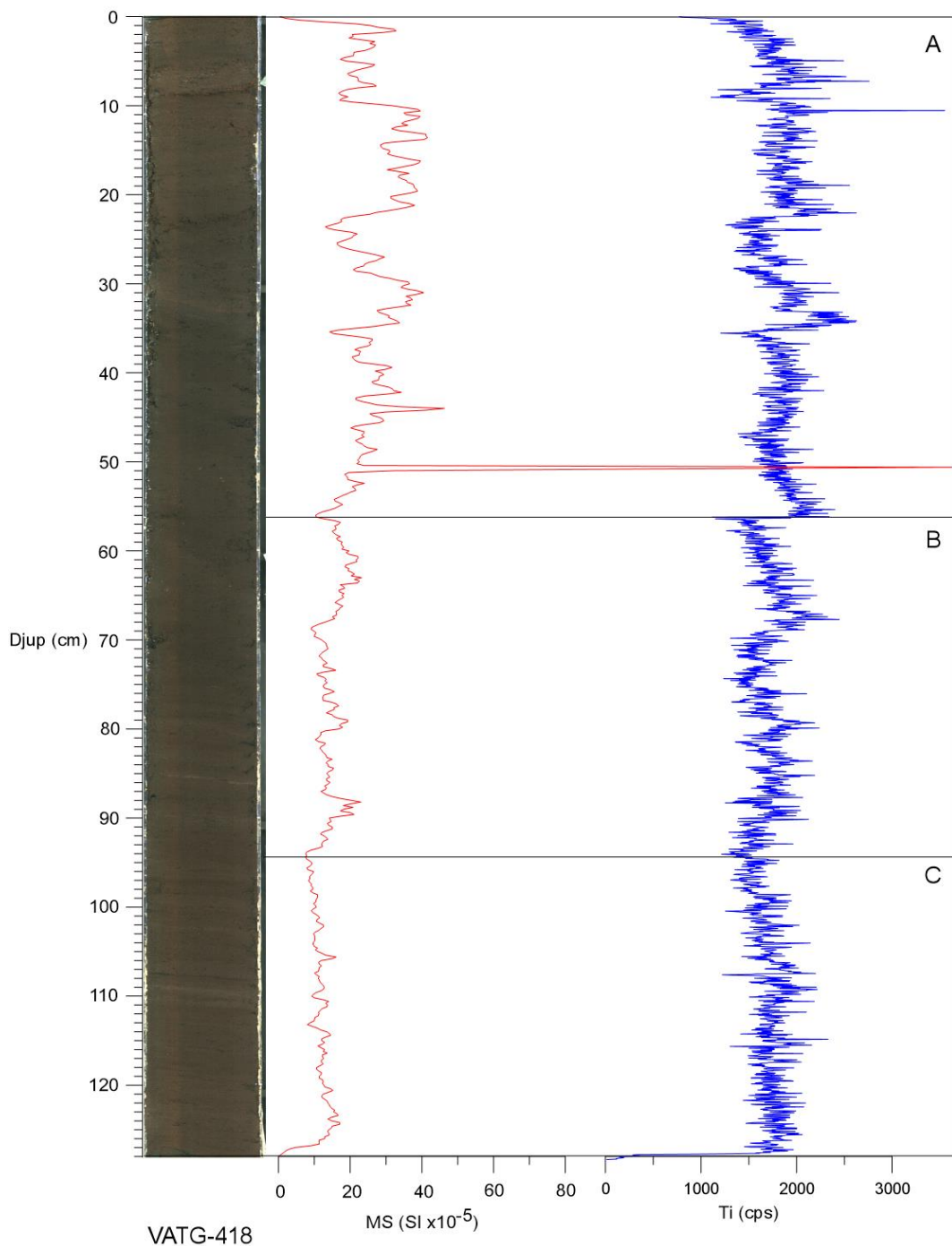
Eining C går frå botn av kjernen til 94 cm djup. Visuelt vert det observert nokre lyse lag kring 110 cm djup, elles vekslar det mellom grå og lys grå sedimenter, og nokre tynne svarte lag. I denne kjernen har MS-verdiane i C ein søkkande trend frå ca. 15 til 5 SI  $\times 10^{-5}$ , og amplituden i målingane har eit utslag på maks 5 SI  $\times 10^{-5}$ . Telleraten av titan har også ein søkkande trend frå 1500-2000 cps til 1200-1600 cps. Den varierer stort sett med ca. 300 cps.

#### Eining B:

B strekker seg frå 94 til 56 cm djup. Igjen kan det ikkje observerast ein tydeleg endring mellom einingane visuelt. MS-verdiane går over i ein stigande trend frå 5 til 15 SI  $\times 10^{-5}$ . I telleraten av titan varierer trenden. Først stig den frå 1300-1600 cps til 1800-2200 cps frå 94 til kring 80 cm djup. Deretter søkk den til 1300-1750 cps ved ca. 70 cm djup, før den stig att til 1950-2450 cps ved 67 cm djup. Til slutt søkk telleraten att til 1300-1600 cps.

#### Eining A:

A går frå 56 cm djup til toppen av kjernen. Overgangen mellom A og B er tydelegast i målingane av telleraten av titan, der den plutselig går frå 1300-1600 cps til 1900-2350 cps. I A varierer MS-verdiane mellom 15 og 45 SI  $\times 10^{-5}$ . Ved 50,5 cm er det ein topp på 190 SI  $\times 10^{-5}$  som er den høgast MS-verdien som er målt med overflateskanning i dette studiet. Trenden til telleraten av titan har ein oppstykkande søkkande trend. Det vil seie at telleraten søkk jamt frå 56 til 35,5 cm djup, frå 1900-2450 cps til 1350-1600, før den stig raskt til 2100-2600 cps ved 34 cm djup. Frå 34 cm djup søkk telleraten vidare til 1350-1800 cps ved 23 cm djup. Deretter stig den raskt til 1950-2600 cps ved 22 cm djup. Vidare søkk telleraten heilt mot toppen av kjernen til 1000-1200 cps, med ein botn på 1100 cps ved 9 cm djup.



Figur 4.10. Overflaten av kjernen (til venstre), MS (raud) og telleraten av titan (blå) i VATG-418. Einingane A, B og C delar kjernen i einingar med utgangspunkt i endringar i MS og telleraten av titan. MS og telleraten har ein søkkande trend i C, og låge MS verdiar. I B er det stigande trend i MS, og telleraten av titan har ein mindre søkkande trend. Vidare aukar variasjonen og verdiane i MS i A. Telleraten av titan vert brått høgare og har så ein «stegvis» søkkande trend. Mellom 50 og 51 cm djup er MS-verdiane målt til å vera 100 og 190 SI  $\times 10^{-5}$ . Dette er dei høgaste MS-verdiane som er målt i dette studiet. Sidan dette ikkje er eitt enkelt punkt, men to punkt som har så høge verdiane er det ikkje nødvendigvis feilmålingar. Kva som skuldast desse høge verdiane er ikkje undersøkt nærmare i dette studiet.

## VATG-518

VATG-518 (figur 4.11) er den kjernen som er nest lengst vekk frå innløpet til Vosso. Den 120,5 cm lange kjernen har blitt delt inn 3 hovudeiningar A-C. A er igjen delt inn i A1 og A2. Det er fordi både A1 og A2 har høge MS-verdiar, men variasjonen er større i A1 enn A2. Dette vert også spegla i telleraten av titan. Sedimenta er litt brunare enn dei i VATG-418, og varierer mellom lysare og mørkare nyansar av gråbrun. Øvst i kjernen er det veldig fin sand til siltig sand, medan elles i kjernen er det sandig silt eller silt.

### Eining C:

Eining C strekker seg frå botn av kjernen til 89 cm djup. Det observerast at sedimenta varierer hyppig mellom lyse og nesten svarte lag. MS-verdiane varierer stabilt mellom 5 og  $10 \text{ SI} \times 10^{-5}$ . Telleraten av titan varierer mellom 1300 og 2100 cps gjennom eininga, med ein amplitude kring 300 cps.

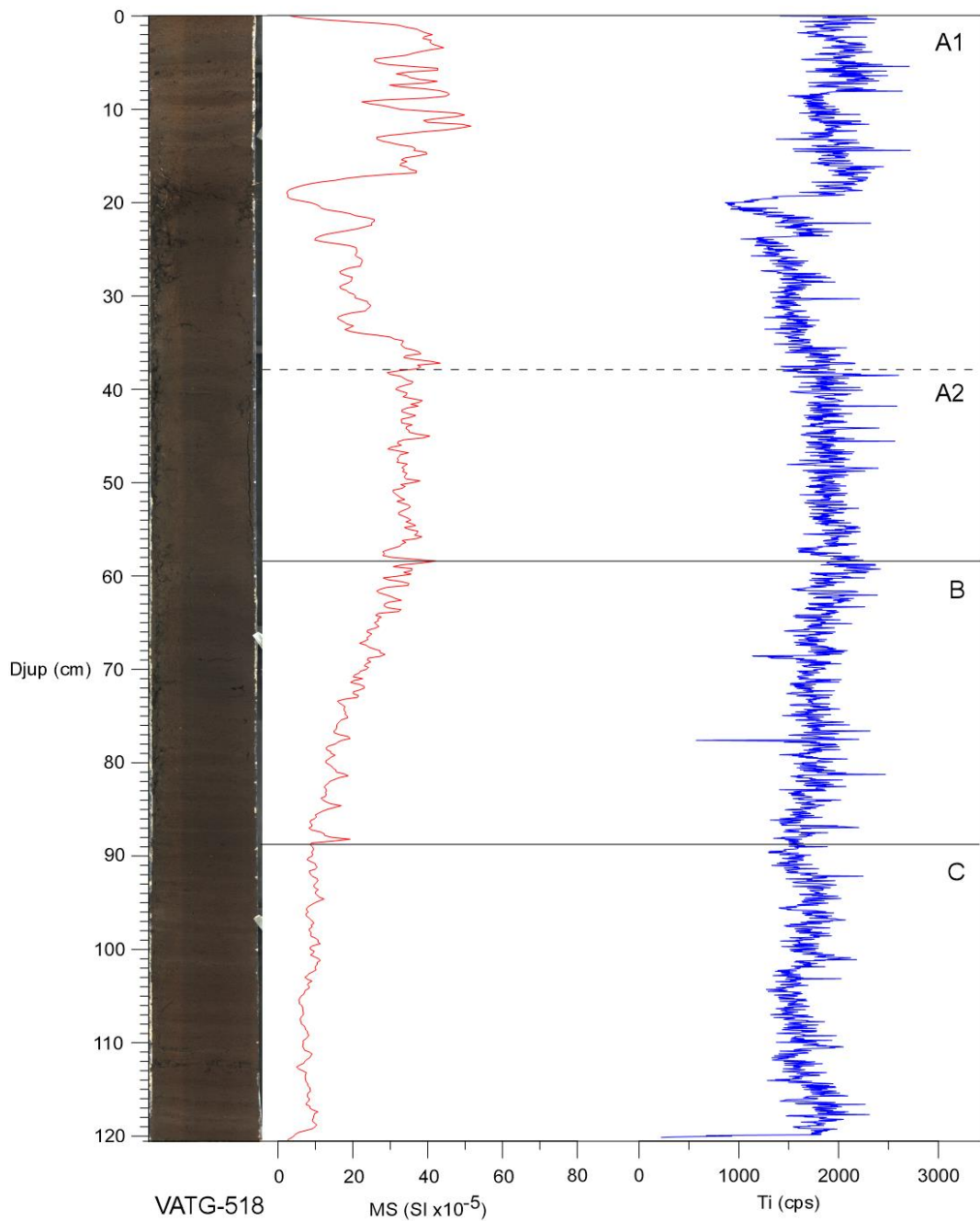
### Eining B:

B (59-89 cm djup) har mindre tydelege fargevariasjonar enn C. Gjennom eininga er det ein stigande trend i MS frå 10 til  $40 \text{ SI} \times 10^{-5}$ , med ein amplitude på ca.  $5-10 \text{ SI} \times 10^{-5}$ . Det er også ein stigande trend i telleraten av titan frå 1500-1700 til 1900-2250 cps. Ved 77,5 cm djup er det ein botn på 550 cps.

### Eining A:

Det observerast at det er få visuelle endringar i sedimenta i eininga, med unntak av dei øvste 15 cm. Der vekslar det mellom brune, lysebrune og gråbrune lag. Den øvste eininga er delt inn i A1 (0-38 cm djup) og A2 (38-59 cm djup). I A2 er det stabil variasjon i MS mellom 30 og  $40 \text{ SI} \times 10^{-5}$ , medan telleraten av titan har ein svakt søkkande trend frå 1900-2250 til 1450-1950 cps. Det er også tre toppar mellom 2550 og 2600 cps ved 45,5, 42 og 38,5 cm djup.

MS-verdiane i A1 har mykje større variabilitet i forhold til A2. Dei varierer stort sett mellom 15 og  $50 \text{ SI} \times 10^{-5}$ . Ved 19 cm djup er MS-verdiane heilt nede i  $2,7 \text{ SI} \times 10^{-5}$ . Telleraten av titan har ein søkkande trend frå 1450-1950 cps ved 38 cm djup til 850-1000 cps ved 20 cm djup. Vidare stig telleraten til 2000 cps ved 19 cm djup, og varierer mellom 1600 og 2400 cps mot toppen av kjernen.



Figur 4.11. Figuren viser overflatebilette av VATG-518, og korleis MS og telleraten av titan varierer med djupet. Basert på MS er kjernen delt inn i C (låg MS og variabilitet), B (stigande MS), A2 (høg MS og låg variabilitet) og A1 (høg MS og høg variabilitet). Telleraten av titan litt søkkande trend i C, svakt stigande trend i B, svakt søkkande tren i A2 og auka variabilitet i A1.

## VATG-618

VATG-618 (figur 4.12) vart henta opp lengst vekk frå innløpet til Vosso, og er den lengste kjernen av dei seks kjernane. VATG-618 er 135 cm lang og kan som VATG-518 delast inn i A1,



A2, B og C. Fargen på sedimenta varierer mellom mørke og lyse nyansar av både brun og gråbrun, men det er ikkje tydelege visuelle skilnadar mellom einingane utanom i A1. Der kan laga observerast meir presist. Kornstorleiken varierer mellom silt og siltig sand.

#### Eining C:

Eininga går frå botn av kjernen til 106 cm djup. MS-verdiane byrjar med å stige frå 5 til 25 SI  $\times 10^{-5}$  ved 128 cm djup, før dei søkk at til 15 SI  $\times 10^{-5}$  ved 125 cm djup. Deretter ligg MS-verdiane stabilt mellom 15 og 20 SI  $\times 10^{-5}$ . Toppen som observerast i MS-verdiane er ikkje observert i telleraten av titan. Telleraten har ein søkkande trend frå 1400-1700 cps til 1200-1500 cps, med ein botn på 1000 cps ved 123 cm djup.

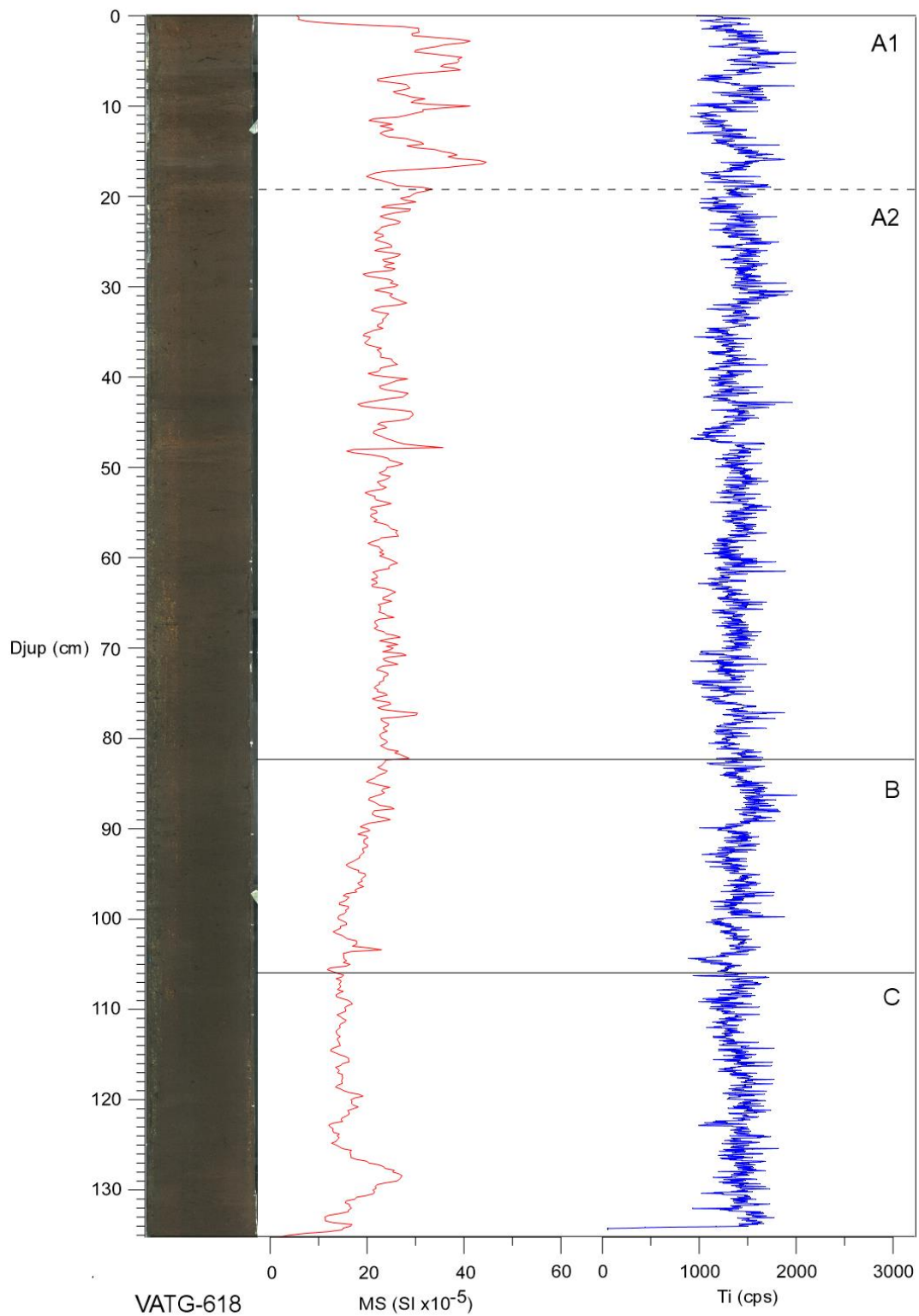
#### Eining B:

B strekker seg mellom 106 og 82 cm djup. Gjennom kjernen er det ein stigande trend i MS-verdiar frå 10 til 30 SI  $\times 10^{-5}$ , med ein tydeleg topp på 25 SI  $\times 10^{-5}$  ved 103,4 cm djup. Det største utslaget til amplituden er kring 5 SI  $\times 10^{-5}$ . Telleraten av titan har ein stigande trend frå 1200-1500 cps til 1500-1850 cps ved 86-88 cm djup, med ein botn på 900 cps ved 104 cm djup. Deretter søkk telleraten mot 1350-1650 cps i toppen av eininga.

#### Eining A:

Eining A strekker seg frå 82 cm djup til toppen av eininga. A1 og A2 vert skilt ved 19 cm djup, grunna auka variabilitet i MS og tellerate av titan. I A2 varierer MS-verdiane mellom 20 og 30 SI  $\times 10^{-5}$ , med ein topp på 35 SI  $\times 10^{-5}$  ved 47,8 cm djup, og botn på 15 SI  $\times 10^{-5}$  ved 48,2 cm djup. Mellom 82 og 35 cm djup varierer telleraten av titan stort sett mellom 1000 og 1700 cps. Frå 35 cm djup stig telleraten frå 1100-1300 cps til 1600-1900 cps ved 30 cm djup. Vidare søkk raten mot 1000-1300 cps i toppen av A2.

I A1 varierer MS-verdiane hovudsakeleg mellom 20 og 45 SI  $\times 10^{-5}$ , og heilt i toppen av kjernen søkk verdiane til 5 SI  $\times 10^{-5}$ . Telleraten av titan varierer mellom 1000 og 2000 cps, med generelt høge verdiar kring 5 og 15 cm djup, og låge verdiar kring 10 cm djup og i toppen av eininga.



Figur 4.12. Kjernen VATG-618 er vist med overflatebilde (til venstre), MS (raud) og telleraten av titan (blå). Den er delt inn i einingar etter korleis MS varierer med djup. I C er det stort sett låge verdiar mellom 10 og 20 SI  $\times 10^{-5}$ . Deretter er det ein stigande trend i B. B går over i A2 med høg MS og låg variabilitet som igjen går over i A1 med høg MS og høg variabilitet.

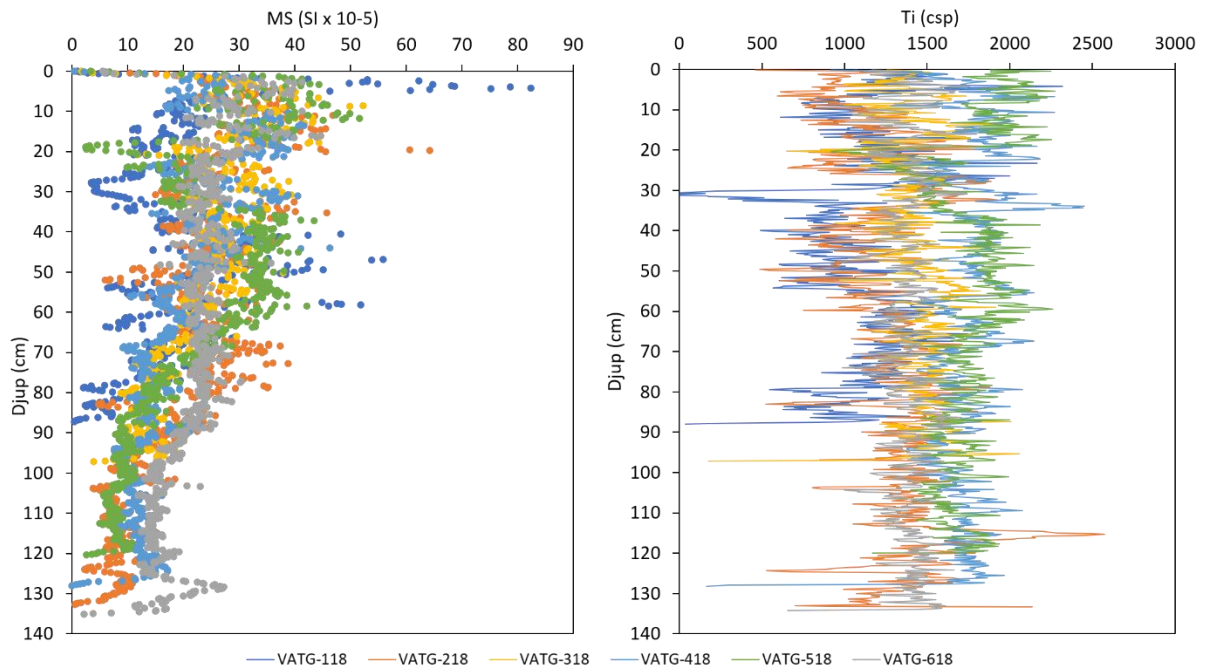
*Telleraten av titan har ein svakt søkkande trend gjennom kjernen, og litt auka variabilitet i A2. Merk: skalaen på X-aksen til MS er annleis enn for dei andre figurane. Dette er gjort for å få betre fram trendar og variasjonar i målingane.*

## MS og telleraten av titan oppsummert

I figur 4.13 er det gjeve ein oversikt over korleis MS og telleraten av titan varierer med djupet i alle kjernane. Presentasjonen er litt kaotisk slik målingane er framstilt i figuren, men det indikerer korleis dei to parameterane endrar seg mellom kjernane når avstanden frå innløpet til Vosso aukar. Verdiane for telleraten av titan er ein gjennomsnitt av kvar 0,2 cm. Det er fordi oppløysinga er så høg at det ville vore for mykje støy til å lese figuren.

Figuren viser at MS-verdiane ligg hovudsakeleg på dei same verdiane sjølv om avstanden utover i Vangsvatnet aukar. I tillegg kan dei same trendane i MS kan observerast i alle kjernane. Den parameteren som endrar seg mest med avstand frå innløpet til Vosso i MS-målingane er amplituden/variabiliteten som minkar utover i innsjøen, særleg mellom 0 og 90 cm djup. Med unntak av nokre toppar i VATG-218, ligg MS-verdiane i VATG-618 systematisk høgare enn i dei andre kjernane frå ca. 70 cm djup og nedover.

Telleraten av titan i dei seks kjernane varierer også i hovudsak mellom dei same verdiane utover i innsjøen, men det kan observerast nokre skilnader. I VATG-118 og -218 er verdiane nokolunde dei same mellom 1000 og 1500 cps, medan i VATG-318, -418 og -518 aukar telleraten høvesvis til kring 1500 cps, 1500-2000 cps og kring 2000 cps. Deretter søkk telleraten att til kring 1500 cps i VATG-618.



Figur 4.13. Figuren viser MS (venstre, punkt) og telleraten av titan (høgre, linjer) i alle dei seks kjernane: VATG-118 (blå), -218 (oransje), -318 (gul), -418 (lys blå), -518 (grøn) og -618 (grå), lagt oppå kvarandre. MS-verdiane er noko lunde lik i alle seks kjernar, men amplituden minkar med avstanden frå innløpet til Vosso. VATG-618 har systematisk høgare MS enn dei andre kjernane frå 80 cm djup og nedover. Telleraten av titan aukar noko frå VATG-118 og -218 til VATG-518. VATG-618 har ca. dei same verdiane som VATG-318.

### Tolking:

Enkelte toppar i MS korrelerer med visuelt synlege, lysare lag, medan botnar i både MS-verdiar og tellerate av titan korrelerer med mørke, organiske lag. Det tolkast til at høgare MS og tellerate av titan kan tyde på relativt auka tilførsel av minerogent materiale. Auka tilførsel av minerogent materiale kan komme av auka vassføring ved t.d. flaum. Vidare har telleraten ein søkkande trend oppover i alle kjernane, bortsett frå VATG-118 og VATG-518, samsvarande med auka mengde organiske makrofossil. Samstundes er det ein aukande trend i MS oppover i kjernane. Det kan tyde på at mengda organiske makrofossil påverkar XRF-målingane i større grad enn MS-målingane, og at tilførselen av minerogent materiale aukar med tida relativt til det organiske.

At det er omtrent dei same MS-verdiane i kjernane utover i Vangsvatnet kan tyde på at «normalsedimentasjonen» er ganske lik med aukande avstand frå innløpet til Vosso med tanke på kva som vert avsett. Sedimenta med dei største amplitudane tolkast til å vera avsett under andre forhold enn «normalsedimentasjonen». Dermed indikerer ein minkande

amplitude utover i innsjøen at signalet frå ekstremhendingar minkar med avstand frå innløpet til Vosso. Ein tolking av kvifor MS-verdiane er systematisk høgare i VATG-618 enn i dei andre kjernane vert gjort i kapittel 4.4.3.

Auken i telleraten av titan i kjernane utover i Vangsvatnet kan henge saman med at mengda organiske makrofossil minkar. Organisk materiale i sedimenter kan som nemnt påverke XRF-målingane. Kvifor telleraten i VATG-618 er lågare kan komme av at avstanden mellom innløpet til Vosso og borelokaliteten gjer at det vert avsett relativt mindre minerogent materiale i forhold til organisk. T.d. vil vassmassane minste energien sin når elva renn inn i innsjøen, og grovare sediment vil bli avsett i nærleiken av innløpet. Dei finaste kornstorleikane kan bli verande i suspensjon i nærmast stillestående vatn. Dermed kan dei transporterast langt ut i innsjøen, forbi borelokaliteten. Ein anna moglegheit er at avstanden gjer at det er mindre sediment i vatnet, slik at den organiske produksjonen i innsjøen er relativt større med avstand frå innløpet til Vosso.

#### 4.4.2 Analyse av endringsraten (“Rates-of-Change”)

Ein antek at ved ein flaum vil sedimenta som vert avsett skilje seg frå bakgrunnsedimentasjonen enten ved å innehalde anna materiale enn det som elva vanlegvis har tilgang til eller at det vil innehalde meir av det same. I tillegg vil ein truleg ved flaum få raskare endringar i ulike parametarar slik som MS-verdiar og telleraten av titan. Derfor vart det gjort ein analyse av endringsraten i både MS- og XRF-dataa. Analysen reknar ut kor mykje parameterane ( $x$ ) endrar seg med djupet:  $\frac{\Delta(x)}{\Delta djup}$ .

Figur 4.14 viser at i VATG-118 er det størst amplitude i endringsraten til MS-verdiane i dei øvste 20 cm og mellom 30-60 cm djup. Også i VATG-218 er amplituden størst i dei øvste 20 cm. Lenger ned i kjernen er amplituden størst ved 30-60 cm og 70-90 cm djup. I VATG-318 er perioden med størst amplitude øvst i kjernen frå 5 cm, ned til 30-35 cm djup. Elles er det relativ liten amplitude med unntak ved ca. 50 og 65 cm djup. Amplituden til endringsraten i VATG-418 stig gradvis oppover i kjernen, med størst utslag ved kring 50 cm djup. Den største og minste verdien er på 436 og -821,5 ved høvesvis 50,8 og 50,6 cm djup. Vidare observerast det at i VATG-518 er amplituden størst ved ca. 90 cm, 60-70 cm, 50 cm, 35-40 cm, og 5-20

cm djup. I den ytste kjernen, VATG-618, vert amplituden gradvis større oppover i kjernen, med størst utslag frå 20 cm djup og opp.

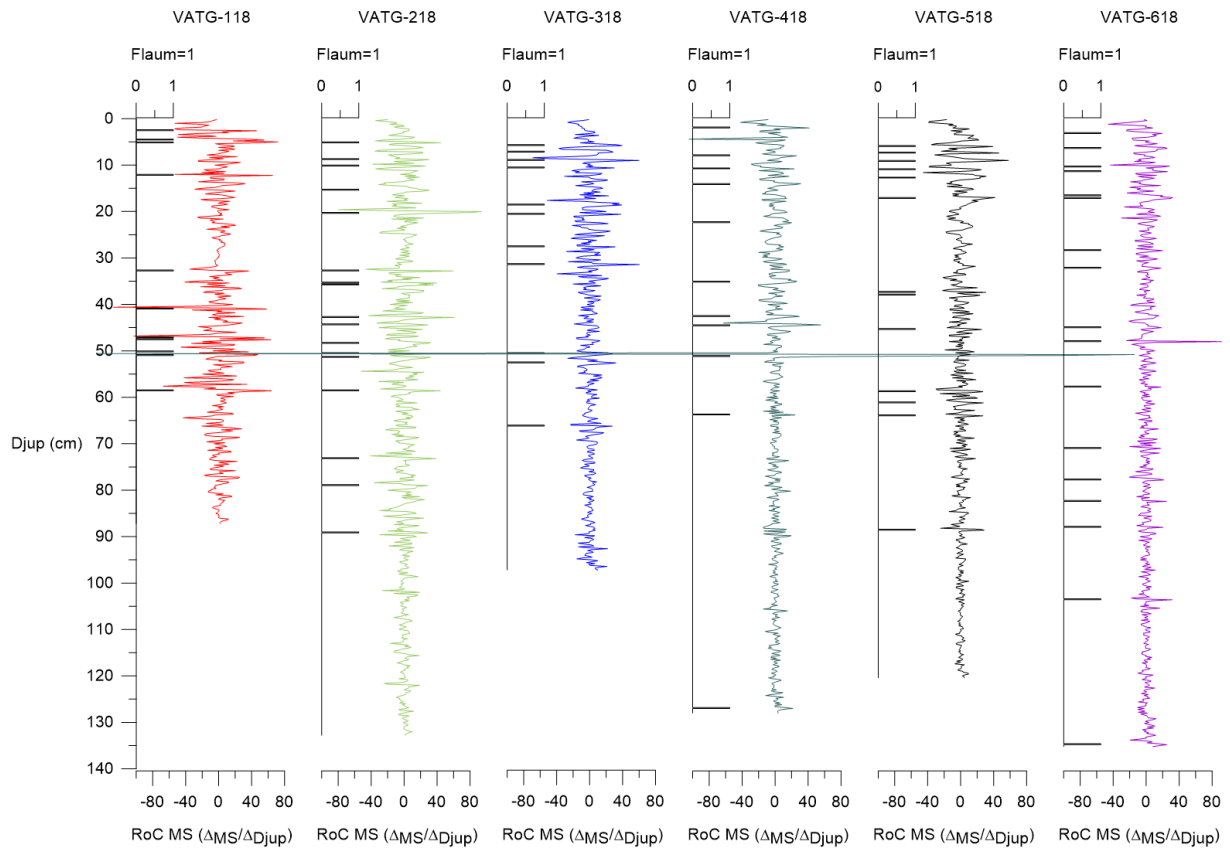
Dei svarte stolpane i figur 4.14-15 representerer punkta der endringsraten overstig verdiane for kva som vert tolka som ein flaum. For å bestemme kva som er flaum og ikkje basert på endringsraten, vart det vald ein terskel ved ein gitt persentil av RoC-verdiane i kvar kjerne. Denne terskelen må vera låg nok til å få med dei fleste flaumane, men høg nok til å skilje ut «naturlege» endringar i målingane. Dette vert drøfta i diskusjonen (kap. 5.1.2) I figur 4.14-15 er det 97-persentilen som vert brukt som terskel.

I figur 4.15 kan ein sjå endringsraten til telleraten av titan. MS og telleraten av titan har ulike måleintervall, høvesvis kvar 0,2 cm og 0,5 mm. For å kunne samanlikne endringsraten til telleraten av titan med MS-verdiane er det tatt eit gjennomsnitt av titan-dataa, slik at dei har same intervall som måleintervallet som MS. Utan dei svarte stolpane som viser kvar endringsraten overstig 97-persentilen hadde det vore vanskeleg å sjå kvar dei store, brå endringane skjer (figur 4.15). Amplituden til endringsraten til telleraten av titan er generelt stor gjennom dei seks kjernane, og endringsraten varierer stort sett mellom -1000 og 1000.

I botn av VATG-118 fram til 65 cm djup er det nokre punkt der endringsraten til telleraten av titan overstig 97-persentilen (figur 4.15). Vidare er det relativt låg endringsrate (dvs. <97persentilen) fram til 35 cm, med unntak av ein punkt ved ca. 50-55 cm djup. Deretter er det fleire punkt der endringsraten er større enn 97-persentilen mot toppen, med unntak ved 10-15 cm djup. Totalt overstig endringsraten 97-persentilen 14 gongar i VATG-118. Vidare i VATG-218 overstig endringsraten 97-persentilen 18 gongar gjennom kjernen. Områdar det er relativt låg endringsrate er dermed 0-10 cm, 27-37cm, 60-78 cm og 112-123 cm djup. I VATG-318 er endringsraten større enn 97-persentilen ved 15 punkt. Djup med relativt låg endringsrate er 0-9 cm, 23-34 cm, 53-66 cm og 72-85 cm djup. Vidare til VATG-148 er endringsraten mindre enn 97-persentilen ved 0-6 cm, 43-56 cm, 57-80 cm, 82-103 cm og 117-127 cm djup. Totalt overstig endringsraten 97-persentilen ved 19 punkt, der dei fleste er mellom 0-50 cm djup. Endringsraten i VATG-518 overstig 97-persentilen ved 18 punkt, også her med hovudvekt i den øvste halve meteren av kjernen. Områdar med relativt låg endringsrate er ved 9-18 cm, 46-68 cm, 69-80 cm og 88-100 cm djup. I VATG-618 er det 21 punkt der endringsraten overstig 97-persentilen. Med unntak av 36-54 cm, 62-77 cm, 80-99

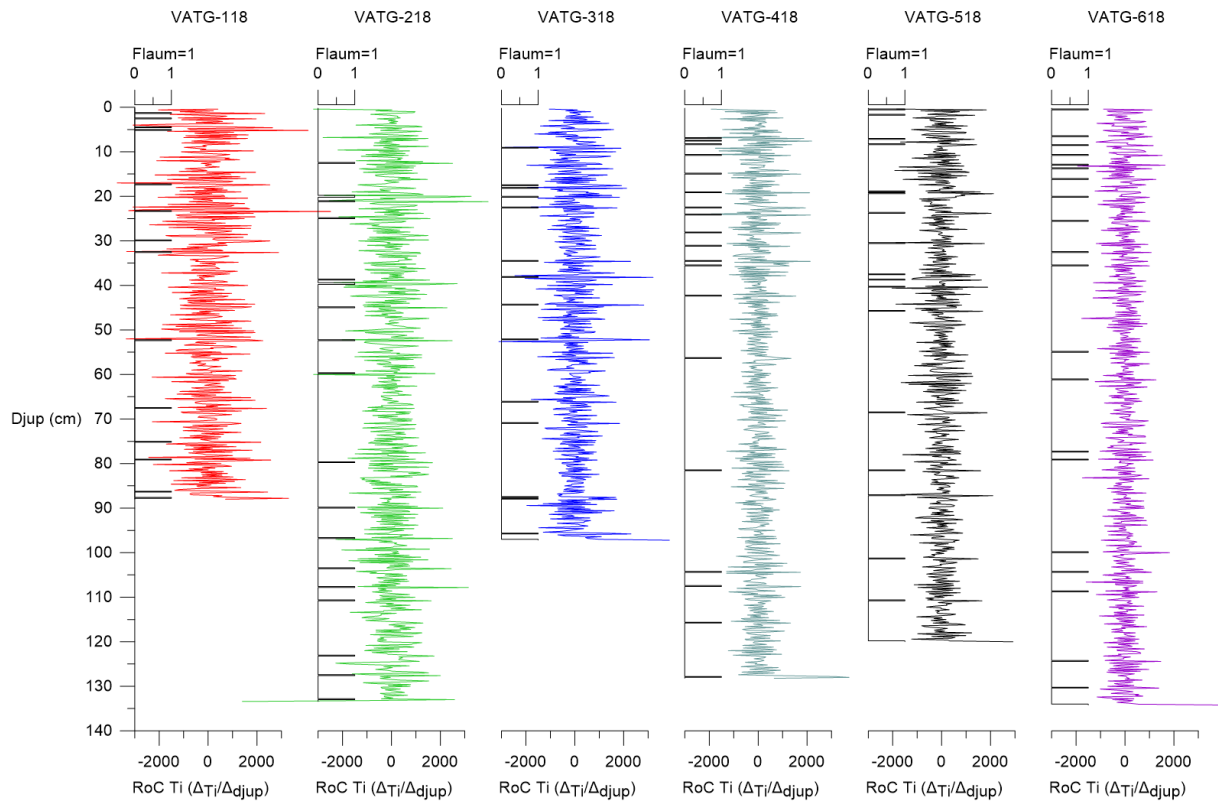
cm og 110-124 cm djup, finn ein desse punkta spreidd i heile kjernen. I dei øvste 40 cm er det størst konsentrasjon av desse punkta, med 11 punkt.

Årsaka til at mengda punkt der endringsraten overstig 97-persentilen varierer mellom dei ulike kjernane er fordi kjernane har ulik lengde, i tillegg til at sedimentasjonsraten kan variere mellom kjernen nærmast og lenger vekk frå innløpet til Vosso. Dersom ein samanliknar MS-verdiane (figur 4.14) og telleraten av titan (figur 4.15) kan ein sjå at endringsraten ikkje overstig 97-persentilen ved dei same djupa og ikkje ved like mange punkt i kvar kjerne. Ein mogelegheit er at dei ulike metodane burde ha ulike terskelverdiar. Støren et al. (2016) viser i sitt studiet, i eit nedslagsfelt på indre Austlandet, at det er mogeleg å skilje mellom snøsmelteflaumar og haustflaumar. Vossovassdraget er prega av både regnflaumar om hausten, og snøsmelteflaumar om våren/sommaren (Roald, 2013, Holmqvist, 2015, Engeland et al., 2018). Dermed kan det vera ein mogelegheit for at dei ulike flaumtypene kan avsette sediment med ulik signatur som den eine metoden fangar betre opp enn den andre. Det som er relativt likt med endringsraten for både MS og telleraten av titan er at den overstig 97-persentilen flest gongar i øvre del av kjernane. Dermed kan ein anta at flaumfrekvensen er relativt høgare i øvre enn nedre del av kjernane.



Figur 4.14. Figuren viser endringsraten til MS med djup i dei seks kjernane høvesvis frå venstre: VATG-118, -218, -318, -418, -518 og -618. Den viser også kva som er markert som flaum med tanke på 97-persentilen av endringsraten (svarte stolpar). Ved ca. 50 cm i VATG-418 er det eit stort utslag i endringsraten til MS-verdiane som går forbi aksane. Det er det same punktet som har den høgaste målte MS-verdien ut av alle målingane i alle kjernane.





Figur 4.15. Figuren viser endringsraten til telleraten av titan med djup i dei seks kjernane høvesvis frå venstre: VATG-118, -218, -318, -418, -518 og -618. Den viser også kva som er markert som flaum med tanke på 97-persentilen av endringsraten (svarte stolpar). Amplituden i endringsraten til telleraten av titan vert mindre frå VATG-118 til -618.

#### 4.4.3 Kappa brigde (paramagnetisk ratio)

Frå kjerne VATG-218, -318, og -618 vart det plukka ut prøvar ved toppane i MS og der endringsraten til MS overstig 97-persentilen. Det er fordi dei sedimenta er tolka til å vera flaumavsette. Dermed representerar resultata frå kjerneprøvane i kapittel 4.4.3 og i 4.4.4 flaumtoppar og ikkje nødvendigvis «normalsedimentasjonen».

Figur 4.16 viser at den paramagnetiske ratioen frå lokalitetane frå Vosso (lokalitet 4) og Raundalselvi (lokalitet 1, 14, 15, og 28) sitt nedslagsfelt ligg på kring 1-1,5, medan ved Bordalselvi (lokalitet 6) og Dryvo (lokalitet 23) er ratioen på opp til 3,7. Ved Sætre (lokalitet 10) er ligg ratioen på kring 2. Den paramagnetiske ratioen varierer med kornstorleik, og er generelt høgare i prøvane med finare partiklar.

I VATG-618 held den paramagnetiske ratioen seg systematisk mellom 1 og 1,5 (figur 4.17). Derimot er det høgare ratio i botn av VATG-218 og -318. Ved kring 120 cm djup i VATG-218 er ratioen 3. Deretter søkk ratioen til 1-1,5 mot 65-70 cm djup i begge kjernane. Vidare er ratioen omtrent den same mot toppen i alle tre kjernane.

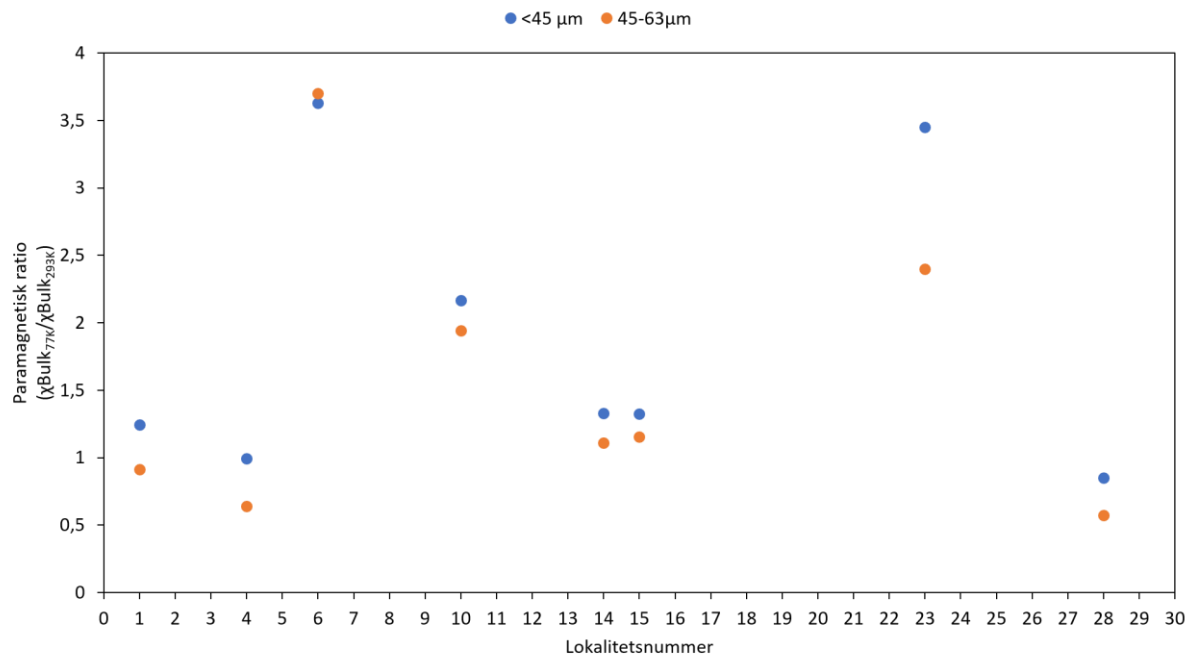
Ved samanlikning av den paramagnetiske ratioen med MS frå overflateskanninga (figur 4.13) ligg kurven til VATG-618 (grå) systematisk høgare enn dei andre frå botn av kjernane til 65-70 cm djup. Ved å studere bilete av området der Vosso og Bordalselvi renn ut, kan det skimtast ein liten avstikkar frå Bordalselvi som går mot nordaust der borelokalitetane til kjernane er.

I metodekapittelet (kap. 3.3.1) vert det nemnt at susceptibiliteten til paramagnetiske mineral vert påverka av absolutt temperatur. Den paramagnetiske ratioen ( $\chi_{\text{bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{bulk}_{293\text{K}}}$ ) til eit sediment er ca. 3,8 når det er paramagnetiske mineral som dominerer (Lanci & Lowrie, 1997). Dermed kan det antakast at i kjeldeområdet til Vosso og Raundalselvi er det i hovudsak ferro/ferrimagnetisk materiale, medan ved lokalitet 6 i Bordalselvi er materialet paramagnetisk. Det vil seie at sedimentar frå Vosso og Raundalselvi gjev truleg eit ferro/ferrimagnetisk signal, medan sediment frå Bordalselvi gjev eit meir paramagnetisk signal.

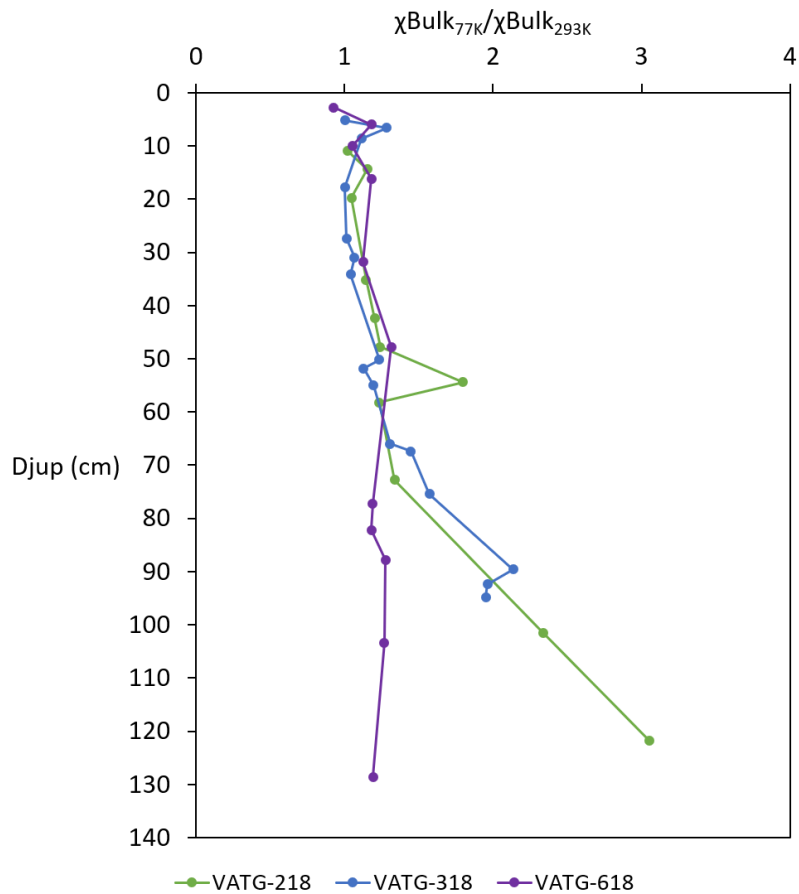
Høg paramagnetisk ratio i botn av VATG-218 og -318 tydar på dominans av paramagnetiske mineral. Den søkkande trenden mot 65-70 cm djup til ein ratio på 1-1,5 indikerer eit skifte frå dominans av paramagnetiske til ferro/ferrimagnetiske mineral. Låg paramagnetisk ratio i VATG-618 og øvre del av VATG-218 og -318 tydar dermed på at MS-verdiane er dominert av ferro/ferrimagnetiske mineral.

Ferro- og ferrimagnetiske mineral har vanlegvis høgare susceptibilitet enn paramagnetiske materialar (Dearing, 1994). Det kan forklare kvifor VATG-618 har ein systematisk høgare MS frå 65-70 cm djup enn dei andre kjernane. Dermed kan det antakast at dersom prøvar frå VATG-118, -418, og -518 vart analysert, ville også dei vist ein høgare paramagnetisk ratio mot botn av kjernane. Det kan sjå ut som om det er to ulike regime over og under 65-70 cm djup.

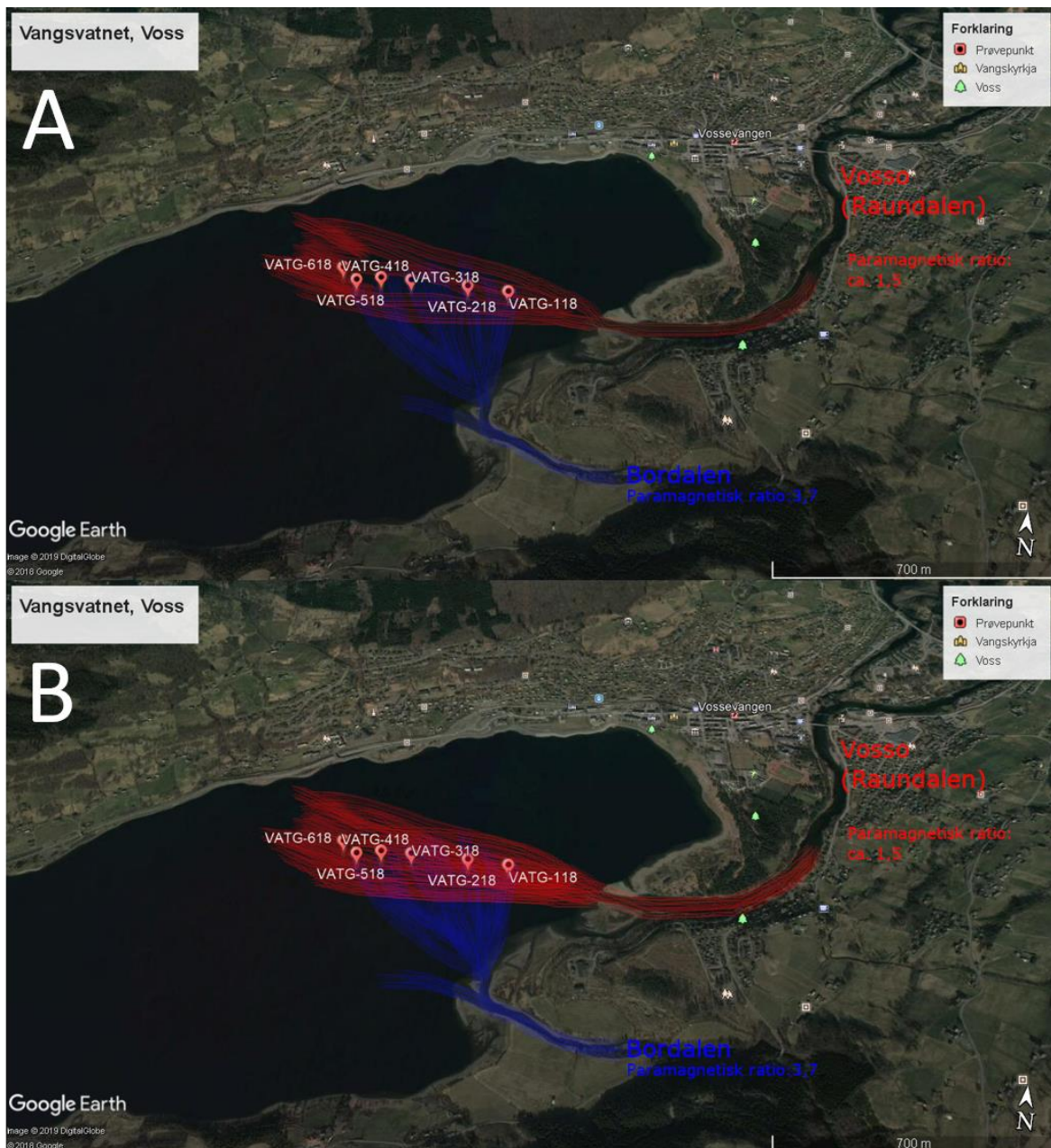
Ein mogleg forklaring på at det er to ulike regime i paramagnetisk ratio i kjernane kan komme av at dei to elvane Vosso og Bordalselvi har tilgang på sediment med heilt forskjellige paramagnetiske eigenskapar. Høg paramagnetisk ratio i botn av VATG-218 og -318 kan tyde meir sediment transportert til borelokaliteten frå Bordalselvi. Den gradvise overgangen til låg paramagnetisk ratio kan tyde på at signalet frå Bordalselvi har vore svekka. Då vart det mest sannsynleg avsett relativt meir materiale frå Vosso i forhold til Bordalsgjelet oppover i kjernen. Dette betyr ikkje nødvendigvis at det er mindre materiale som kjem frå Bordalsgjelet, sidan ferro/ferrimagnetiske partiklar har ein høgare magnetisk susceptibilitet enn paramagnetiske partiklar (Dearing, 1994). Såleis kan det vera at det paramagnetiske signalet vert skjult (forsøkt illustrert i figur 4.18). Andre årsaker til kvifor det er ulike trendar i paramagnetisk ratio i VATG-218 og -318, og kvifor det ikkje er det i VATG-618 vert drøfta nærmare i diskusjonen (kap. 5.3.1).



Figur 4.16. Figuren viser den paramagnetiske ratioen for sedimenta med korstorleik <math><45 \mu\text{m}</math> (blå) og <math>45\text{-}63 \mu\text{m}</math> (oransje) ved dei ulike lokalitetane der nedslagsprøvene vart tekne (figur 4.4). Med unntak av lokalitet 6 har dei finare sedimenta høgare paramagnetisk ratio. Den paramagnetiske ratioen er størst ved lokalitet 6 og 23 (3,7), medan ved lokalitet 1, 4, 10, 14, 15 og 28 ligg den mellom 0,5 og 2. I Fjellheim (2018) vart det teken nedslagsprøvar frå 28 lokalitetar, medan dette studiet har berre anvendt nokre av desse (tabell 4.1). Derfor visast ikkje målingar frå prøvene frå dei andre lokalitetane.



Figur 4.17. Figuren viser den paramagnetiske ratioen i VATG-218 (grøn), -318 (blå), -618 (lilla). Mellom 0 og 70 cm djup er den paramagnetiske ratioen i dei tre kjernane samla mellom 1 og 1,5. Frå 70 cm djup skiljar VATG-218 og -318 seg frå VATG-618 ved at den paramagnetiske ratioen aukar med djupet.



Figur 4.18. I denne figuren er det forsøkt illustrert to scenario:

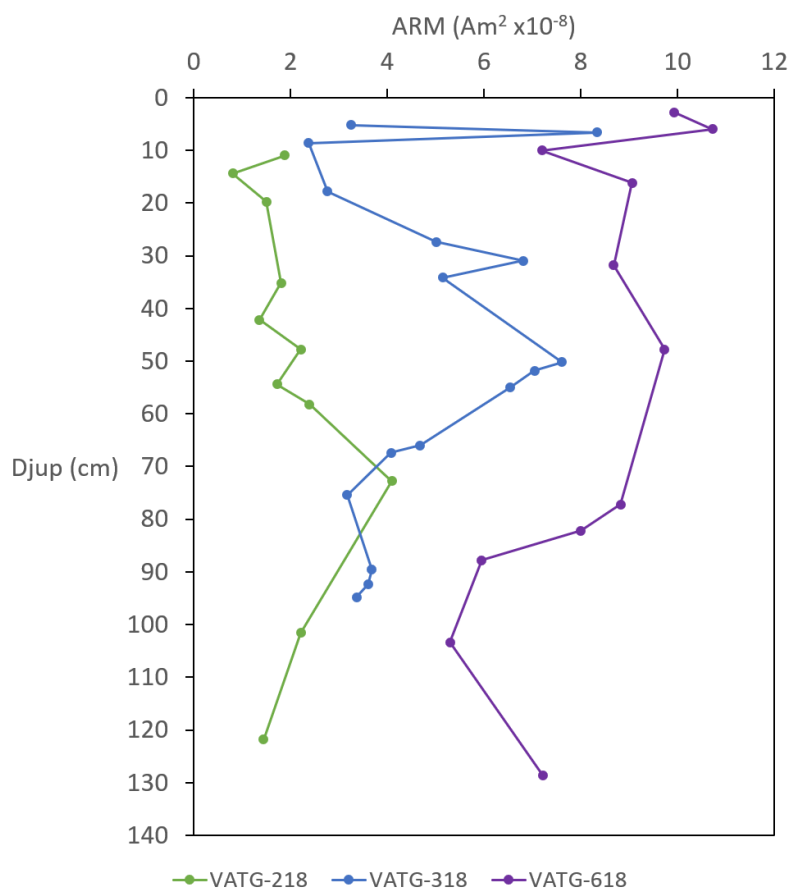
A) Lågare avrenning frå Vosso (raud) som førar til ein relativ høgare akkumulasjon av relativt finare sediment ved VATG-618 i forhold til kjernane nærmare innløpet. Det vil seie at relativt mindre ferrimagnetiske partiklar gjer dei paramagnetiske verdiane som representerer sediment frå Bordalselvi (blå) kjem tydelegare fram.

B) Vosso (raud) har auka avrenning og relativt auka avsetning nærmare innløpet, som så skjuler signalet frå Bordalselvi (blå).

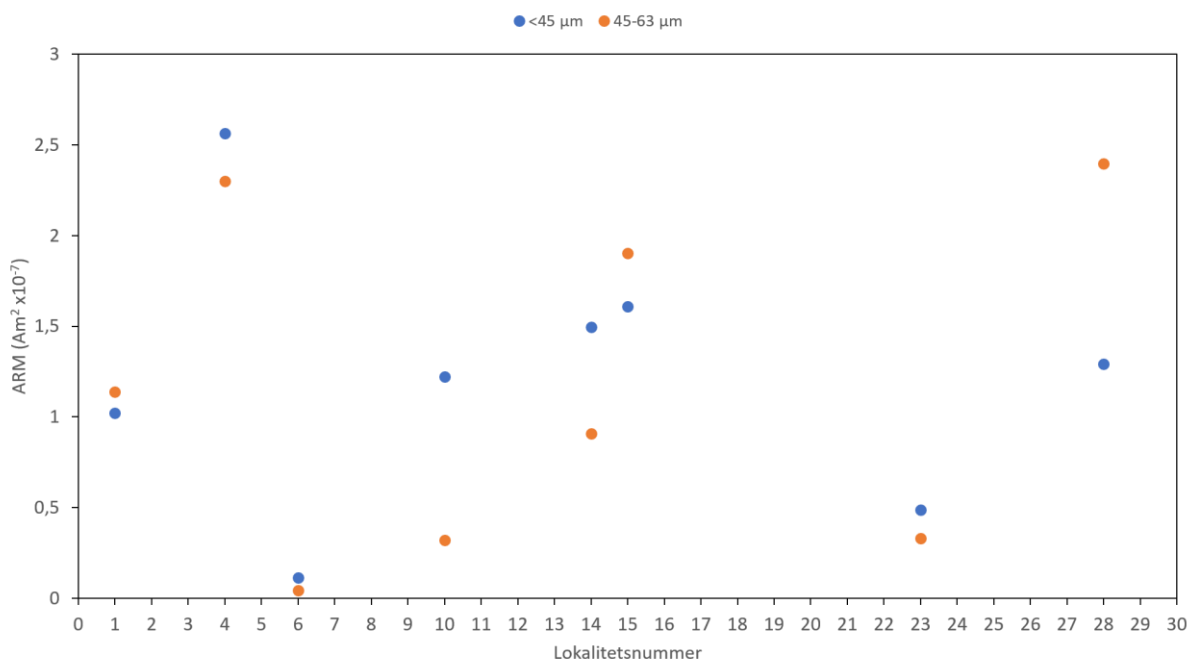
#### 4.4.4 Anhysteretisk remanent magnetisme

I prøvane frå kjernane vert den remanente magnetismen høgare jo lenger vekk frå innløpet til Vosso ein kjem, frå  $2 \times 10^{-5}$  i VATG-218 til  $8-9 \times 10^{-5}$  i VATG-618 (figur 4.19). I tillegg er det generelt høgare ARM i toppen enn i botn av kjernane, med unntak av VATG-218. Den høgaste ARMen i VATG-218 er ca.  $4 \times 10^{-5}$  ved 72,8 cm djup (figur 4.19).

Blant nedslagsfelt-prøvene er det lokalitet 4, som vart teken ved elvebreidda til Vosso, som har høgast ARM (figur 4.20). Av dei andre lokalitetane i kjeldeområdet til Vosso og Raundalselvi er det også relativt høgare ARM i forhold til lokalitet 6 og 23. Sistnemnde var også dei lokalitetane med høgast paramagnetisk ratio (figur 4.16). Ut i frå figur 4.20 kan ein også sjå at ved lokalitet 10, 14, og 28, er det relativt stor skilnad mellom dei to kornstorleik-fraksjonane. Slik som ved den paramagnetiske ratioen, er det liten skilnad mellom  $<45 \mu\text{m}$  og  $45-63 \mu\text{m}$ .



Figur 4.19. Figuren viser korleis ARM endrar seg med djupet i VATG-218 (grøn), -318 (blå), og -618 (raud). Frå VATG-218 til VATG-618 aukar ARM-verdiane. Det også generelt høgare ARM i toppen enn i botn av kjernane, med unntak av VATG-218.



Figur 4.20. Figuren viser korleis ARM endrar seg mellom dei ulike lokalitetane der nedslagsfeltprøvene vart tekne (figur 4.4) og ved <45  $\mu\text{m}$  (blå) og 45-63  $\mu\text{m}$  (oransje). Ved lokalitet 1, 15 og 28 har dei grovare sedimenta høgast ARM, medan ved dei andre lokalitetane er det dei finaste sedimenta som har høgast ARM. Prøven frå lokalitet 6 har lågast ARM, medan prøven frå lokalitet 4 har høgast. I Fjellheim (2018) vart det teken nedslagsprøvar frå 28 lokalitetar, medan dette studiet har berre anvendt nokre av desse (tabell 4.1). Derfor visast ikkje målingar frå prøvene frå dei andre lokalitetane.

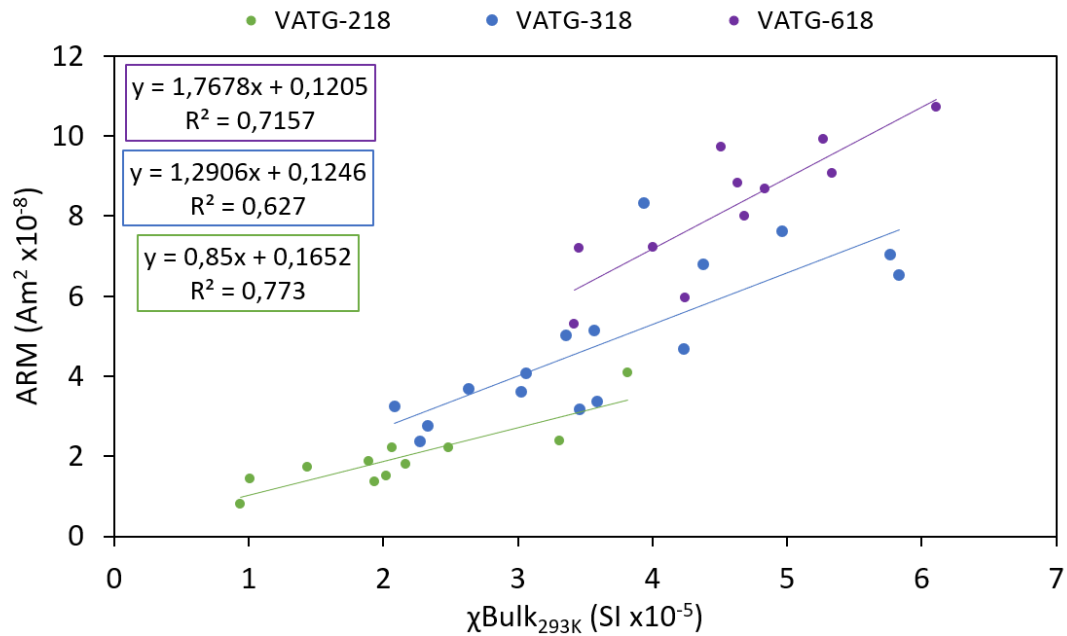
Ved å setje ARM opp mot  $\chi_{\text{bulk}_{293\text{K}}}$  kan ein sjå korleis den magnetiske kornstorleiken og konsentrasjonen av dei magnetiske minerala endrar seg (Paasche et al., 2004). Brattare kurve i diagrammet, indikerer mindre magnetiske kornstorleik (domene), medan auka avstand frå  $x=0$  tydar på auka konsentrasjon av magnetiske mineral (Paasche et al., 2004).

Figur 4.21 viser at forholdet mellom ARM og  $\chi_{\text{bulk}_{293\text{K}}}$  i prøvane frå dei ulike sedimentkjernane samlar seg kring trendlinja til dei respektive sedimentkjernane. Det figuren også viser er at med større avstand mellom innløpet til Vosso og sedimentkjernen, vert trenden til forholdet mellom ARM og  $\chi_{\text{bulk}_{293\text{K}}}$  i prøvane brattare. I tillegg ligg punkta også lengre til høgre i diagrammet, noko som indikerer høgare  $\chi_{\text{bulk}_{293\text{K}}}$ -verdiar. Figur 4.22 viser at nedslagsfeltprøvene med kornstorleiken <45  $\mu\text{m}$  har brattare kurve enn dei ved 45-63  $\mu\text{m}$ . Sedimenta med kornstorleik 45-63  $\mu\text{m}$  har også eit større «spenn» i  $\chi_{\text{bulk}_{293\text{K}}}$ -verdiar.

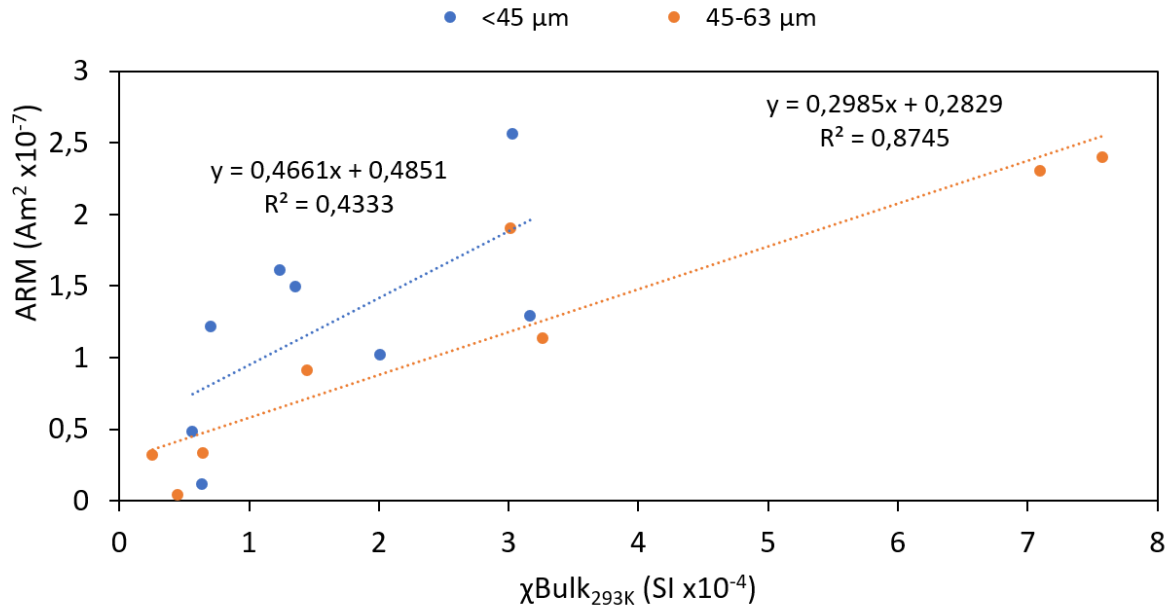
Det figur 4.21 dermed viser er at den magnetiske kornstorleiken og konsentrasjonen høvesvis minkar og aukar frå VATG-218 til VATG-618. Når Vosso renn inn i Vangsvatnet mister straumen gradvis energi med avstand frå innløpet. Dermed mister den også sin



kompetanse, og dei minste kornstorleikane er dei som vert avsett lengst vekke. At dei prøvane med minst kornstorleik har brattast trend blant nedslagsfelt-prøvane, kan tyde på ein samanheng mellom magnetisk og faktisk kornstorleik.



Figur 4.21. Figuren viser forholdet mellom ARM og  $\chi_{Bulk_{293K}}$  i dei ulike prøvane frå VATG-218 (grøn), -318 (blå), -618 (lilla). Brattare kurvar og høgare  $\chi_{Bulk_{293K}}$ , tydar på mindre magnetisk kornstorleik og høgare konsentrasjonar (Paasche et al., 2004). Frå VATG-218 til -618 vert kurven brattare, og  $\chi_{Bulk_{293K}}$  aukar. Avstanden frå VATG-218 til -618 aukar utover i Vangsvatnet, og med aukande avstand frå innløpet til Vosso aukar både ARM og  $\chi_{Bulk_{293K}}$ , noko som tydar på ein viss proporsjonalitet mellom sedimenta og aukande avstand frå innløpet til Vosso.



Figur 4.22. Figuren viser forholdet mellom ARM og  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  i dei ulike prøvane frå nedslagsfeltet ved <45  $\mu\text{m}$  (blå) og 45-63  $\mu\text{m}$  (oransje). Brattare kurvar og høge  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  tydar på mindre magnetisk kornstorleik og høgare konsentrasjonar (Paasche et al., 2004). Dei finare sedimenta har brattare kurve, medan dei grove sedimenta har nokre høgare  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ -verdiar.

#### 4.4.5 Kronologi

##### Blydatering:

Som ein kan sjå i figur 4.23 er det ein tydeleg topp i  $^{137}\text{Cs}$  ved 36,25 cm djup i VATG-218 og -318, og to tydelege toppar i VATG-618 ved 12,25 og 28,25 cm djup. Ved ca. 10 og 15 cm djup i VATG-218 og -318 er det og nokre toppar, men desse er mindre markante.

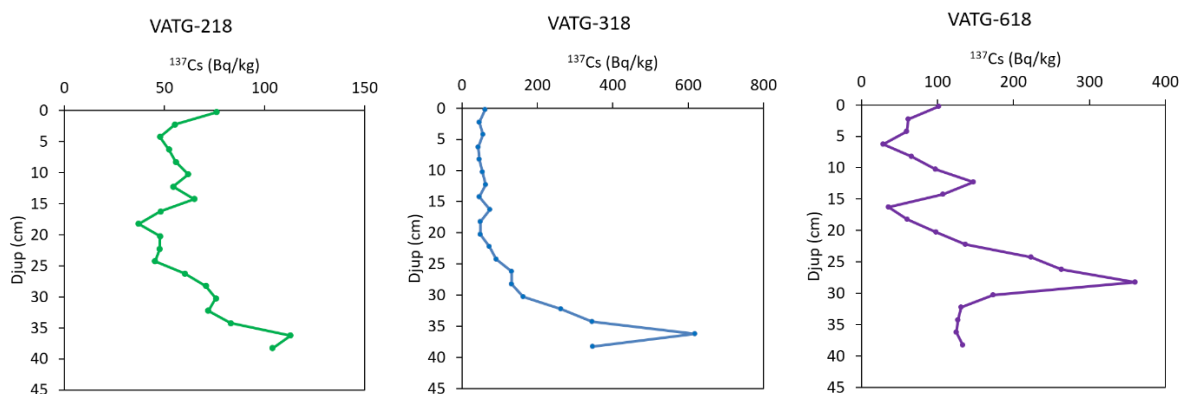
Ein tolking av desse dataa kan vera at dei høgste toppane ved ca. 36 cm djup i VATG-218 og -318, og ca. 28 cm djup i VATG-618 representerer Tsjernobyl hendinga, og sedimenta i dei respektive kjernane ved desse djupa er frå 1986. Dette gjev ein sedimentasjonsrate på 1,13 cm/år i VATG-218 og -318 ved 36,25 cm djup, og 0,88 cm/år ved 28,25 cm djup i VATG-618.

Samstundes er det mogeleg at toppen ved ca. 12 cm djup i VATG-618 representerer 1986, medan toppen ved ca. 28 cm djup stammar frå våpentesting kring 1963. Då vil sedimentasjonsraten i VATG-618 vera 0,38 cm/år ved 12,25 cm djup og 0,70 cm/år ved 28,25 cm djup. Ved sistnemnde tolking er det rimeleg å anta at toppane i VATG-218 og -318 ved 36

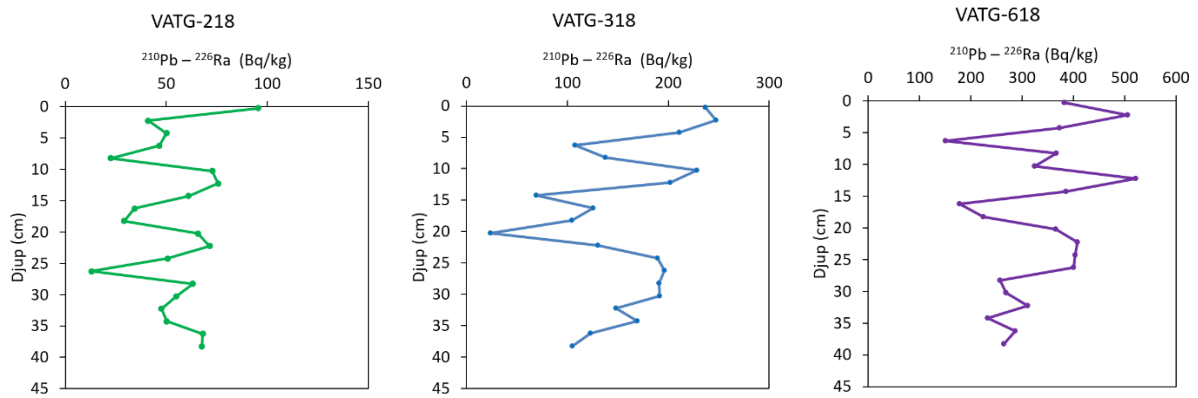
cm djup også representerer 1963. Dette vil gje ein sedimentasjonsrate på 0,67 cm/år ved 36,25 cm djup i både VATG-218 og -318. I radiokarbondateringane (4.4.5 «Radiokarbondatering») er det ikkje så stor skilnad i alder mellom dei tre kjernane ved kring 100 cm djup. Dermed er det mest truleg ikkje stor skilnad i sedimentasjonsrate lenger oppe i kjernen. Denne tolkinga er lagt til grunn når aldersmodellane vart laga.

Kvifor ein ikkje ser Tsjernobyl hendinga i blydateringane er problematisk. Som ein kan sjå i figur 4.25 henta frå (Fjellheim, 2018), er denne hendinga svært tydeleg i kjernen VATG316, som er henta frå same del av den same innsjøen. Samstundes er 1963-hendinga sett til å vera kring 20-25 cm djup. Det styrkar tolkinga av at dei djupaste toppane i  $^{137}\text{Cs}$ -dataa representerer våpentesting på tidleg 1960-talet.

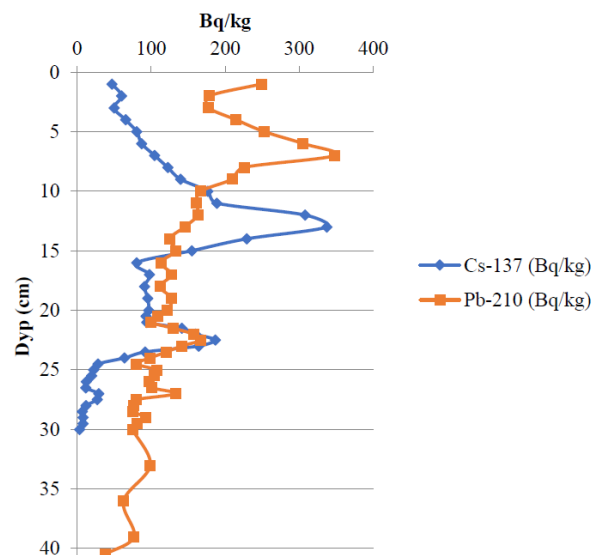
I figur 4.24 kan ein sjå resultatata kurven til bly ( $^{210}\text{Pb}$ ). Som ein kan sjå er det ikkje ein tydeleg trend i desse dataa, slik som i figuren til Fjellheim (2018), figur 4.25. Dermed er ikkje desse blitt nytta til å lage ein aldersmodell.



Figur 4.23.  $^{137}\text{Cs}$  mot djup i VATG-218 (grøn), -318 (blå) og -618 (lilla). I VATG-218 og -318 er det ein topp ved 38 cm djup, medan i VATG-618 er det ein topp ved både 12 og 28 cm djup. Merk: figurane har same akse på djup, men ulik skala på X-aksen.



Figur 4.24. Pb-plot mot djup i VATG-218 (grøn), -318 (blå) og -618 (lilla). Figurane viser at det er stor variasjon i  $^{210}\text{Pb}$ - $^{226}\text{Ra}$ . Konsentrasjonen aukar frå VATG-218 til -618. Merk: figurane har same akse på djup, men ulik skala på X-aksen.



Figur 4.25. Figuren viser  $^{210}\text{Pb}$  (oransje) og  $^{137}\text{Cs}$  (blå) målingane frå VATG316, henta frå ein tidlegare masteroppgåve av Fjellheim (2018). I motsetnad til kurvane i figur 4.20 er det mindre variasjon i  $^{210}\text{Pb}$ , og det er to tydelege toppar i målingane ved ca. 7 og 23 cm djup.  $^{137}\text{Cs}$  dataa har ein topp ved 12 og 23 cm djup.

## Radiokarbondatering

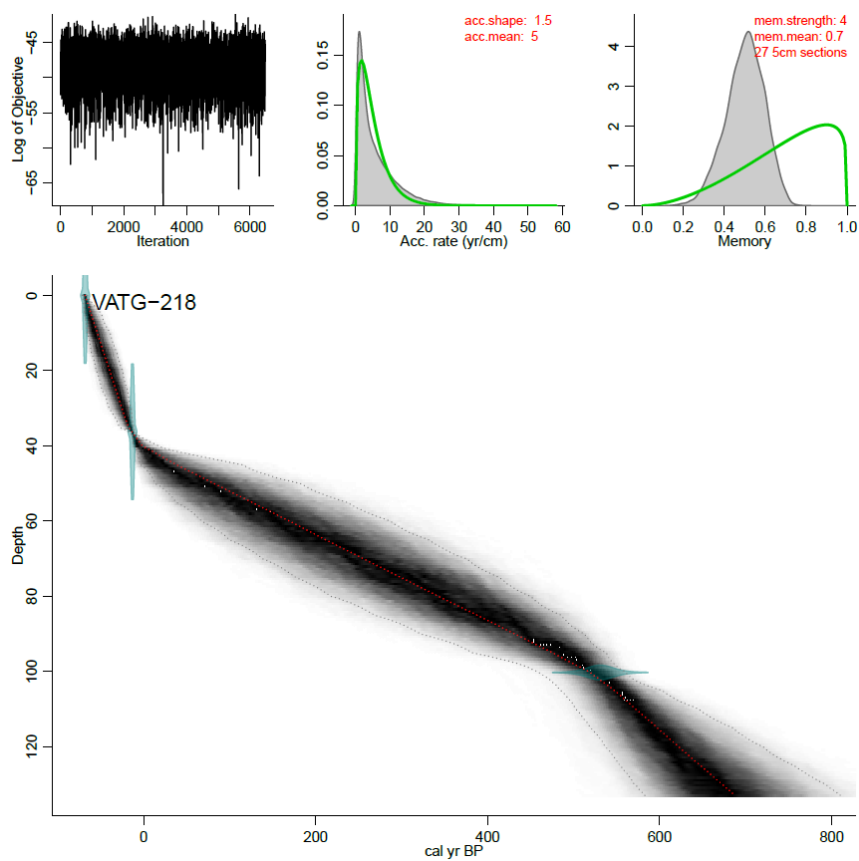
Tabell 4.3 viser resultatane frå radiokarbondateringane av VATG-218, -318 og -618.

Dateringsprøvene består av terrestriske makrofossil som til dømes bladfragment. Resultatane frå både radiokarbondateringane og blydateringane vert brukt til å lage aldersmodellen i figur 4.26-28. I aldersmodellen tek ein også utgangspunkt i at 0 cm djup representerer 2018, årstalet då kjernane vart tekne. Frå 100,5 cm djup i VATG-218 og -618 vert alderen

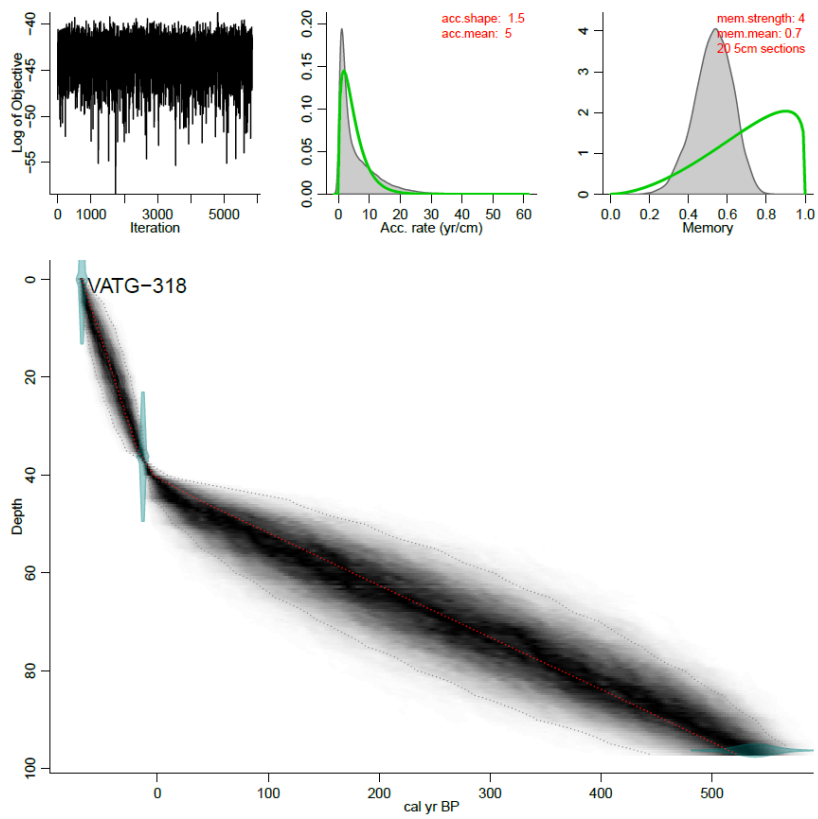
ekstrapolert mot botn av kjernane, sidan ein ikkje har dateringar heilt nedst i kjernane. Dette gjev usikre aldrar som må handsamast som røffe estimar meir enn reel alder. I figur 4.26-28 er det ein knekk i aldersmodellen når ein går frå radiokarbondateringane til blydateringane. Hadde det vore fleire dateringar mellom 30 og 40 cm djup ville det kanskje ha vore ein jamnare overgang. Sedimentasjonsraten mellom radiokarbondateringane og blydateringane er høvesvis 0,12, 0,11, og 0,14 cm/år i VATG-218, -318 og -618.

*Tabell 4.3. Tabellen viser ein oversikt over <sup>14</sup>C alder (BP) i VATG-218, -318 og -618, samt kalibrert alder. I tillegg er det oppgitt kvar i kjernen dateringane er henta ut frå, og vekta til materialet som vart sendt til Beta Analytic Inc.*

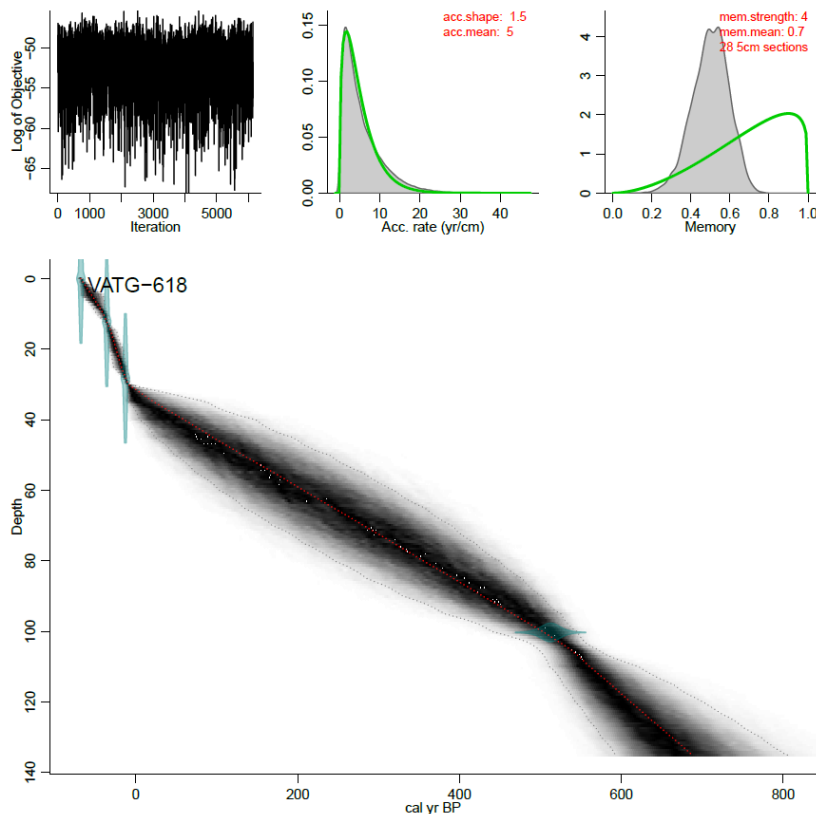
Lab. nr.	Kjernenamn	Djup (cm)	mg	<sup>14</sup> C alder (BP)	Kalibrert alder BP (1950 = år 0)	Kalibrert alder AD
Beta-516997	VATG-218	100-100,5	5,4	520 ± 30	531 ± 14	1419 ± 14
Beta-512658	VATG-318	96-96,5	6,1	540 ± 30	539 ± 15	1411 ± 15
Beta-516998	VATG-618	100-100,5	4,9	460 ± 30	515 ± 11	1435 ± 11



Figur 4.26. Aldersmodell 1 av VATG-218, laga i dataprogrammet «R» ved hjelp av WinBacon v.2.2. Sedimentasjonsraten ser ut til å vera størst i toppen og botnen av kjernen.



Figur 4.27. Aldersmodell 1 av VATG-318, laga i dataprogrammet «R» ved hjelp av WinBacon v.2.2. Sedimentasjonsraten ser ut til å vera størst i toppen av kjernen.



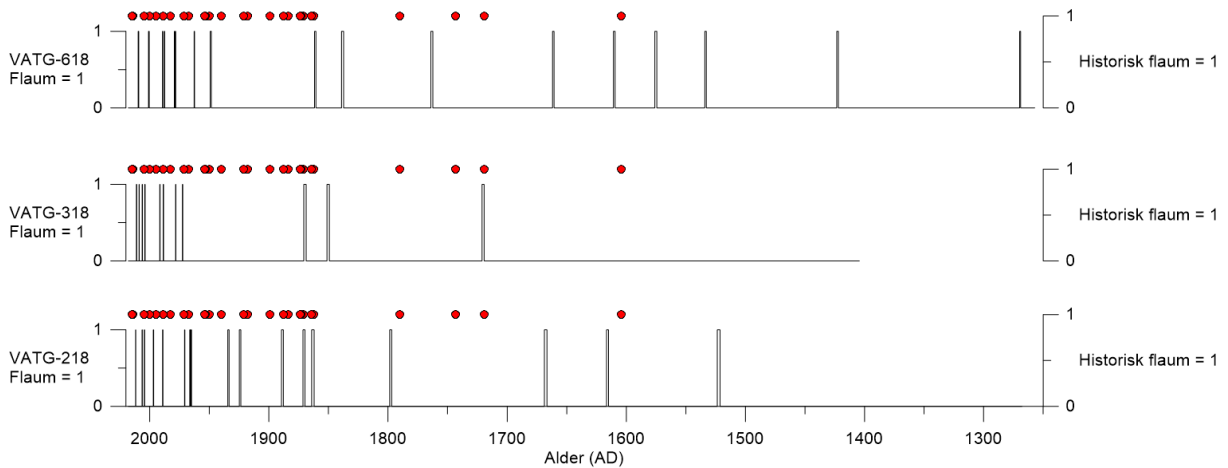
Figur 4.28. Aldersmodell 1 av VATG-618, laga i dataprogrammet «R» ved hjelp av WinBacon v.2.2. Sedimentasjonsraten ser ut til å vera størst i toppen og botnen av kjernen.

Når ein har ein aldersmodell kan ein bruke medianen av alderen som har blitt rekna ut til å finne årstal ved ulike djup. Deretter kan ein samanlikne 97-persentilen av endringsraten i t.d. MS-verdiane, mot årstal, med historiske flaumar (figur 4.29). Då kan ein undersøkje om ein har vald rett terskel, eller om den må aukast eller senkast. Senkar ein terskelen til 95-persentilen vart det observert at ein fekk fleire punkt som vart merka som flaum. Desse punkta følgde trenden som allereie var. Dermed er det kanskje ikkje hensiktsmessig å senke terskelen ytterlegare.

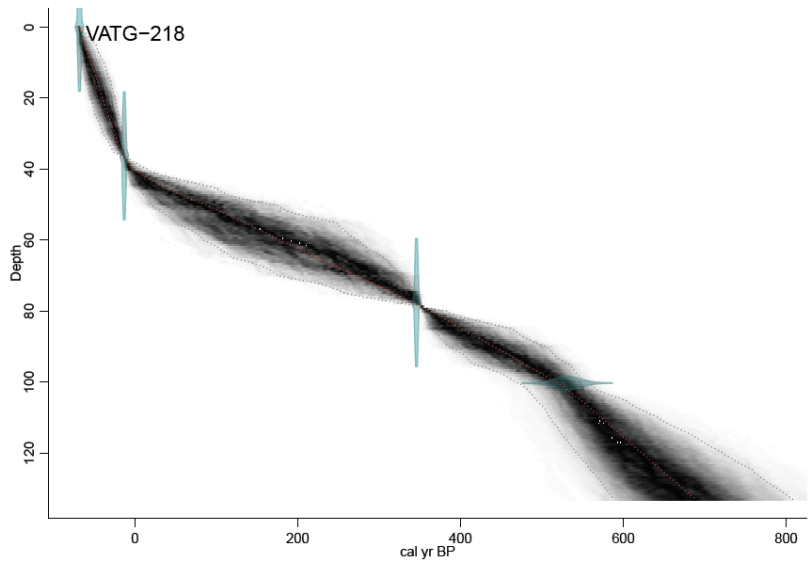
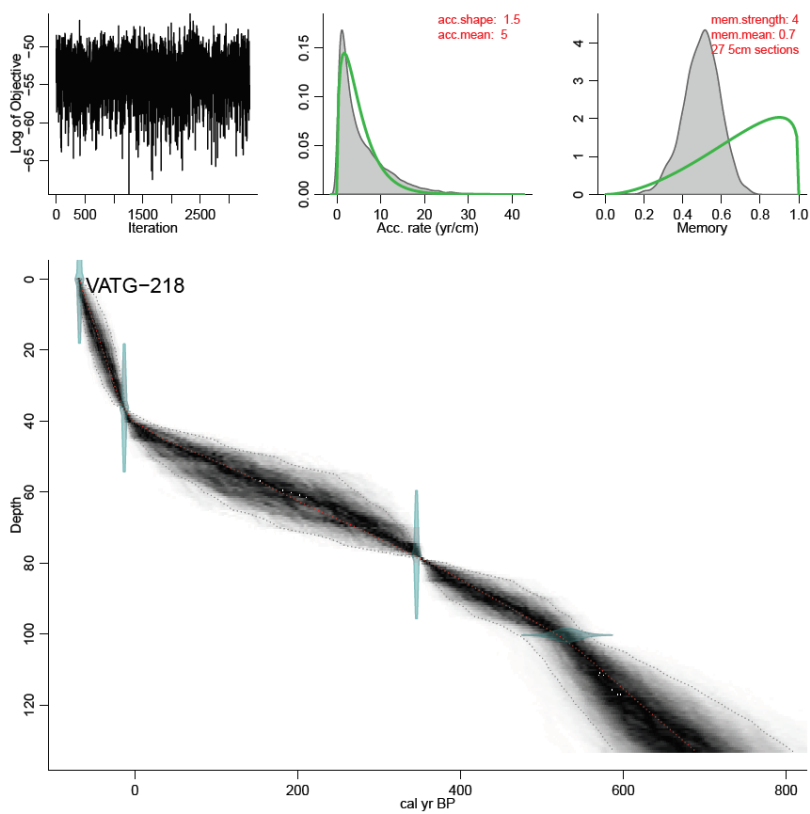
Ein kan også anta kva «toppar» i endringsraten som er representativ for dei ulike historiske flaumane. Til dømes kan ein sjå i figur 4.29, at i VATG-218 er det ein topp som er veldig nærme 1790- og 1604-flaumen. Dersom ein antek at desse toppane representerer desse flaumane, kan ein lage ein ny aldersmodell der ein tek med desse punkta. I VATG-318 ligg den eine toppen veldig nærme 1719 flaumen, medan i VATG-618 er det også ein topp som kan representere 1604-flaumen (figur 4.29).



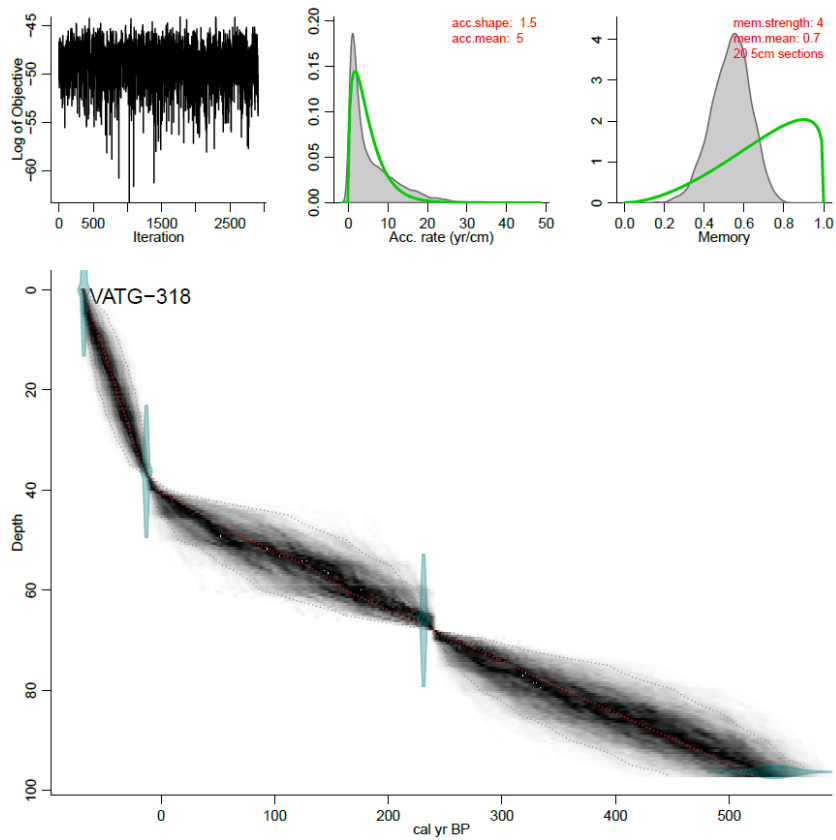
I figur 4.30-32 kan ein sjå den nye aldersmodellen. Den nye aldersmodellen har ikkje endra seg så mykje frå den førre, anna enn at ein har fått snevra inn usikkerheita noko mellom radiokarbondateringane ved kring 96-100 cm djup og blydateringane ved 28-26 cm djup.



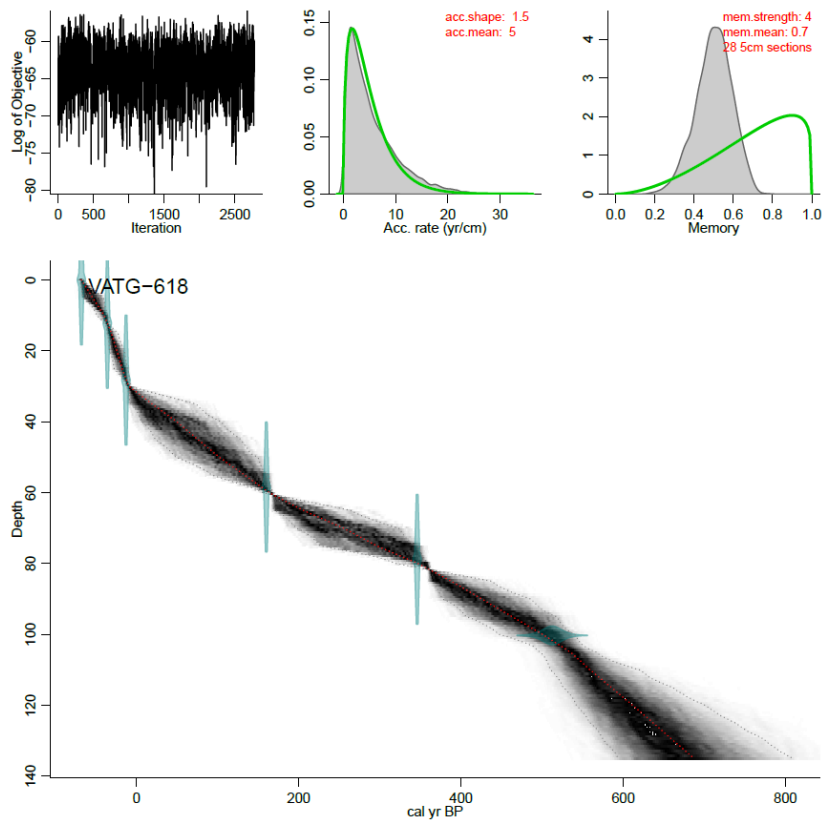
Figur 4.29. Figuren viser dei identifiserte flaumane i MS-målingane i VATG-218 ( $n=17$ ), -318 ( $n=11$ ), og -618 ( $n=17$ ) (svarte stopplar) plotta saman med dei historiske flaumane ( $n=28$ ) (raude punkt) (Roald, 2013). 1604 flaumen er relativt nærme eit punkt som overstig 97-persentilen i både VATG-218 og -618. 1790 og 1719 flaumane ligg også nærme eit punkt som overstig 97-persentilen i høvesvis VATG-218 og -318.



Figur 4.30. Aldersmodell 2 for VATG-218, laga i dataprogrammet «R» ved hjelp av WinBacon v.2.2. Sedimentasjonsraten avtek gradvis og aukar kraftig ved 0 cal yr BP.



Figur 4.31. Aldersmodell 2 for VATG-318, laga i dataprogrammet «R» ved hjelp av WinBacon v.2.2. Sedimentasjonsraten er relativt jamn og aukar kraftig ved 0 cal yr BP.



Figur 4.32. Aldersmodell 2 av VATG-618, laga i dataprogrammet «R» ved hjelp av WinBacon v.2.2. Sedimentasjonsraten avtek gradvis og aukar kraftig ved 0 cal yr BP.

## 5 Diskusjon

Målet med dette masterprosjektet er å undersøke korleis dei lakustrine sedimenta avsett i Vangsvatnet, endrar seg med avstand frå innløpet til Vosso, korleis dette vert påverka av vassføringa til flaumar, og ikkje minst korleis dette legg grunnlaget for å rekonstruere flaumar bakover i tid. I diskusjonen vert det først drøfta kva metodar som vert nytta for å identifisere flaumlag i Vangsvatnet, med spesielt fokus på analyse av endringsrate i dei parameterar som er tolka til å reflektere flaumtransportert materiale. Vidare vert flaumfrekvensrekonstruksjonen i Vangsvatnet vist og samanlikna med liknande rekonstruksjonar frå andre delar av Europa. Deretter vert det diskutert kva dei ulike magnetiske eigenskapane kan seie om opphavet til flaumsedimenta, korleis desse eigenskapane endrar seg med avstand utover i Vangsvatnet, og korleis desse endringane vert påverka av vassføringa. Det vert også diskutert korleis ein kan predikere stigningstalet (dvs. korleis dei magnetiske eigenskapane endrar seg utover i Vangsvatnet) til dei ulike parameterane ved ulike vassføringar, og omvendt, gitt at det er ein viss proporsjonalitet mellom sedimenta og flaumar av ein viss storleik. Til slutt vert utfordringane ved framgangsmåten diskutert.

I innleiinga vart det nemnd at det er ein utfordring at ein har kortare måleseriar samanlikna med gjentaksintervallet til flaumar av ein viss storleik. Engeland et al. (2018) viser korleis informasjon om historiske flaumar kan bidra til å få ein betre flaumberekning. Dermed kan det tenkast at informasjon om vassføringar til flaumar av ukjent storleik vil betre flaumberekningar ytterlegare. Samstundes kan flaumstorleiken i større grad samanliknast med klimaendringar. Andre har tidlegare brukt tjukkeleiken (Kämpf et al., 2012, Wilhelm et al., 2012, Kämpf et al., 2014) og volumet (Schiefer et al., 2011, Jenny et al., 2014) til flaumlag som ei tilnærming for å kvantifisera flaumar.

### 5.1 Kva er flaumsignalet i dei lakustrine sedimenta i Vangsvatnet?

### 5.1.1 Identifikasjon av flaumlager i Vangsvatnet

For å identifisere flaumlager i Vangsvatnet har telleraten frå XRF-skanninga for titan og MS-verdiane frå overflateskanning av kjernane vore brukt. I tilsvarende settingar der flaumstore elvar eroderer og transporterer glasifluvialt materiale, er flaumlager tolka til å ha høgare MS og tellerate av titan på grunn av høgare minerogent innhald enn «normalsedimentasjonen» (Støren et al., 2016). Støren et al. (2016) brukte også CT-skanning, som viser variasjonar i tettleik. CT-skanninga viste at minerogene flaumlager i sedimentkjernar let seg identifisere som lag med høg tettleik. Ved nokre tilfelle kan flaumlager også identifiserast visuelt, men identifiseringa kviler som oftast på data frå t.d. magnetiske og geokjemiske undersøkingar (Nesje et al., 2001, Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010). I kjernane frå Vangsvatnet er det generelt mykje organisk materiale, som gjer det vanskeleg å identifisere lag i sedimenta visuelt.

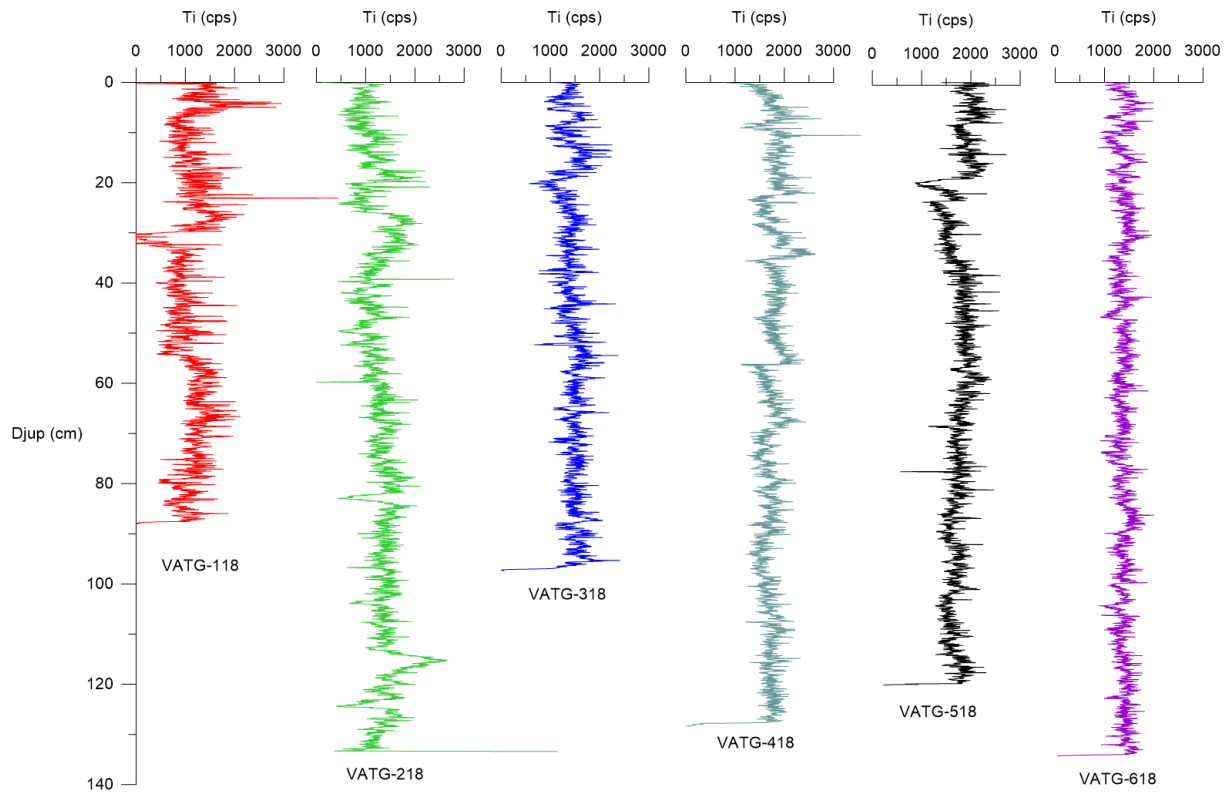
Overflateskanninga med XRF viser korleis telleraten av titan endrar seg i kjernane med svært høg oppløysing (0,05 cm). I utgangspunktet er dette bra når ein ønsker å identifisera flest mogelege flaumar, sidan flaumlager kan variera mykje i tjukkeleik (Bøe et al., 2006). Likevel viser resultata at det er mykje støy (figur 5.1) og dermed utfordrande å finne tydelege trendar. Dette kan komme av at sedimenta i kjernane inneheld mykje organisk materiale og vatn, noko som kan påverke målingane (Croudace et al., 2006, Löwemark et al., 2011). MS er ikkje like påverka av vassinnhald og organisk materiale, men har ein lågare oppløysing enn telleraten av titan (0,2 cm). MS-resultata (figur 5.2) inneheld mindre støy og viser tydelegare trendar enn telleraten av titan. Basert på aldersmodell 1 er sedimentasjonsraten før 1950 AD 0,1-0,3 cm/år, medan etter 1950 er sedimentasjonsraten kring 0,7 cm/år, men kan når ratar opp til 1 cm/år. Det vil seie at MS-målingane gjev data på årsskala før 1950 AD, og sesongskala etter 1950 AD. XRF-målingane som har enda høgare oppløysing (0,05 cm) gjev data på sesongskala før 1950 AD, og månadsskala etter 1950 AD.

Resultata viste at telleraten av titan og MS-verdiane har stort sett dei same trendane, med unntak av i eining B og C. Der MS-verdiane er låge og går over i ein stigande trend, er det oftast ingen markant endring i trenden til telleraten av titan (sjå figur 4.8, 9, 10, 12). I B i VATG-618 er ikkje trenden i MS-verdiane like tydeleg som i kjernane nærmare innløpet til Vangsvatnet, noko som er tolka til å ha ein samanheng med den paramagnetiske ratioen i

resultata. Den paramagnetiske ratioen indikerer at VATG-618 i stor grad er dominert av ferro/ferrimagnetiske mineral. Vidare vart det antekt at trenden med dei låge MS-verdiane i resten av kjernane har ein samanheng med høgare innhald av paramagnetiske mineral. Sidan telleraten av titan ikkje viser desse trendane, kan det vera at paramagnetiske mineral har mindre innverknad på den.

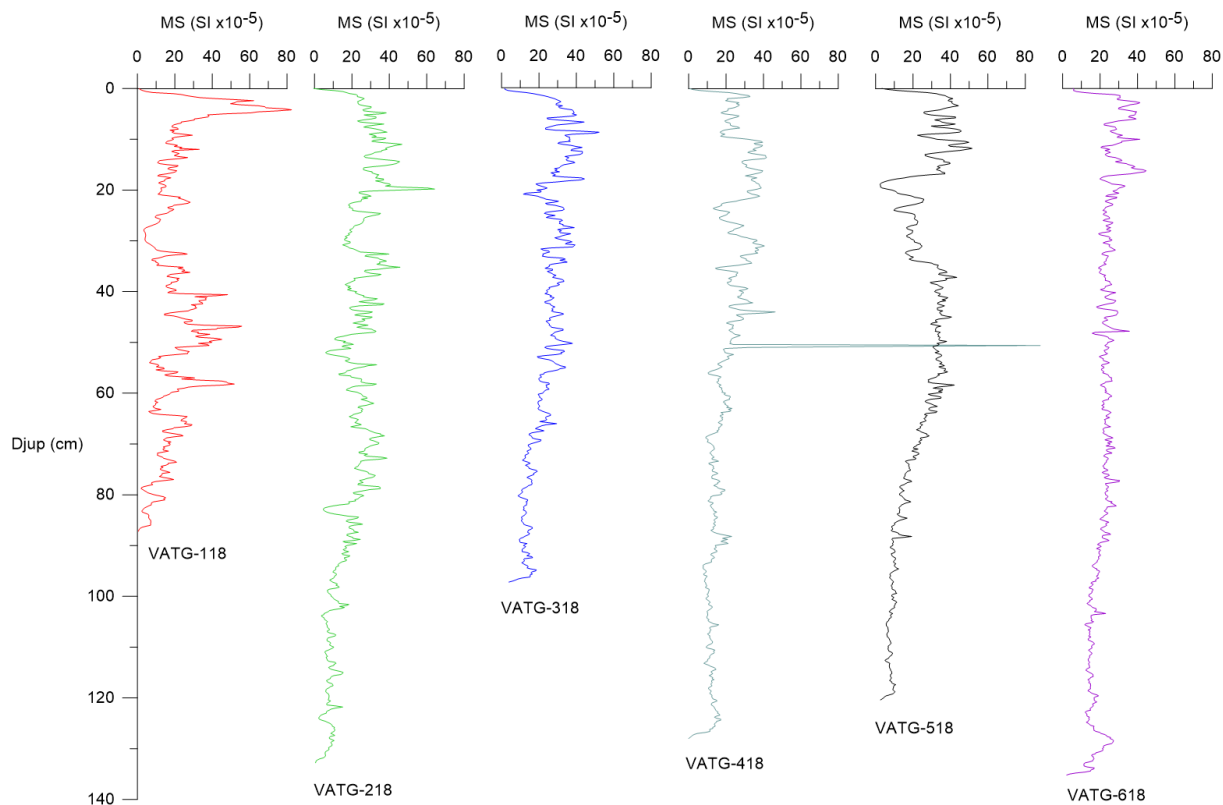
Figurane 5.1 og 5.2 viser telleraten av titan og MS frå overflateskanningane av alle seks kjernane. Både telleraten av titan og MS har størst amplitude i VATG-118, som er nærmast innløpet. Mellom VATG-218 og VATG-518 vert amplituden gradvis mindre, men det er ikkje store skilnader. I VATG-618 er amplituden minst. At amplituden vert mindre utover i innsjøen, tyder på at signalet vert dempa frå innløpet ut til ca. 1 km ute i Vangsvatnet. Dette vert også spegla i figur 5.3 og 5.4, der telleraten av titan og MS er plotta mot alder (AD). Der er kurvene plotta på dei same aksane, og det er observert at dei ligg omtrent på dei same verdiane, stort sett. Mellom 1500 og 1700 AD i VATG-318 ligg MS-verdiane lågare enn i VATG-218 og -618.

Ved å plote telleraten av titan og MS i same figur som vassføring vert det observert at trendar i MS ser ut til å følgje trendar i vassføring i større grad enn telleraten av titan (figur 5.5). Det kan kome av at XRF kan vera meir sensitiv for organisk materiale og vassinnhald. Sidan aldersmodellen har estimert aldrar for kvar 0,2 cm, medan telleraten av titan har eit intervall på kvar 0,05 cm, er verdiane til telleraten av titan eit gjennomsnitt av målingane for kvar 0,2 cm når dei er plotta mot alder. Det bør likevel ikkje påverke korleis dei generelle trendane i målingane vil sjå ut. Variabiliteten til både telleraten av titan og MS ser ut til å auke etter 1950 AD. Årsaka til dette kan henge saman med sedimentasjonsraten sidan den aukar kraftig etter 1950 AD, noko som betyr at det er kortare tid mellom kvart måleintervall.

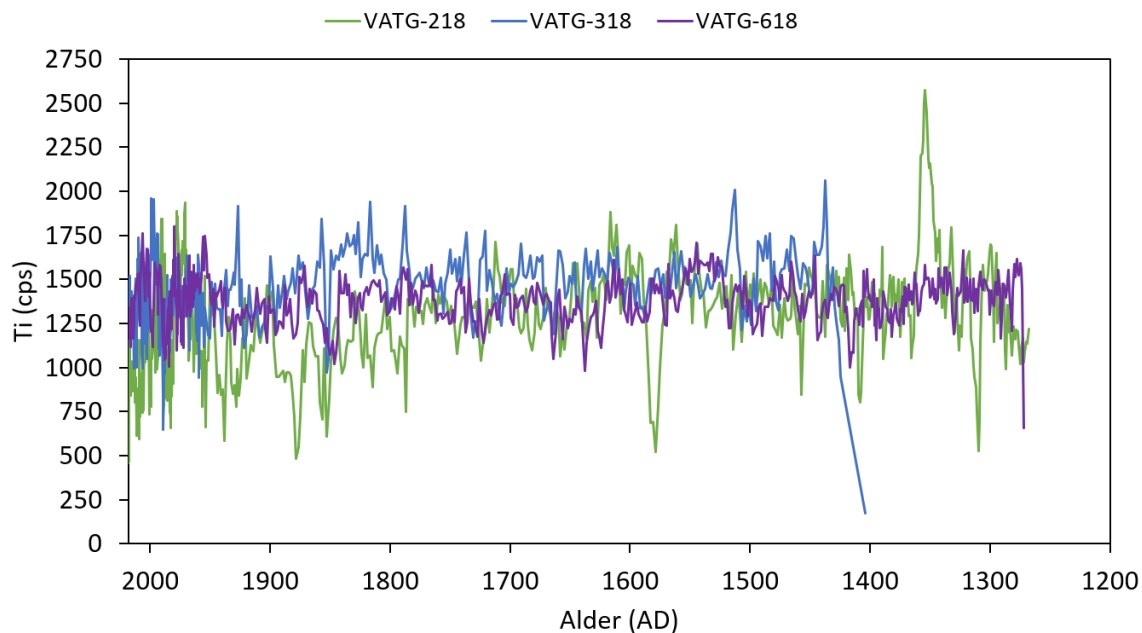


Figur 5.1. Linjediagram av telleraten av titan (cps) plotta mot djup. Grafene representerer VATG-118 (raud), -218 (grøn), -318 (blå), -418 (grønblå), -518 (svart) og -618 (lilla). Intervallet mellom datapunkta er 0,05 cm. Figuren viser at amplituden av telleraten av titan (Ti) generelt minkar frå VATG-118 til VATG-618. Den minkar også noko frå toppen til botn av kjernane. Trenden er svakt søkkande frå botn mot toppen av kjernane



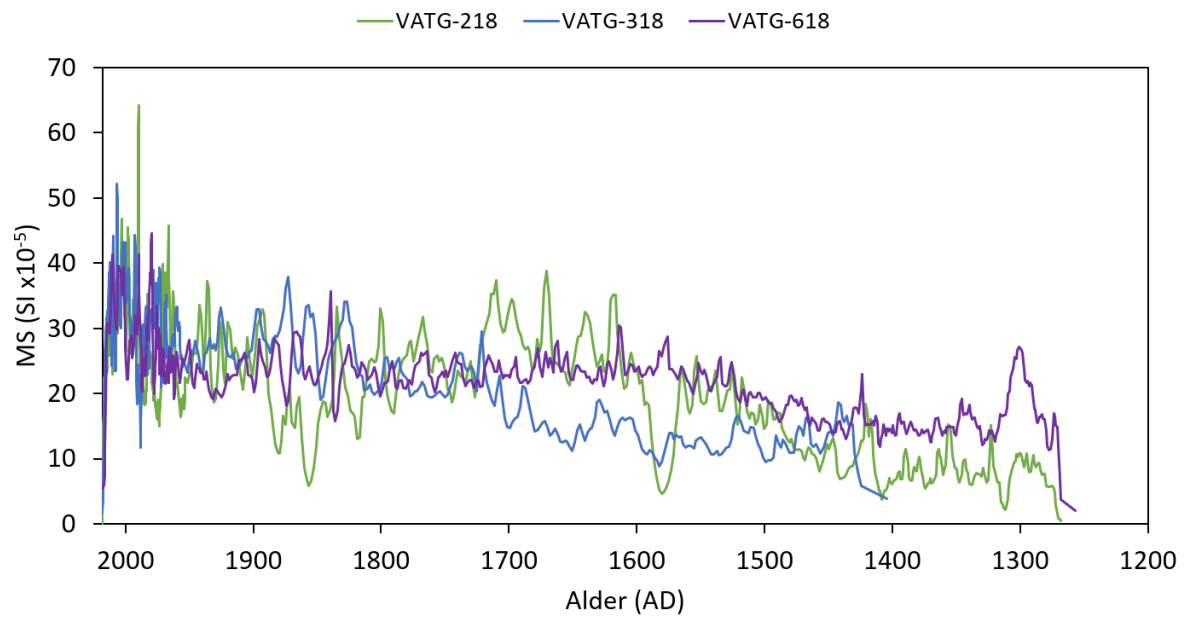


Figur 5.2. Linjediagram av MS ( $SI \times 10^{-5}$ ) plotta mot djup. Grafane representerer VATG-118 (raud), -218 (grøn), -318 (blå), -418 (grønblå), -518 (svart) og -618 (lilla). Intervallet mellom datapunkta er 0,2 cm. Kjernane varierer i djupne frå 87 til 135 cm. Frå VATG-118 til -618 minkar variabiliteten i MS-verdiane. MS har ein generelt aukande trend i MS frå botn av kjernane opp til kring 60-70 cm djup. Vidare er det ein auka variabilitet i MS-verdiane. Ved 50 cm djup i VATG-418 er det ein topp i MS-dataa på 190 ( $SI \times 10^{-5}$ ), som er den høgste verdien målt i alle kjernane.

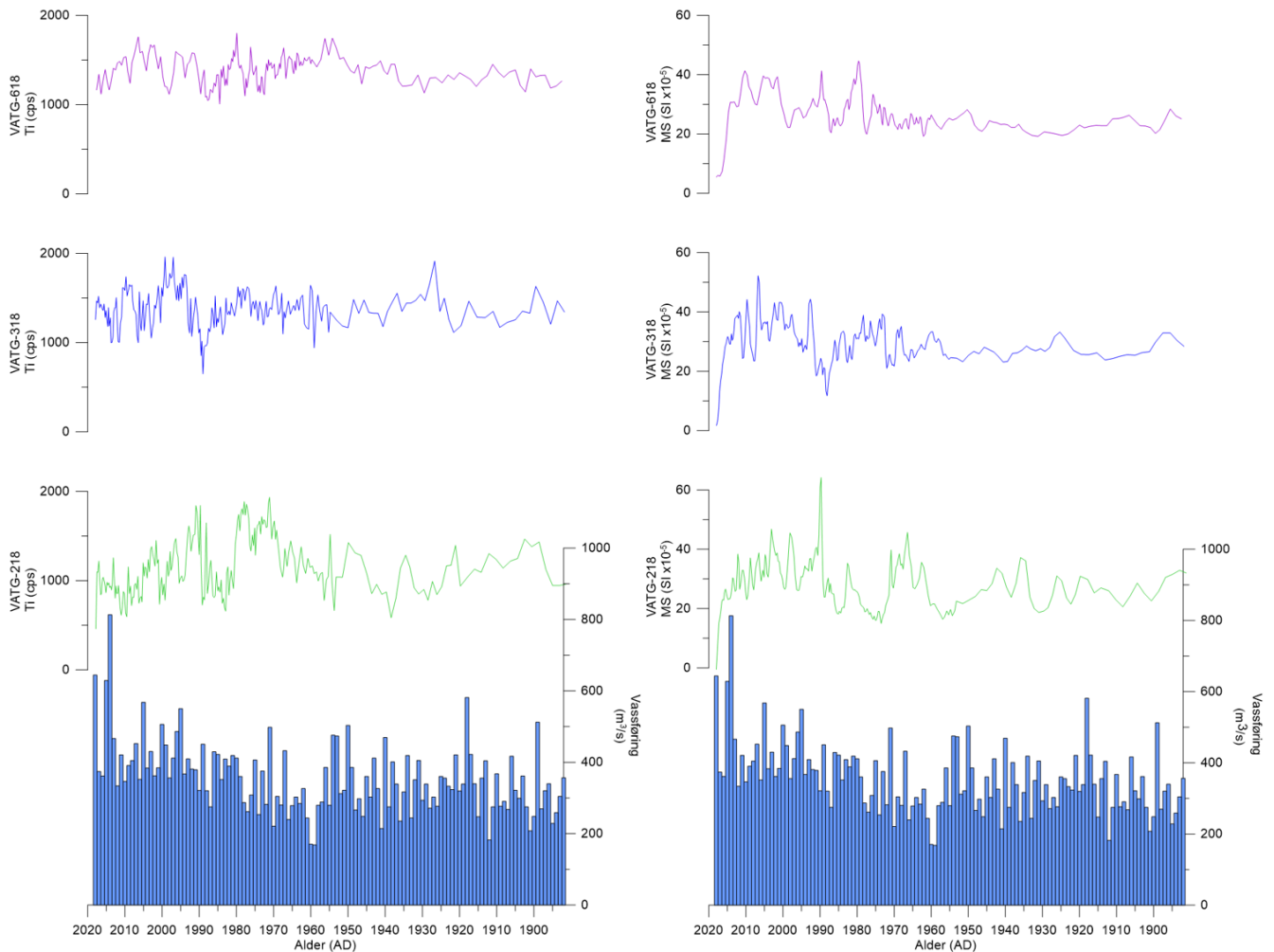


Figur 5.3. Linjediagram av telleraten av titan (Ti) (cps) plotta mot alder (AD). Grafane representerer VATG-218 (grøn), -318 (blå) og -618 (lilla). Alderen er basert på medianen frå aldersmodell 1. Med unntak kring 1350 og 1570 AD i VATG-218 ligg telleraten av titan kring dei same verdiane fram til ca. 1800 AD. Då har VATG-218 og -318 høvesvis noko lågare og høgare

verdiar enn VATG-618, fram til 1900-talet. Deretter ligg telleraten av titan kring dei same verdiane. Amplituden er størst i VATG-218 og minkar etter kvart som avstanden frå innløpet til Vosso aukar.



Figur 5.4. Linjediagram av MS (SI x10<sup>-5</sup>) plotta mot alder (AD). Grafane representerer VATG-218 (grøn), -318 (blå) og -618 (lilla). Alderen er basert på medianen frå aldersmodell 1. Frå 1250 til 1600 AD ligg MS-verdiane i VATG-618 systematisk over verdiane i VATG-218 og -318. Vidare samlast verdiane mot 1800 AD, før dei spreiar seg att, og samlast på ny ved 1900 AD med låg amplitude. Deretter stig MS-verdiane og amplituden mot 2018 i både VATG-218, -318 og -618. Amplituden søkk frå VATG-218 til VATG-618.



Figur 5.5. Telleraten av titan og MS, høvesvis til venstre og høgre, for VATG-218 (grøn), -318 (blå), -618 (lilla) vert her sett i samband med målt vassføring ved Bulken (blått stolpediagram). Oppløysinga i målingane til telleraten av titan og MS har høgare oppløysing etter 1950 AD. Det er ikkje ein klar kopling mellom variasjonar i vassføring og variasjonar i telleraten av titan. I både VATG-218, -318 og -618 er det ein stigande trend i MS frå 1960 AD mot 2018, som også vert observert i vassføringa.

### 5.1.2 Korleis bruke endringsrate (RoC) til å tolke kva som er flaum?

Endringsrate kan vera eit godt hjelpemiddel for å objektivt identifisere flaumsediment i lakustrine avsetningar, i den tru at plutslege hendingar som flaum fører til brå endringar i sedimentasjonen (Støren et al., 2010, Støren et al., 2012, Røthe et al., 2018). Ved å rekne ut kvar i sedimentkjernane det er hurtige/brå endringar i parameterar som MS og telleraten av titan, kan ein finne tidspunkt der det har vore ein hurtig endring i tilførsel av minerogent materiale frå nedslagsfeltet. Dersom desse endringane overstig ein viss terskel, vert det tolka som byrjinga av ein flaum. Det minerogene materialet kan vera erodert materiale frå både

glasiale, glasifluviale og fluviale avsetninger som det finnast mykje av i nedslagsfeltet (sjå kap. 2.2).

For å plukke ut kvar det er flaumar i VATG-218, -318 og -618, vart endringsrate (RoC) - analysen nytta på telleraten av titan og MS-verdiar (figur 4.14 og 4.15). Det vart rekna ut kor stor endringa er for kvar 0,2 cm i djup (årsskala før 1950 AD, sesongskala etter 1950 AD). I presentasjonen av resultatet er grenseverdien sett til der endringane overstig 97-persentilen. Målet er å få med flest mogeleg av flaumane, og såleis må terskelen vera låg nok til å få med dei fleste hendingane. Samstundes må terskelen vera høg nok til at det berre er flaumhendingar som vert tatt med. Å samanlikna endringsraten med historiske data kan vera ein god måte å finne den mest optimale terskelen. Dersom ein aldersmodell er tilgjengeleg, slik som for VATG-218, -318 og -618, kan ein t.d. sjå om det «manglar» nokre flaumar kring tidsrommet til historiske flaumar.

Ved RoC-analysen av MS viste ikkje 98-persentilen flaumar kring 1600 AD i VATG-218, sjølv om det er ein stor flaum datert med historiske kjelder i 1604 AD. Det mangla også fleire flaumar i VATG-318 og -618. Dette løyste seg med å senke terskelverdien til 97-persentilen. Å senke terskelen ytterlegare forsterka berre mønsteret med flest flaumhendingar i toppen av kjernane og viste ikkje tydelegare dei historiske, ekstreme hendingane. Dermed vart det antatt at 97-persentilen er den mest optimale terskelen i denne studien.

Figur 5.6 og 5.7 viser endringsraten i VATG-218, -318 og -618 for høvesvis telleraten av titan og MS på djup plotta mot alder. Flaum = 1 viser kvar endringsraten overstig 97-persentilen. Endringsraten til telleraten av titan og MS overstig 97-persentilen ved ulike aldrar. Dette kan tyde på at dei to parameterane er sensitiv for ulike flaumtypar. Ovanfor vart det nemnd at det ser ut som at telleraten av titan vert mindre påverka av mengda paramagnetiske mineral enn MS. Paramagnetiske mineral har relativt låg susceptibilitet i forhold til ferromagnetiske mineral (Dearing, 1994). Dermed er det mogeleg at flaumar som transporterar mykje paramagnetisk materiale har lågare sannsyn for å bli fanga opp i endringsraten til MS. På den andre sida viste Støren et al. (2016) i sitt studie at XRF-målingar vert påverka av vassinnhald i sedimenta i stor grad. Dermed er det mogeleg at støy fører til at det ser ut som om det er flaumsignal i telleraten av titan der det ikkje er reelt.

Å bruke endringsraten på djup gjer han avhengig av måleintervallet. Samstundes tek han ikkje omsyn til tidsintervallet mellom kvart punkt. Ved låg sedimentasjonsrate mellom to målepunkt er risikoen at RoC-analysen kan tolke ein gradvis endring over eit stort spenn i tid som ei hurtig endring. Ved denne framgangsmåten vert det antatt at det er dei brå sedimentologiske endringane som gjev utslag.

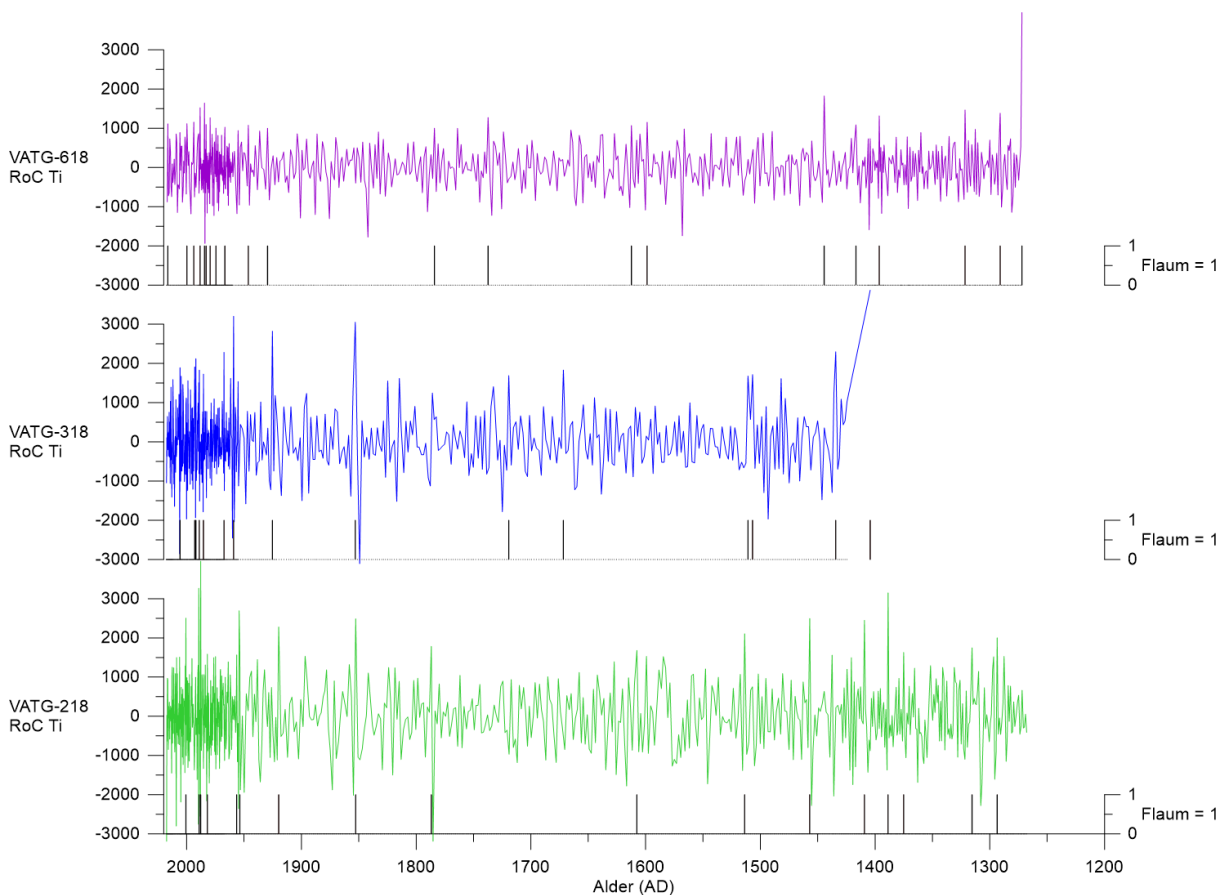
Endringsraten på alder, vist i figur 5.8 og 5.9, er svært ulik endringsraten på djup (figur 5.6 og 5.7) sjølv om han er plotta mot alder. Ved 1950 AD er det eit klart skilje, der amplituden er betrakteleg større etter 1950 AD enn før. Samanlikna med sedimentasjonsraten (figur 5.10), aukar amplituden i endringsraten når sedimentasjonen aukar. Dette går igjen i både VATG-218, -318 og -618, og ein kan dermed anta at det liknande i dei andre kjernane som ikkje er vist sidan dei ikkje har ein aldersmodell. I figur 5.8-9 er terskelen sett ved 97-persentilen for heile kjernen. Når det er så stort skilje mellom endringsraten før og etter 1950 AD, kan det argumenterast for at ulike tersklar bør brukast for ulike delar av kjernen. For endringsraten før 1950 AD kunne terskelen til dømes vore senka til 90-persentilen.

Å gjere ein RoC-analyse på alder i staden for djup gjer at den er avhengig av aldersmodellen. Aldersmodellane for VATG-218, -318 og -618 har usikkerheit, spesielt mellom blydateringane og radiokarbondateringane. Usikkerheita i dette området kan komme opp i ca.  $\pm 100$  år. I tillegg er aldrane etter 100 cm djup i VATG-218 og -618 (kring 1400 AD) ekstrapolert mot botn av kjernane. Dette gjer at endringsrate på djup er antatt å vera den beste tilnærminga i dette tilfellet. Med ein meir nøyaktig aldersmodell vil endringsrate/djup gje betre resultat (Støren et al., 2010). Det beste ville ha vore å rekne om så at det er lik alder mellom alle målepunkt, slik som Røthe et al. (2018) har gjort. Dette er mogeleg å gjere i Vangsvatnet, men aldersmodellane til sedimentkjernane i dette studiet avgrensar dette.

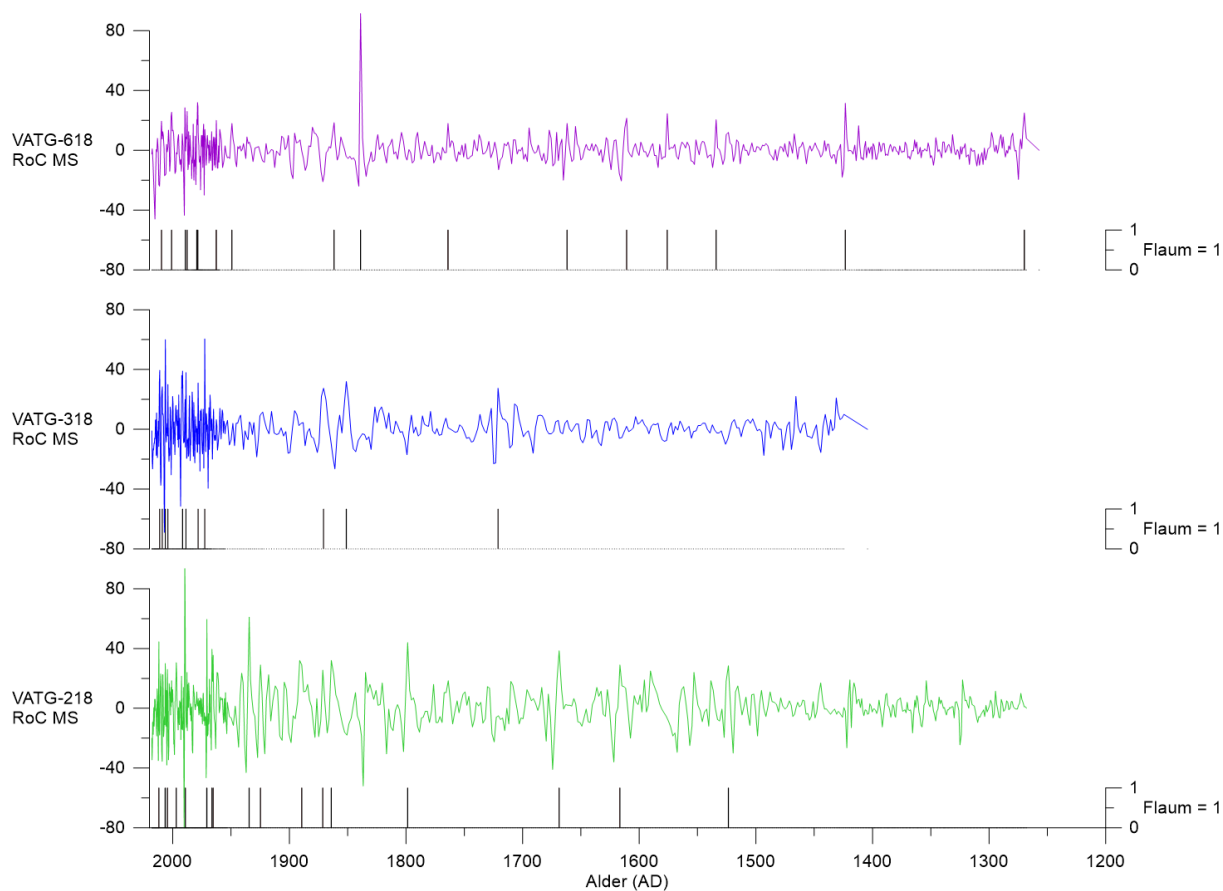
Alt i alt er det antatt at endring per djup i MS som overstig 97-persentilen indikerer flaumavsett materiale i sedimentkjernane frå Vangsvatnet. Ved å bruke dette kriteriet vert det identifisert 17 flaumar i VATG-218, 11 i VATG-318, og 17 i VATG-618 mot 25 registrerte flaumar i same periode (Roald, 2013), 28 medrekna 1604-flaumen som Roald ikkje har nemnt, og 2014- og 2015-flaumen som har oppstått i etterkant. Det er ikkje informasjon om vassføringa til alle dei registrerte flaumane, men der det finnast varierer vassføringa mellom 400 og 900 m<sup>3</sup>/s (Holmqvist, 2015). Ein moglegheit til at det er færre identifiserte flaumar i sedimentkjernane frå Vangsvatnet kan vera at flaumane må ha ein viss vassføring for å

identifiserast med endringsrate-analyse. Samstunders overstig endringsraten til MS-verdiane terskelverdien i VATG-318 kring 1856 AD. Med usikkerheita som er i aldersmodellen ( $\pm 100$  år) er det mogeleg at dette kan vera 1864-flaumen som hadde  $400 \text{ m}^3/\text{s}$  i vassføring.

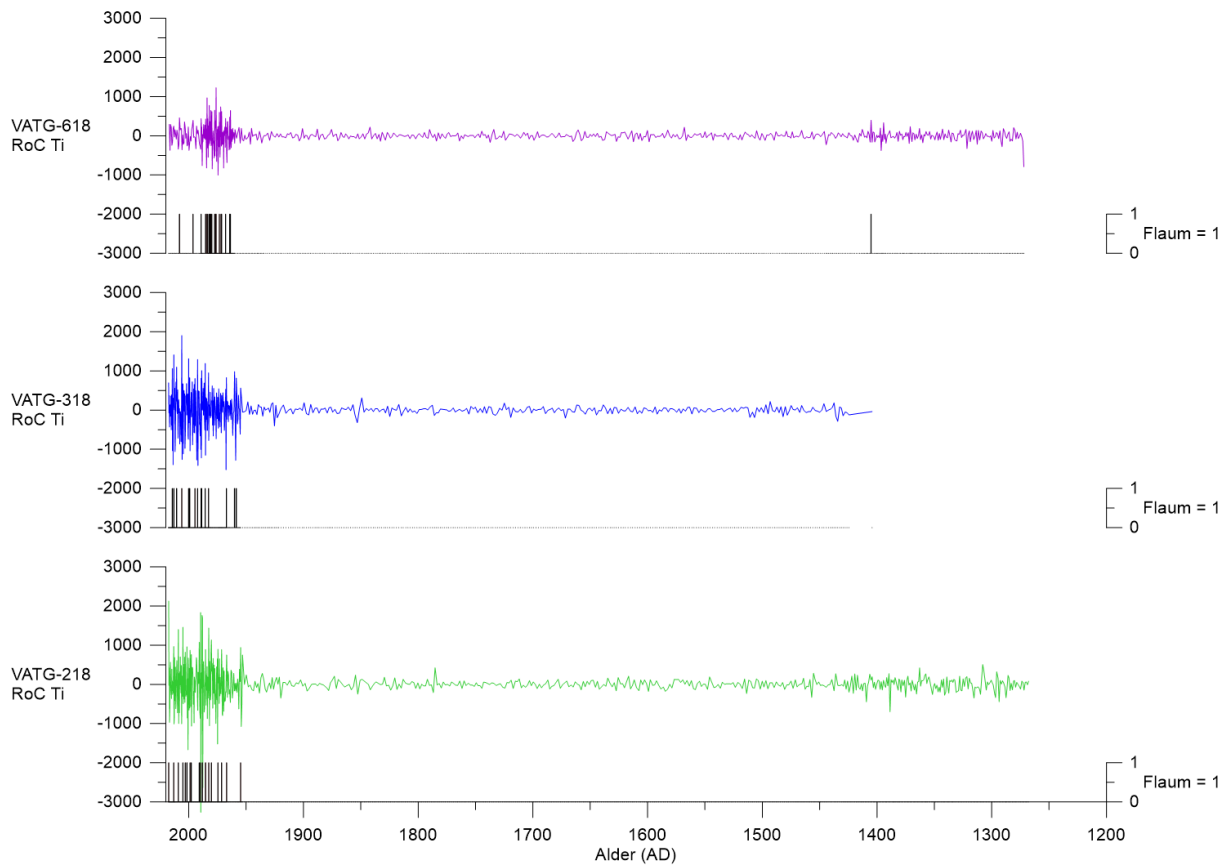
Dei generelle trendane viser at dei i VATG-218 er relativt få flaumar mellom 1200 og 1500 AD og mellom 1700-1850 AD, medan i VATG-318 er det relativt få flaumar mellom 1400 og 1950 AD. Flaumane i VATG-618 er jamt fordelt relativt til flaumane i VATG-218 og -318, med flest flaumar etter 1950 AD.



Figur 5.6. Dei grøne, blå og lilla kurvene representerer endringsraten til telleraten av titan på djup (cm) plotta mot alder (AD) i høvesvis VATG-218, -318 og -618. Stor amplitude betyr at endringsraten er stor. Dei svarte stolpediagramma viser kvar endringsraten overstig terskelen ved 97-persentilen. Ved overstiging av 97-persentilen vert endringa tolka som ein flaum, og punktet får verdien 1 (flaum = 1). Alderen er basert på medianen frå aldersmodell 1. Frå 1450-1500 AD til 1850-1900 AD er det relativt få punkt som vert tolka som flaum i forhold til før 1450 AD og etter 1900 AD. Amplituden i endringsraten ser ut til å minke frå VATG-218 til VATG-618.

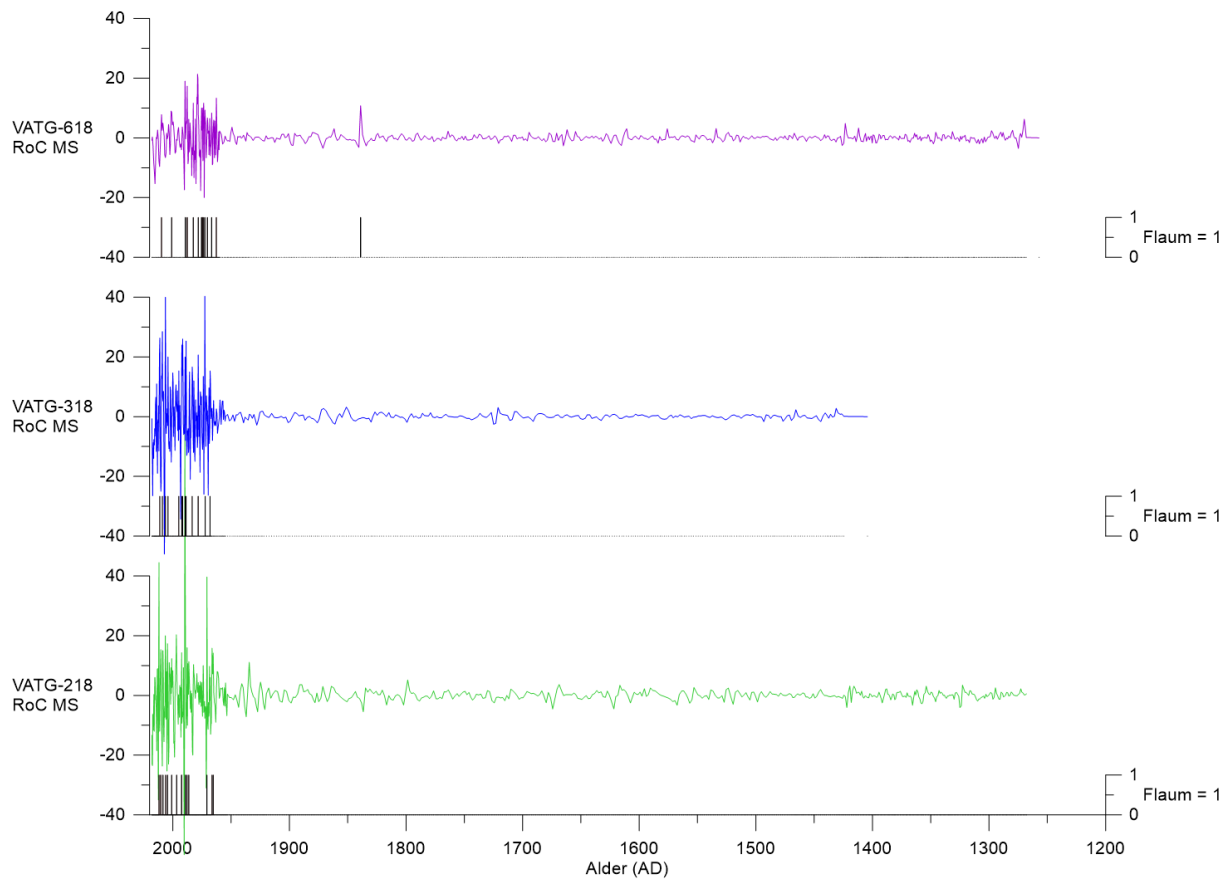


Figur 5.7. Dei grønne, blå og lilla kurvene representerer endringsraten til MS på djup (cm) plotta mot alder (AD) i høvesvis VATG-218, -318 og -618. Stor amplitude betyr at endringsraten er stor. Dei svarte stolpediagramma viser kvar endringsraten overstig terskelen ved 97-persentilen. Ved overstiging av 97-persentilen vert endringa tolka som ein flaum, og punktet får verdien 1 (flaum = 1). Alderen er basert på medianen frå aldersmodell 1. VATG-218 og -618 strekk seg tilbake til kring midten av 1200-talet, medan VATG-318 stoppar ved ca. 1400 AD. I VATG-218 er det relativt få flaumar mellom 1200 og 1500 AD og mellom 1700 og 1850 AD, medan i VATG-318 er det relativt få flaumar mellom 1400 og 1950 AD. Flaumane i VATG-618 er jamt fordelt relativt til flaumane i VATG-218 og -318, med flest flaumar etter 1950 AD.

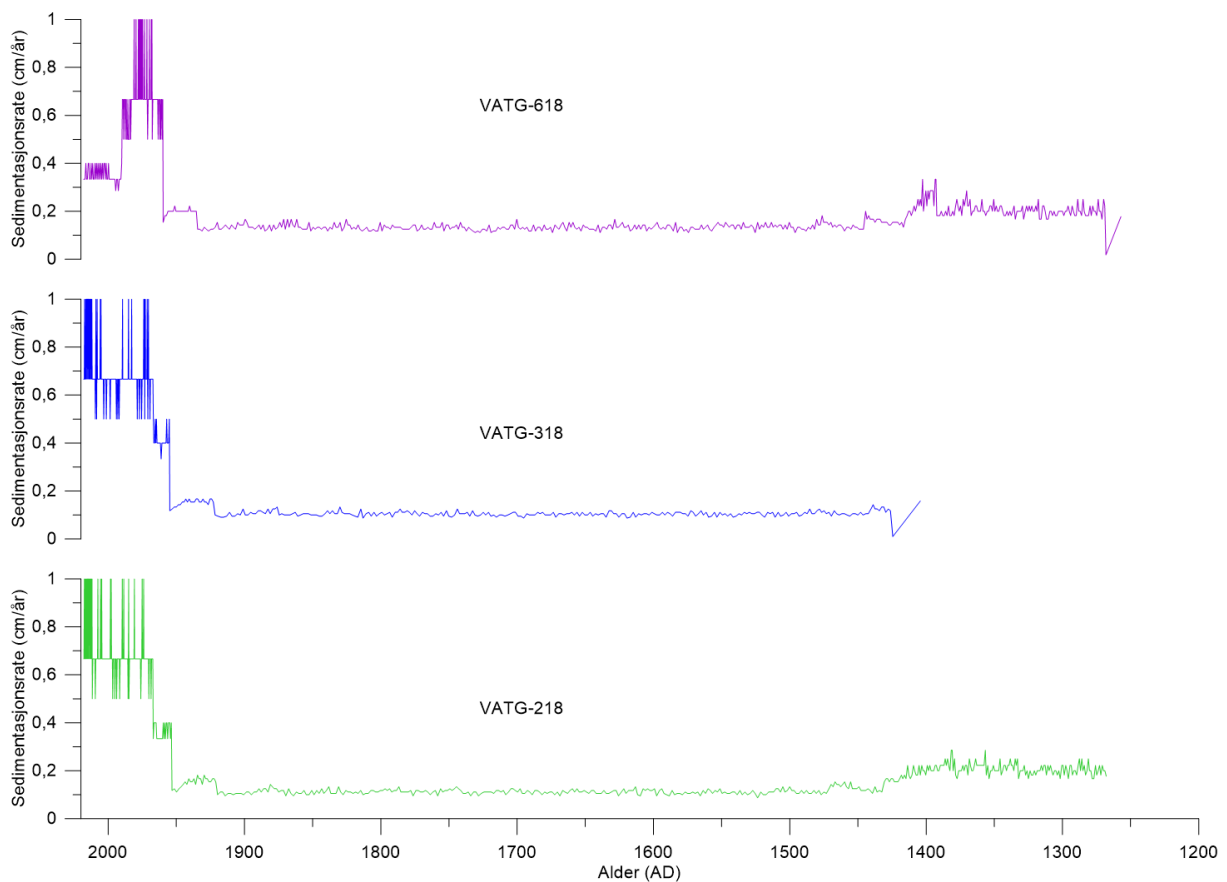


Figur 5.8. Dei grønne, blå og lilla kurvene representerer endringsraten til telleraten av titan på alder (AD) plotta mot alder (AD) i høvesvis VATG-218, -318 og -618. Stor amplitude betyr at endringsraten er stor. Dei svarte stolpediagramma viser kvar endringsraten overstig terskelen ved 97-persentilen. Ved overstiging av 97-persentilen vert endringa tolka som ein flaum, og punktet får verdien 1 (flaum = 1). Alderen er basert på medianen frå aldersmodell 1. Generelt kan VATG-218, -318 og -618 delast inn i tre periodar: Ein med liten amplitude (ca.1450-1950 AD), ein med intermediær amplitude (ca.1250 (1400 AD i VATG-318)-ca.1450 AD), og ein med høg amplitude (etter 1950). Amplituden overstig 97-persentilen stort sett i perioden med stor amplitude.





Figur 5.9. Kurvene representerer endringsraten til MS på alder (AD) plotta mot alder (AD) i VATG-218 (grøn), -318 (blå) og -618 (lilla). Stor amplitude betyr at endringsraten er stor. Dei svarte stolpediagramma viser kvar endringsraten overstig terskelen ved 97-persentilen. Ved overstiging av 97-persentilen vert endringa tolka som ein flaum, og punktet får verdien 1 (flaum = 1). Alderen er basert på medianen frå aldersmodell 1. Endringsraten i MS kan delast inn i to delar i dei tre kjernane: Ein del med liten amplitude fram til 1950, og ein del med stor amplitude etter 1950. Amplituden overstig 97-persentilen stort sett i sistnemnde del.



Figur 5.10. Dei grønne, blå og lilla kurvene representerer sedimentasjonsraten plotta mot alder (AD) i høvesvis VATG-218 (grøn), -318 (blå) og -618 (lilla). Alderen er basert på medianen frå aldersmodell 1. Frå 1250 til 1400 AD ligg sedimentasjonsraten mellom 0,2 og 0,3 cm/år i VATG-218 og -618. VATG-318 går ikkje lenger bak i tid enn til ca. 1400 AD. Mellom 1400 og 1950 AD er sedimentasjonsraten konsekvent mellom 0,1-0,15 cm/år i alle tre kjernane. Deretter stig sedimentasjonsraten til mellom 0,6 og 0,7 cm/år, med nokre toppar og botnar på høvesvis 1 og 0,5 cm/år. I VATG-618 søkk sedimentasjonsraten att kring 2000 AD til 0,3-0,4 cm/år, medan sedimentasjonsraten held fram i VATG-218 og -318.

## 5.2 Flaumfrekvensrekonstruksjon i Vangsvatnet

Aldersmodell 1 viser at kjernane går heilt tilbake til midten av 1250-talet (1257 AD i botnen a VATG-618). Til samanlikning er det studiar både i Noreg (Bøe et al., 2006, Støren et al., 2016) og i Europa (Wirth et al., 2013) som dekkjer heile holocen. Paasche & Støren (2014) samanlikna korleis flaumfrekvensen har endra seg fleire stadar i Europa gjennom holocen basert på kva eksisterande studiar har komme fram til. I studiet er det observert store endringar i flaumfrekvensen på tiår- og tusenårsskala gjennom holocen. Vidare viser studiet at det er svært låg flaumfrekvens kring det holocene termale maksimum for 9000-6000 år sidan og at det har vore ein aukande frekvens av flaumar dei siste 4000 år. Dette tolkar dei

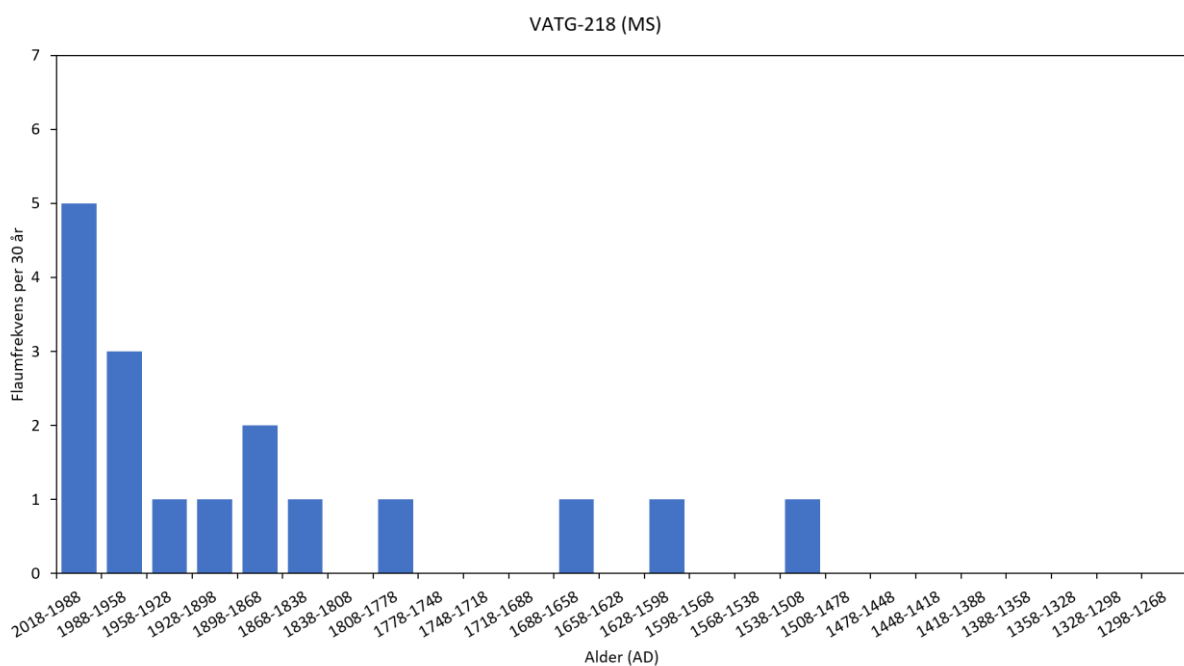
som at klimatiske forhold kan ha stor innverknad på prosessar i eit nedslagsfelt. Glur et al. (2013) skriv at endring i stormbanar i Atlanteren og Middelhavet kan ha påverka flaumaktiviteten i dei europeiske Alpane, medan Wirth et al. (2013) koplar flaumaktiviteten til den nordatlantiske sirkulasjonen og forskyving av Hadleycella som følgje av variasjonar i solaktivitet.

Vassføringsserien på Bulken strekker seg tilbake til 1892 AD. For å kunne seie noko om naturleg klimavariasjon på Voss utanom dei siste 126 år, kan det vera nyttig å supplere med flaumrekonstruksjonar frå sedimentkjernar frå Vangsvatnet. Sedimentkjernane VATG-218 og -618 strekk seg tilbake til kring 1250 AD, medan VATG-318 stopper ved 1400 AD, i følgje den ekstrapolerte alderen frå aldersmodell 1. Dei eldste dateringane i kjernane ligg på kring 500 år BP, som vil vera kring 1450 AD. 500 år med data gjev dermed eit betre grunnlag for å sjå endringar på hundreårsskala enn måleserien frå Bulken. Likevel er det framleis ikkje nok til å seie noko om endringar på tusenårsskala slik som flaumrekonstruksjonane for heile holocen (Paasche & Støren, 2014).

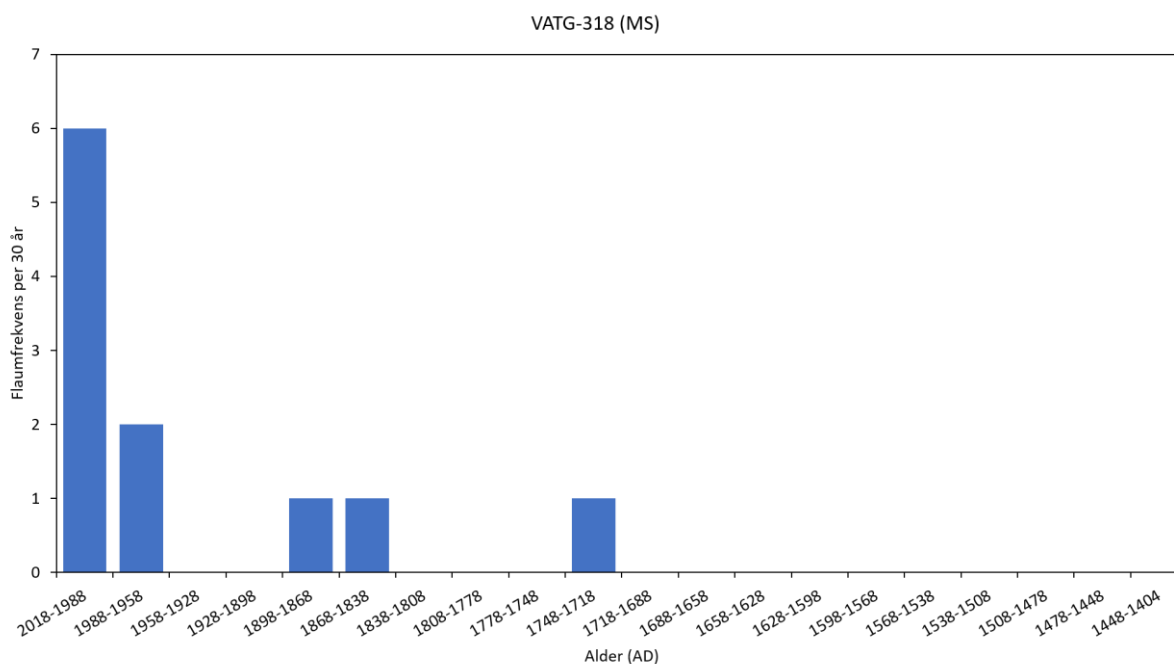
Flaumfrekvensen over 30 års periodar i VATG-218, -318 og -618, basert på 97-persentilen til endringsraten av MS på djup, er vist i figur 5.11-13. Figurane viser at fram til 1800 AD er det enten 1 eller ingen flaumhendingar i kvar av 30 års periodane. Etter 1840 AD er det ein generelt stigande trend fram til 2018 AD, med noko lågare frekvens kring 1900-1950 AD. Med unntak av perioden frå 1950 til 2018 AD er det svært låg flaumfrekvens i VATG-318. Dette kan komme av at 97-persentilen i denne kjernen er for høg eller at flaumsignalet ikkje vert plukka opp i MS-dataa.

Figur 5.14-16 viser flaumfrekvensen over 30 års periodar i VATG-218, -318 og -618 basert på 97-persentilen til endringsraten av telleraten av titan på djup. Dei viser at på slutten av 1200-talet og fram til om lag 1450 AD var det ein flaumfrekvens på mellom 0 og 2 per 30 års periode. Frå 1450 AD og fram til 1900 AD er flaumfrekvensen enten 0 eller 1 per 30 års periode, og frå 1900 AD stig flaumfrekvensen opp til 4-5 flaumar per 30 år. Flaumfrekvensen på slutten av 1900-talet ser ut til å stige frå sedimentkjernen VATG-218 til VATG-618. VATG-618 ligg lenger frå innløpet til Vosso og inneheld færre store makrofossil i forhold til det ein finn i kjerne VATG-218. Sidan XRF-skanning vert påverka av organisk materiale (Löwemark et al., 2011), kan dette vera årsaka til at flaumfrekvensen søkk utover i Vangsvatnet.

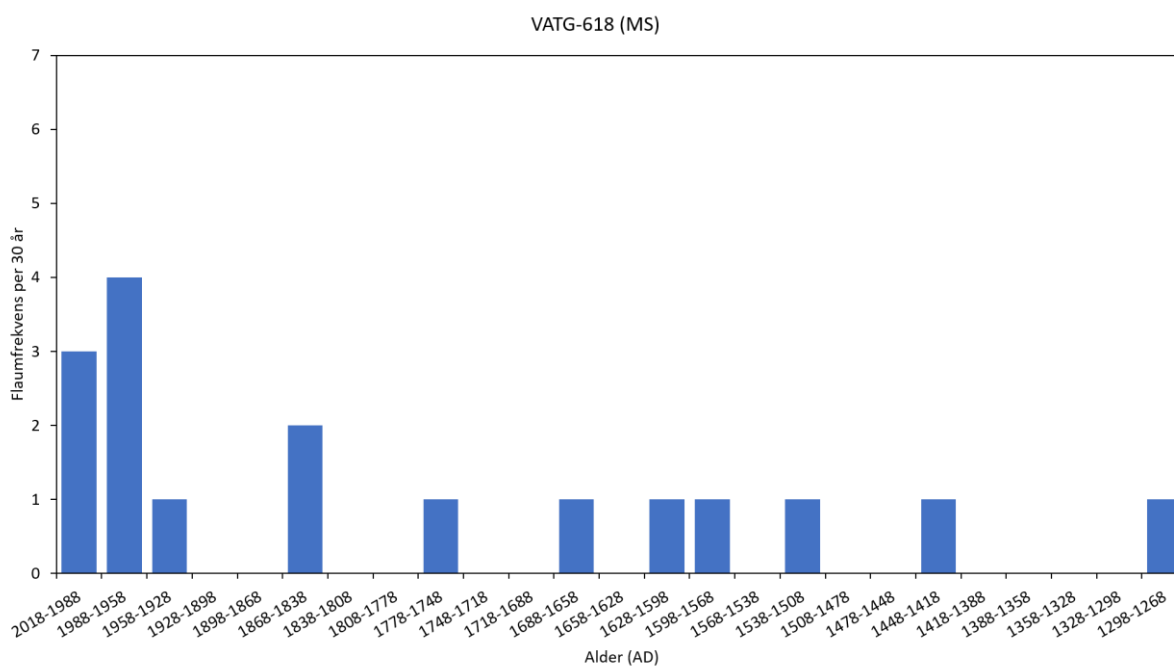
Frå om lag 1550 AD og fram til 1850 AD var klimaet i Skandinavia kaldare, referert til som «den vesle istida» (Bradley & Jones, 1992). Korleis variasjonar i temperatur og nedbør har påverka flaumane, er ikkje fokuset i dette studiet, men det kan tenkast at lågare temperaturar leggje til rette for at meir snø vert lagra i nedslagsfeltet, og dermed aukar sjansen for fleire og/eller større snøsmelteflaumar. Støren & Paasche (2014) viste at vinternedbør korrelerer positivt ( $R^2 = 0.41$ ,  $p > 0.01$ ) med flaumfrekvens i to nedslagsfelt på indre Austlandet. Det er ikkje gitt at det er same forhold på Voss, men flaumrosa (figur 2.8) indikerer at snøsmelting spelar ei stor rolle for vassføringa ved Bulken og dermed flaumfrekvensen. Figurane 5.11-13 viser ein liten auke i flaumaktivitet kring 1550-1850 AD samanlikna med perioden før, medan den største aukinga har vore frå 1950 AD til no. Flaumfrekvensen basert på telleraten av titan derimot viser relativt låg flaumfrekvens kring «den vesle istida» (figur 5.14-16). Det som er likt for flaumfrekvensen basert på MS og telleraten av titan er at begge viser ei auke dei siste 50-100 åra. Auka nedbør og vinternedbør dei siste 100 åra ser dermed ut til å ha spelt ein større rolle for flaumaktiviteten i Vangsvatnet enn «den vesle istida».



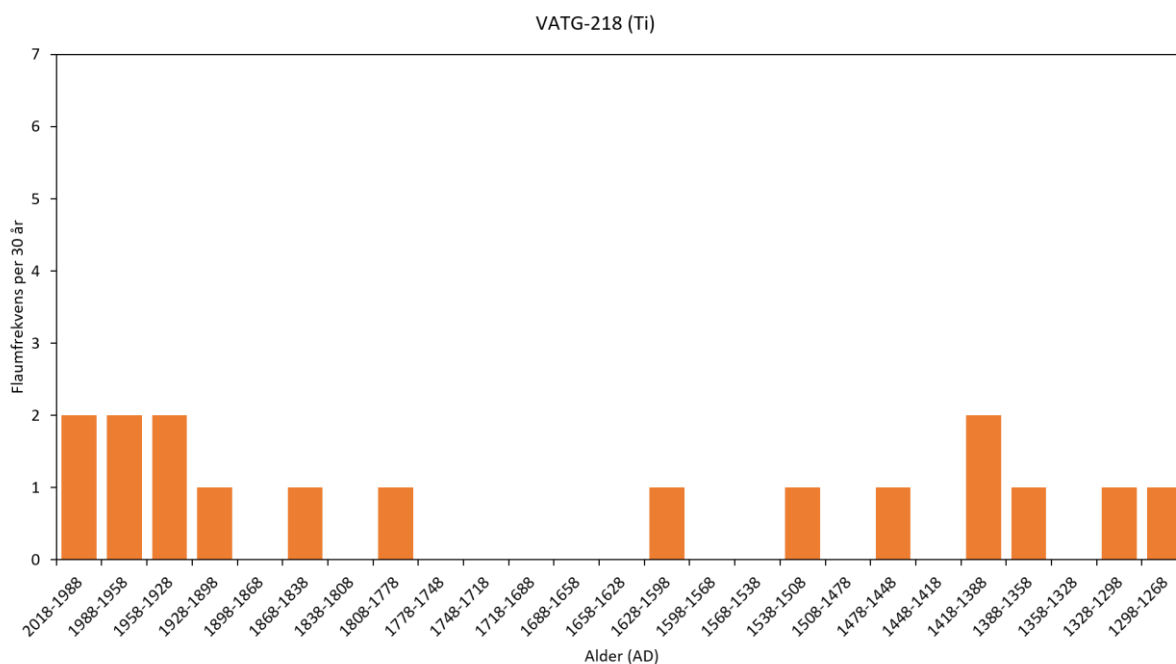
Figur 5.11. Stolpediagram som viser frekvensen av flaum over 30 årsperiodar i Vangsvatnet, med utgangspunkt i 97-persentilen til endringsraten av MS på djup. Mellom 1200- og 1500-talet er det ikkje registrert nokre flaumar, heller ikkje mellom 1688 og 1778. Flaumfrekvensen har ein stigande trend mot 2018.



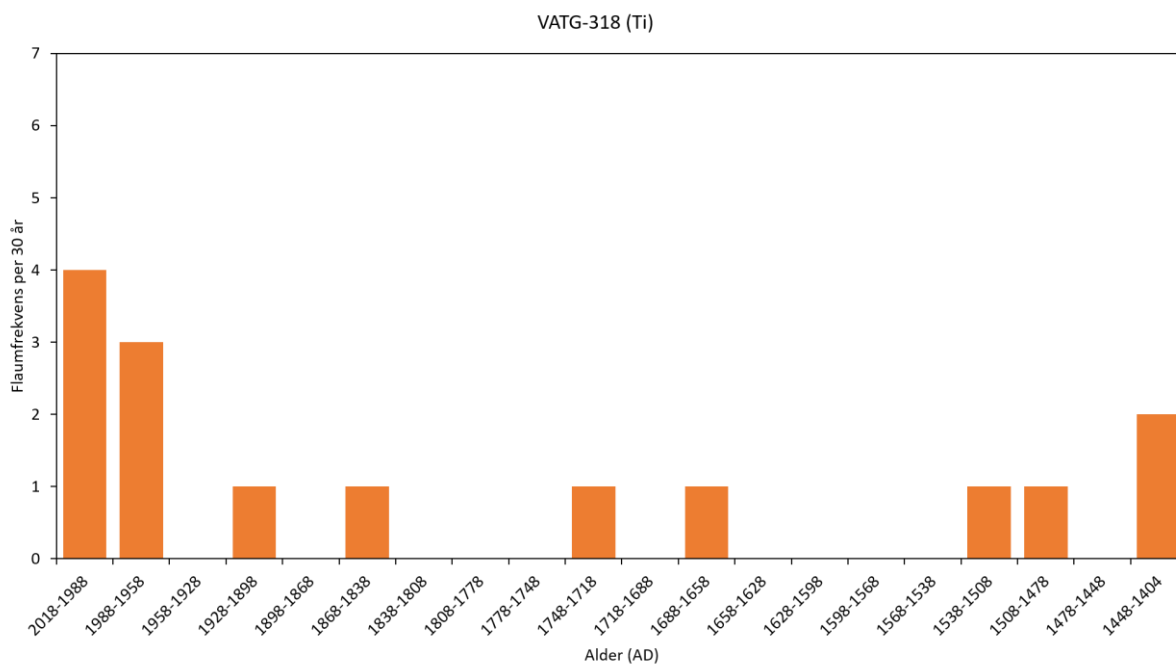
Figur 5.12. Stolpediagram som viser frekvensen av flaum over 30 årsperiodar i VATG-318 i Vangsvatnet, med utgangspunkt i 97-persentilen til endringsraten av MS på djup. VATG-318 strekker seg berre tilbake til 1404, samanlikna med VATG-218 og -618 som begge strekk seg tilbake til kring 1250. Frå 1400- til 1700-talet, 1750-1800- talet og 1900-1950-talet er det ikkje registrert nokre flaumar som overstig 97-persentilen i MS på djup. Flaumfrekvensen stig mot 2018.



Figur 5.13. Stolpediagram som viser frekvensen av flaum over 30 årsperiodar i Vangsvatnet, med utgangspunkt i 97-persentilen til endringsraten av MS på djup. Mellom 1300- og 1400-talet er det ingen flaumaktivitet, heller ikkje mellom 1448-1508, 1688-1748, 1778-1838 og 1868-1898. Etter 1800-talet er det ein stigande trend mot 2018.

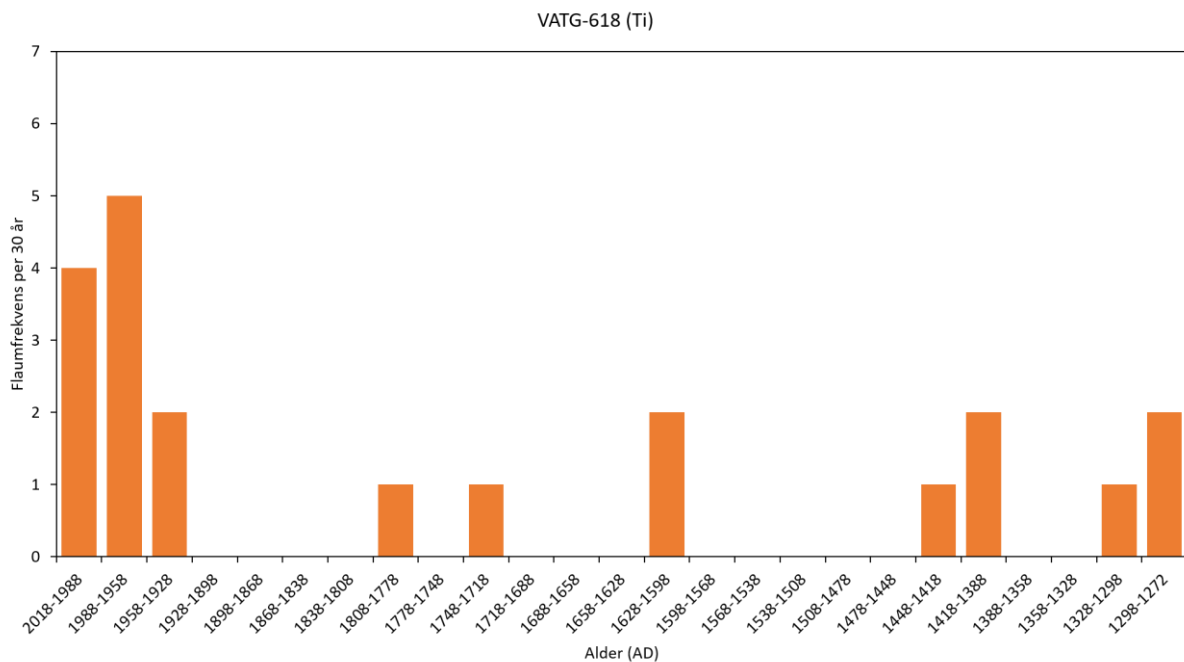


Figur 5.14. Stolpediagram som viser frekvensen av flaum over 30 årsperiodar i Vangsvatnet, med utgangspunkt i 97-persentilen til endringsraten av telleraten av titan på djup. Frå 1270-1540 AD er det stort sett 1 flaum i løpet av ein 30 års periode. Mellom 1540-1780 AD er det nesten ingen flaumaktivitet med unntak mellom 1600-1630 AD, der det var 1 flaum, truleg 1604 flaumen. Vidare er det enten 1 eller 0 flaumar fram til 1930 AD, der flaumfrekvensen stig til 2.



Figur 5.15. Stolpediagram som viser frekvensen av flaum over 30 årsperiodar i Vangsvatnet, med utgangspunkt i 97-persentilen til endringsraten av telleraten av titan på djup. Med unntak av 1404-1448 AD og 1958-2018 AD er det enten 1

eller 0 flaumar i løpet av 30 års periodane. 1538-1658 AD og 1748-1838 AD er dei lengste periodane der flaumfrekvensen er 0.



Figur 5.16. Stolpediagram som viser frekvensen av flaum over 30 årsperiodar i Vangsvatnet, med utgangspunkt i 97-persentilen til endringsraten av telleraten av titan på djup. Mellom 1272 og 1448 AD er det i snitt 1 flaum i kvar 30 års periode. Frå 1448-1598 AD, 1628-1718 AD og 1808-1928 AD er det ingen flaumaktivitet. Frå 1928 er det den største flaumfrekvensen.

### 5.3 Variasjonar i resultata frå dei miljømagnetiske målingar

Sjølv om dei høgoppløyslege metodane har vore svært nyttige for å identifisere flaumlager, er det ein fordel å supplere med høgssensitive metodar (Støren et al., 2016). T.d. kan vassinnhaldet og mengda organisk materiale i sedimentkjernane påverke resultatet, spesielt ved XRF-overflateskanning (Croudace et al., 2006, Löwemark et al., 2011), som nemnt tidlegare i diskusjonen. Ikkje minst er høgssensitive metodar meir presise og kan seie meir om dei magnetiske eigenskapane til sedimenta enn ein overflateskanning av MS. T.d. kan forholdet mellom ARM og  $\chi$ bulk seie noko om korleis den magnetiske kornstorleiken og konsentrasjonen av magnetiske mineral endrar seg relativt frå sedimentkjerne VATG-218 til -618 (figur 4.21).

Prøvar for høgssensitive miljømagnetiske analysar vart tekne ved dei høgaste, tydelege toppane i MS-verdiane frå overflateskanninga av sedimentkjernane der endringsraten også

oversteig 97-persentilen. Det er fordi dei vart tolka til å representere flaumhendingar og har truleg dei sterkaste flaumsignala. Dette var viktig sidan visuell tolking av sedimentkjernane var vanskeleg.

Å utføre målingar på magnetiske eigenskapar i sedimenta frå både innsjøen og nedslagsfeltet kan auke kunnskapen om opphavet til dei flaumavsette sedimenta. Dersom eit sediment avsett i innsjøen har liknande eigenskapar som eit sediment frå ei avsetning i nedslagsfeltet, er truleg sedimenta i den lakustrine avsettinga erodert materiale frå avsettinga i nedslagsfeltet. T.d. har både Vasskog et al. (2012) og Kvisvik et al. (2015) nytta paramagnetisk ratio til å samanlikna dei laukstrine sedimenta med sedimenta i nedslagsfeltet.

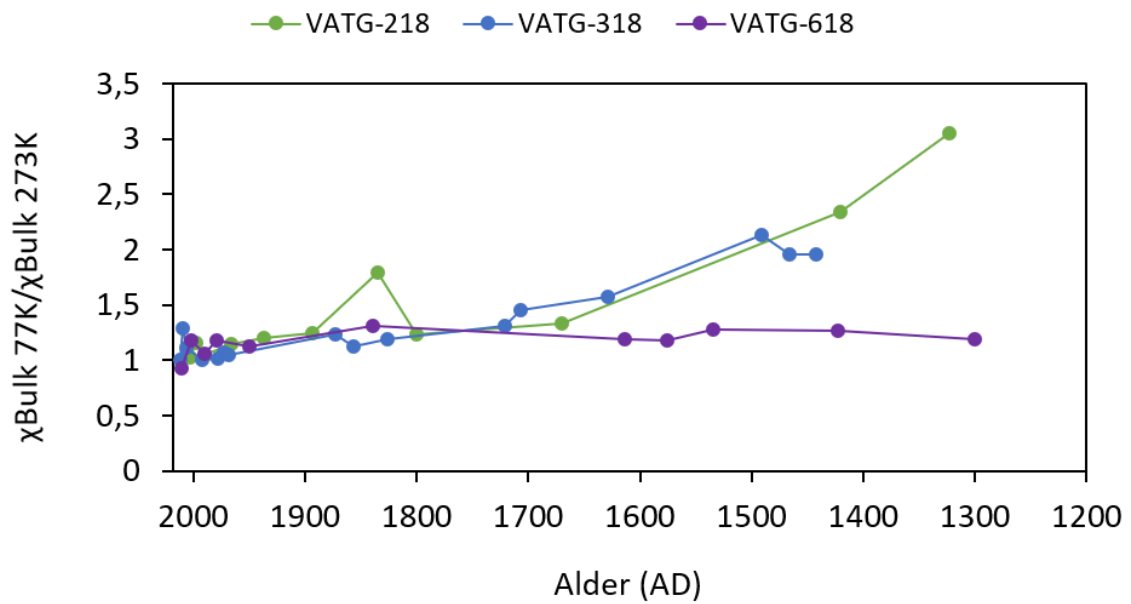
### 5.3.1 Korleis kan paramagnetisk ratio brukast til å identifisere sedimentkjeldane til dei flaumavsette sedimenta?

Den paramagnetiske ratioen kan som nemnt i metodane (kap. 3.3.1) brukast til å skilje mellom ferro/ferrimagnetiske og paramagnetiske mineral i sedimentane (Dearing, 1994) sidan susceptibiliteten til paramagnetiske mineral er inversproporsjonal med absolutt temperatur (Lanci & Lowrie, 1997). Dermed kan den paramagnetiske ratioen brukast til å identifisere kjeldeområdet til eit sediment (Vasskog et al., 2012, Kvisvik et al., 2015). I resultata vert det vist at det er tydelege skilnadar i den paramagnetiske ratioen i nedslagsprøvene frå kjeldeområdet til Vosso og Bordalselvi. Generelt i Raundalen og langs Vosso viser nedslagsfeltprøvene låg paramagnetisk ratio på kring 1,5, medan i Bordalen er ratioen 3,7 (figur 4.16). Prøven frå Dyrvo (lokalitet 23) gjev også høg paramagnetisk ratio. Elva Dyrvo er i ein heilt anna del av Vangsvatnet (vestre del) (sjå figur 2.1), og det er store avstandar mellom innløpet til Dyrvo og borelokalitetane. Det vert difor tolka at signalet frå Dyrvo ikkje er i kjernane.

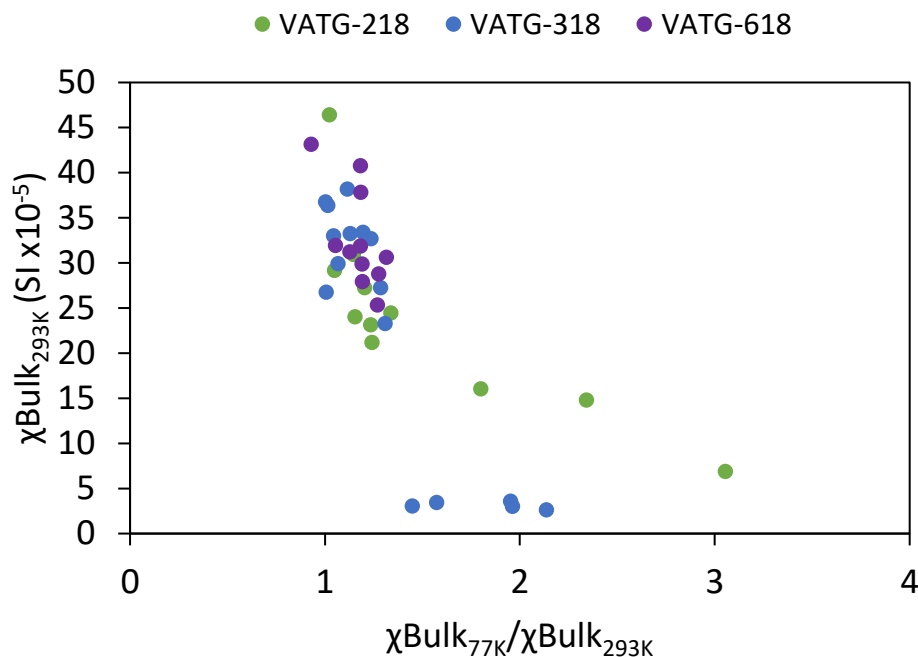
Blant kjerneprøvene er den høgste paramagnetiske ratioen i VATG-218 ved byrjinga av 1300 AD (figur 5.17). Deretter søkk ratioen mot 1-1,5 i både VATG-218 og -318 fram til 1600 AD. Den paramagnetiske ratioen i VATG-618 held seg kring 1-1,5 gjennom heile kjernen. I nedre del av kjernane har VATG-618 systematisk høgare MS enn kjernane nærmare innløpet til Vosso. Som diskutert tidlegare kan det vera ein samanheng mellom låge MS-verdiar og høg



paramagnetisk ratio. Figur 5.18 styrker denne påstanden sidan ein ser ein klar fordeling der kjernepøvar med høge MS-verdiar har låg paramagnetisk ratio, og omvendt.



Figur 5.17. Dei grønne, blå og lilla kurvene representerer den paramagnetiske ratioen plotta mot alder (AD) i høvesvis VATG-218 (grøn), -318 (blå) og -618 (lilla). Alderen er basert på medianen frå aldersmodell 1. Paramagnetisk ratio på kring 3,8 indikerer at sedimenta inneheld paramagnetiske mineral (Lanci & Lowrie, 1997). To tydelege trendar kan observerast i den paramagnetiske ratioen i dei tre kjernane: I heile VATG-618 og frå 1600-talet til 2018 i VATG-218 og -318 ligg den paramagnetiske ratioen mellom 1 og 1,5, medan frå 1300-talet til 1600-talet i VATG-218 og -318 er det ein søkkande trend frå 3 til 1,5.



Figur 5.18.  $\chi_{Bulk_{293K}}$  plotta mot den paramagnetiske ratioen ( $\chi_{Bulk_{77K}}/\chi_{Bulk_{293K}}$ ). Figuren viser at prøvar med høg susceptibilitet har lågare paramagnetisk ratio og omvendt. Prøvar frå VATG-618 er berre konsentrert i kring låg paramagnetisk ratio (1-1,5) og høg  $\chi_{Bulk_{293K}}$  (25-45 SI  $\times 10^{-5}$ ), medan VATG-218 og -318 i tillegg har nokre prøvar med relativt høg paramagnetisk ratio (høvesvis 1,5-3 og 1,5-2,5) og låg  $\chi_{Bulk_{293K}}$  (høvesvis 5-10 og  $<5$  SI  $\times 10^{-5}$ ).

I resultatata (kapittel 4.4.3) vert det tolka at dei to regima i paramagnetisk ratio også kan finnast i VATG-118, -418 og -518 sidan dei har same trend i MS som VATG-218 og -318. I tillegg har dei også lågare MS-verdiar enn VATG-618 i nedre del av kjernane. Tolkninga fortsett med at høg og låg paramagnetisk ratio i kjernane representerer eit signal frå høvesvis Bordalen og oppstraums innløpet til Vosso. Som følgje av dette kan det tolkast at sedimenta i nedre del av kjernane, med unntak av VATG-618, kjem frå Bordalselvi som etterkvart vert overkøyrtd av signalet frå Vosso.

Ved tolking av resultatata må ein hugse på at kjerneprøvene frå sedimentkjernane representerer flaumsignal og ikkje nødvendigvis dei normale forholda. Dermed kan det vera at dei to regima i VATG-218 og -318 vert påverka av kvar i nedslagsfeltet den avsettande flaumen var størst, eventuelt kva type flaum (regn/snøsmelte) som oppstod. Dersom skilnaden i paramagnetisk ratio kjem av at flaumane har vore konsentrert i ulike kjeldeområde, kan det vera at bidraget frå Vosso ved flaum har auka relativt til bidraget frå Bordalselvi sidan 1300 AD. Det finnast lite informasjon om flaumar før 1600-talet, så når på

året og kva som er årsaka til at flaumane oppstod, er usikkert. Dermed kan ein berre spekulere kring kvifor det er to regime i den paramagnetiske ratioen.

Dersom Vosso har relativt lågare avrenning under flaumane før 1600-talet, vil kompetansen også vera mindre. Det vil seie at Vosso transporterer finare materiale. Med mindre kornstorleik kan sedimenta fraktast lenger ut i innsjøen før dei vert avsett. Då kan det vera at sedimentasjonen frå Vosso var relativ større ved VATG-618 i forhold til borelokalitetane nærmare innløpet. Det kan vera ein forklaring på kvifor at VATG-618 har eit så sterkt ferro/ferrimagnetisk signal frå Vosso i forhold til dei andre kjernane.

Endring i sjølve kjeldeområdet kan vera ein anna mogleg forklaring på dei to paramagnetiske regima. Dei fem nedslagsfeltprøvene frå kjeldeområdet til Vosso indikerer at materialet her i hovudsak er ferro/ferrimagnetisk, men det utelet ikkje moglegheita for at det også kan finnast materiale med andre magnetiske eigenskapar. Vosso/Raundalselvi har til dømes tilgang på mange av dei same bergartane som Bordalselvi (figur 2.3). Dermed er det mogleg at også Vosso/Raundalselvi har hatt tilgang på paramagnetisk materiale. I så fall kan årsaka til at VATG-618 ikkje viser paramagnetisk signal, ha noko med kornstorleiken å gjere. Dersom det er tilfellet, har ferro/ferrimagnetiske partiklane truleg hatt mindre kornstorleik enn dei paramagnetiske partiklane. Utan å gå for djupt inn på korleis klimaet har påverka flaumane, bør ein merke seg at trenden i den paramagnetiske ratioen i VATG-218 og -318 er søkkande frå før «den vesle istida» (1550-1850 AD) og ca. 1650 AD (figur 5.17). Ein forklaring kan vera at den kalde perioden har ført til meir vintervedbør i form av snø, som kan ha lagt til rette for fleire snøsmelteflaumar i Raundalen og dermed auka tilførsel av sedimenter frå Vosso.

### 5.3.2 Korleis påverkar avstanden frå innløpet og flaumstorleiken ARM, $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ og $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ?

For å undersøke korleis avstanden frå innløpet til Vosso og flaumstorleik påverkar den sedimentære avsettinga i Vangsvatnet, er det nødvendig å identifisere flaumavsettingar frå den same historiske hendinga i fleire kjernar. Så etter å ha undersøkt dei magnetiske eigenskapane i dei ulike kjerneprøvene, var neste steg å kople flaumлага til ulike historiske flaumar. Ønsket var å finne att dei same flaumane i kjerneprøvene, i alle tre kjernane (VATG-

218, -318 og -618). Kva flaum prøvane representerer, vart tolka ved å samanlikne nærleik i tid til dei historiske flaumane. Dersom to historiske flaumar ligg nært i tid, vart det anteke at prøven representerer flaumen med størst vassføring. Dette er basert på at større vassføring truleg tilfører meir minerogent materiale som gjev sterkare signal i MS-verdiane. Det fører så til større endringsrate og større sjanse for å overstige 97-persentilen. Fleire historiske flaumar var representert i dei tre kjernane, men det var berre nokre få flaumar som med sikkerheit vart identifisert i meir enn éin kerne (tabell 5.1). I tillegg til kva historiske flaumar som er funne i fleire av kjernane, viser tabell 5.1 datoene til dei historiske flaumane (der det finnast), vassføring samt dei magnetiske eigenskapane (ARM,  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  og  $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ).

Tabell 5.1. Tabellen gjev ein oversikt over kjerneprøvene sin ID, djup og alder. Den viser også kva historisk flaum dei er tolka til å vera avsett av og flaumens vassføring ved Bulken. I tillegg vert det vist kva ARM,  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  og  $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  kjerneprøvene har. Flaumane 1604, 1971, 1989, 2005 og 2018 er markert med høvesvis blå, oransje, gul, grøn og grå farge. Ver merksam på at vassføringa fram til 1995 er gjeven i døgnverdiar som vart målt ein gong om døgeret, vanlegvis klokka 12 (Holmqvist, 2015). Det betyr at maks vassføring kan ha vore høgare. Etter 1995 vart vassføringa loggført kontinuerleg.

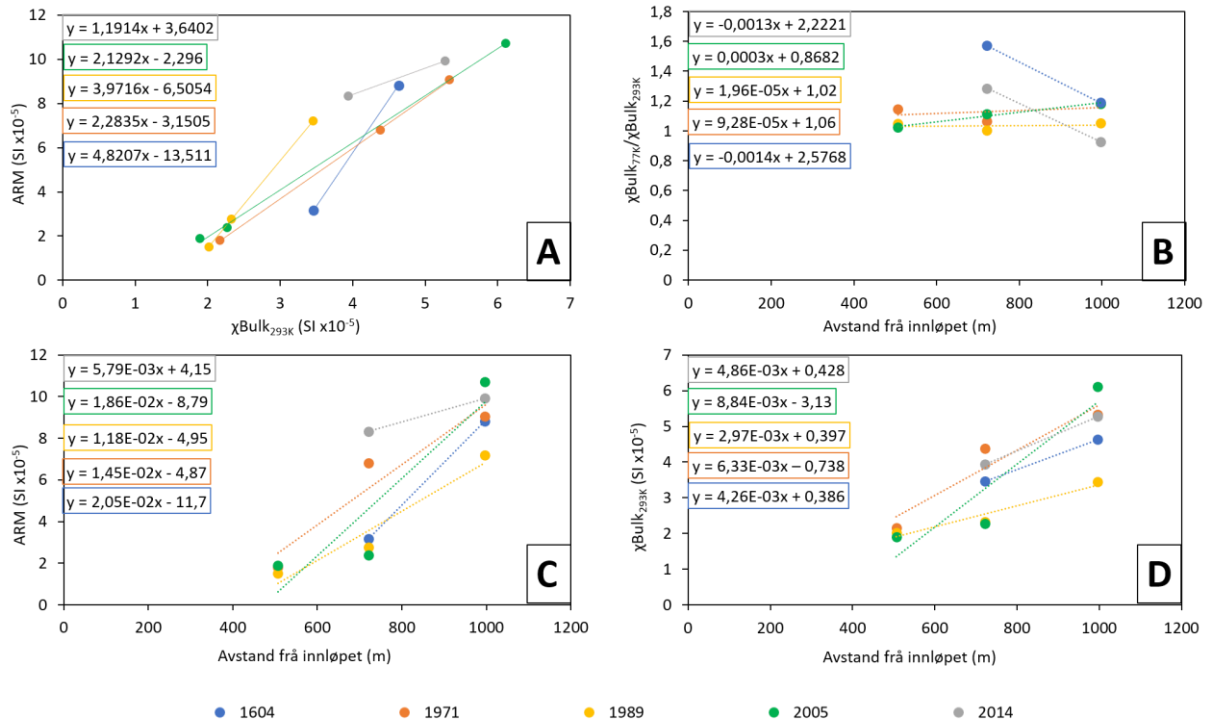
Prøve ID	Djup	Alder (AD)	Historisk flaum (AD)	Dato	Vassføring (maksimal døgnverdi) (m <sup>3</sup> /s)	ARM (x10 <sup>-5</sup> )	$\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ (x10 <sup>-5</sup> )	Avstand frå innløp (m)	$\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$
VATG_318_75_4	75,4	1629,2	1604	mai	900	3,1738	3,4611	721,64	1,572535
VATG_618_77_2	77,2	1613,8	1604	mai	900	8,8212	4,6326	996,55	1,189942
VATG_218_35_2	35,2	1966,4	1971	03.nov	498	1,8043	2,1643	506,37	1,144924
VATG_318_31_0	31	1972,8	1971	03.nov	498	6,805	4,3782	721,64	1,065925
VATG_618_16_2	16,2	1979,6	1971	03.nov	498	9,062	5,3354	996,55	1,182692
VATG_218_19_8	19,8	1989,7	1989	27.jun	451	1,502	2,0214	506,37	1,048052
VATG_318_17_8	17,8	1992,6	1989	27.jun	451	2,7643	2,3273	721,64	1,003072
VATG_618_10-0	10	1989,6	1989	27.jun	451	7,1986	3,4519	996,55	1,053846
VATG_218_11_0	11	2003,1	2005	15.nov	568	1,8824	1,894	506,37	1,022739
VATG_318_8_6	8,6	2006,7	2005	15.nov	568	2,379	2,2707	721,64	1,11352

VATG_618_6_0	6	2001,5	2005	14.jun	568	10,722	6,1072	996,55	1,181624
VATG_318_6_6	6,6	2009,7	2014	28.- 29.okt	813	8,33	3,9364	721,64	1,284997
VATG_618_2_8	2,8	2010,3	2014	28.- 29.okt	813	9,9224	5,273	996,55	0,928011

Vidare vart paramagnetisk ratio, ARM og  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  plotta mot avstand for dei representerte flaumane, samt ARM mot MS i eit Banerjee-plott (figur 5.19). Banerjee-plottet (figur 5.19.A) viser at kjerneprøvene med høgare ARM også har høgare  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ . Prøvene frå kjernane VATG-218 og -318 har relativt låg ARM og  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ , medan prøvar frå VATG-618 har høgare verdiar. Det vil seie at ARM og  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  aukar utover i innsjøen, som visast i figur 5.19.C og D. Stigande trend i Banerjee-plottet tydar også på at den magnetiske kornstorleiken minkar og konsentrasjonen av magnetiske mineral aukar utover i innsjøen. Det er også mindre spreing i punkta til prøvene frå VATG-218 enn prøvene til VATG-618, noko som kan tyde på at innverknaden av vassføring aukar utover i innsjøen. Auking i ARM og  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  utover i innsjøen går att i alle trendane til flaumane som er plotta (figur 5.19.C og D). Sidan det er 410 år skilnad mellom 1604- og 2014-flaumen, og den magnetiske signaturen til dei historiske flaumane ikkje endrast i særleg grad, kan ein anta at Vossovassdraget oppstraums Vangsvatnet har vore eit stabilt system. Dette kan også vera ein indikasjon på at det ikkje har vore store elveløpsendringar i Vosso sidan flaumen i 1604 AD. Sidan forholdet mellom ARM og  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  viser proporsjonalitet med aukande avstand frå innløpet til Vosso generelt i prøvene frå sedimentkjernane (figur 4.21), indikerer dette at innløpet til Vosso truleg har vore stabilt også før 1604 AD, sannsynlegvis til 1300 AD.

Den paramagnetiske ratioen ( $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ) har svært liten endring utover i innsjøen, spesielt under 1971, 1989 og 2005-flaumen (figur 5.19.B). Både 1604- og 2014-flaumen har ein ganske lik negativ trend med stigningstal ( $\beta$ ) på høvesvis -0,0014 og -0,0013. Begge flaumane har høg vassføring i forhold til dei andre flaumane som er representerte, med over 800 m<sup>3</sup>/s ved Bulken. Spørsmålet er om den auka vassføringa gjev vassmassane tilgang til eller moglegheit til å erodere i materiale som ikkje er like tilgjengeleg elles. Bidraget frå ulike delar av nedbørsfeltet (t.d. Bordalen) kan også ha variert. I tillegg kan auka vassføring

føre til avsetning av grovare sediment, og sedimenta kan bli transportert lenger ut i innsjøen før dei vert avsett.



Figur 5.19. Punkta representerer ulike parameterar i sedimenta avsett av flaumen i 1604 (blå), 1971 (oransje), 1989 (gul), 2005 (grøn) og 2014 (grå). I A er ARM er plotta mot  $\chi_{Bulk_{293K}}$ , medan i B, C og D er paramagnetisk ratio ( $\chi_{Bulk_{77K}}/\chi_{Bulk_{293K}}$ ), ARM og  $\chi_{Bulk_{293K}}$  plotta mot avstand. I A ser det ut som om punkta konvergerer kring låg ARM og  $\chi_{Bulk_{293K}}$  og spreiar seg meir med auka ARM og  $\chi_{Bulk_{293K}}$ . For 1971-, 1989- og 2005-flaumane er det liten endring i paramagnetisk ratio mellom flaumane, heller ikkje i forhold til avstand frå innløpet til Vosso (B). 1604- og 2014-flaumen derimot har berre ein negativ trend mellom 750 og 1000 m frå innløpet til Vosso (B). I C og D aukar ARM og  $\chi_{Bulk_{293K}}$  utover i Vangsvatnet.

Trendlinjene i figur 5.19 er lineære regresjonar som vert uttrykt som  $y = \beta x \pm \alpha$ , der  $\beta$  er stigningstalet til funksjonen og  $\alpha$  er konstanten. Stigningstala ( $\beta$ ) til dei ulike parameterane, den representerte flaumen og vassføringa til flaumen er vist i tabell 5.2. Ein regresjonsanalyse av  $\beta$  plotta mot vassføring er gjort i figur 5.20, for å sjå om det er ein samanheng mellom vassføring og korleis parameterane endrast utover i innsjøen.  $R^2$  (bestemmingskoeffisienten, på engelsk: 'coefficient of determination') seier noko om kor godt trendlinjene passar med dataa. Er  $R^2 = 1$  passer trendlinja perfekt, men dess nærmare  $R^2$  kjem 0, dess dårlegare passer trendlinja (Rogerson, 2015, s.234). For at parameterane skal ha ein viss proporsjonalitet med vassføringa, bør den lineære regresjonen mellom parameterane og vassføringa stemme godt overeins med punkta. Å gjera ein

regresjonsanalyse på det avgrensa datagrunnlaget av identifiserte flaumlager frå historiske hendingar som er tilgjengeleg, er ei usikker øving, men det vert framleis antekt at parameterane har proporsjonalitet med vassføringa dersom den lineære regresjonen stemmer godt overeins med punkta.

Figur 5.20.A viser korleis stigningstalet ( $\beta$ ) til trendlinjene i Banerjee-plottet endrar seg med vassføringa til flaumane.  $R^2$  er låg, noko som tilseier at den lineære regresjonen passar dårleg, og der er truleg lite proporsjonalitet mellom  $\beta$ - (ARM mot  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ) og vassføringa. To punkt skil seg ut med relativt høge stigningstal. Dei to stigningstala tilhøyrar 1604 og 1989-flaumen, som begge er vår/sommarflaumar. Dersom punkta vert delt inn etter vår/sommar- og haustflaumar har dei høvesvis stigande og søkkande trend ved aukande vassføring (figur 5.20.B). Det er berre to punkt som representerer vår/sommarflaumane. Dette er for tynt grunnlag til å gjere ein regresjon sidan trendlinja vil alltid vera ei rett linje mellom desse punkta og  $R^2 = 1$  uansett kva. Haustflaumane med tre punkt gjev ein regresjon med  $R^2 = 0,9932$ .

Dei to trendane tyder på at under haustflaumar vert  $\beta$ - (ARM mot  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ) lågare ved større vassføring, og større under vår/sommarflaumar. Med andre ord vil den magnetiske kornstorleiken minke raskare utover i innsjøen ved større vassføring under ein vår/sommarflaum enn ein haustflaum. På same måte vil konsentrasjonen av magnetiske mineral ha ein raskare auke utover i innsjøen. Årsaka til at årstida for flaumen kan spele ei rolle, er at det kan ligge ulike utløysingsmekanismar bak. Flaumrosa i kapittel 2.2.2 viser at snøsmelting er det største bidraget ved dei fleste flaumane som hender på våren eller tidleg sommar, medan regn er hovudårsaka til haustflaumar (figur 2.5).

Vidare viser figur 5.20.C at  $\beta$ -ARM stiger med vassføringa til flaumane. Det vil seie at ved større vassføring aukar ARM raskare utover i innsjøen. Den lineære regresjonen mellom  $\beta$ - (ARM) og vassføring har ein høg  $R^2$  (0,7121), og punkta ligg jamt fordelt kring den lineære trendlinja. Dette tyder på at ARM har ein viss proporsjonalitet med ei viss vassføring ved flaum.

$\beta$ - ( $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ) har ein søkkande trend ved auka vassføring (figur 5.20.D).  $R^2$  til den lineære regresjonen mellom vassføring og  $\beta$ - ( $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ) er høg (0,8796), men punkta er ikkje like godt fordelte langs trendlinja. Punkta til flaumane med 450-600 m<sup>3</sup>/s i vassføring

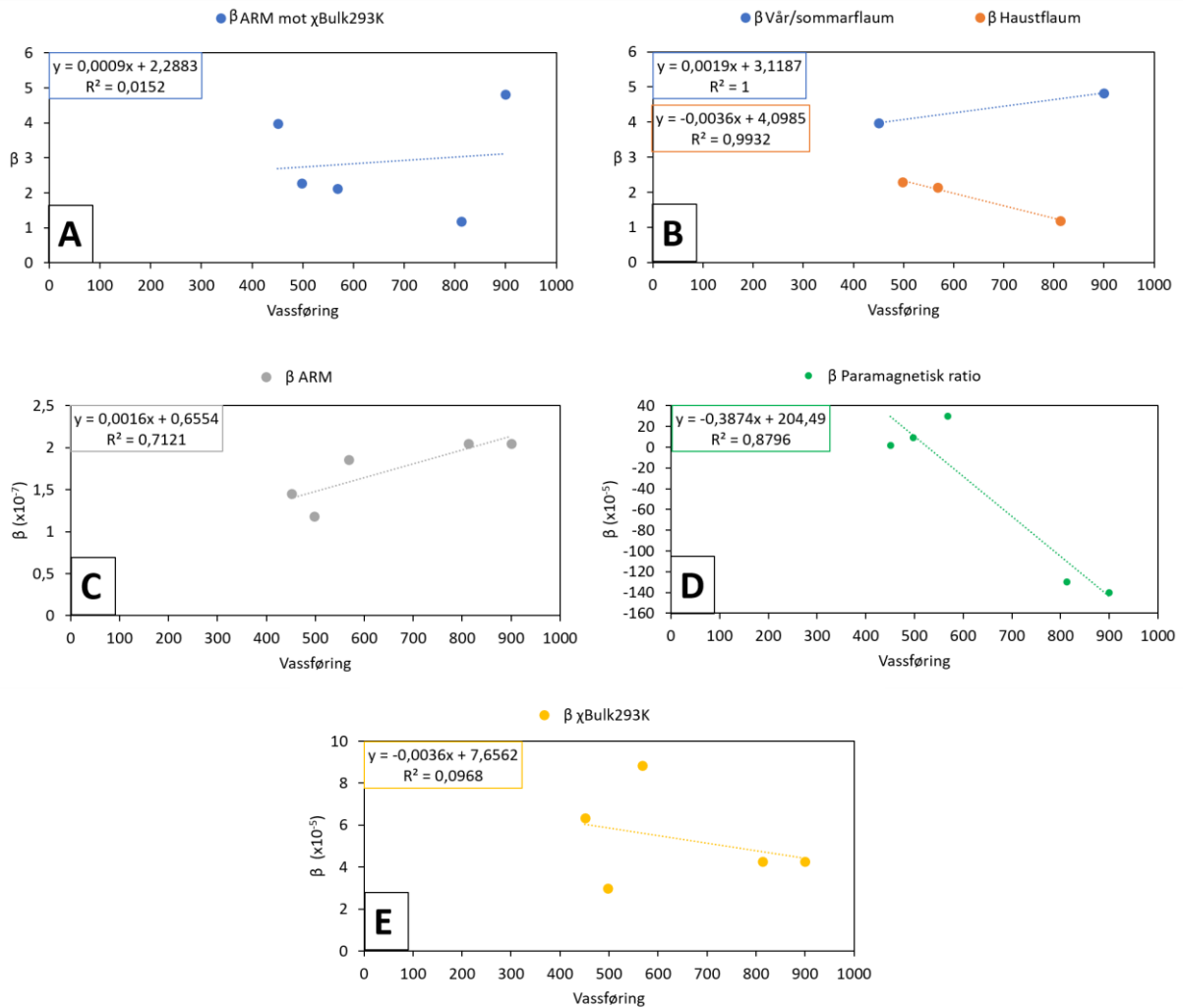
har ein stigande trend, medan den søkkande trenden er berre mellom punkta for flaumane med  $>600 \text{ m}^3/\text{s}$ . Det ser ut som at når vassføringa overstig ein viss terskel, vil stigningstalet til den paramagnetiske ratioen gå frå å vera positiv og stige til å vera negativ og søkke. For å ha eit godt grunnlag til å seie noko om proporsjonaliteten mellom  $\beta$ -( $\chi\text{Bulk}_{77\text{K}}/\chi\text{Bulk}_{293\text{K}}$ ) og vassføring trengs meir data, gjerne frå flaumar med  $600\text{-}800 \text{ m}^3/\text{s}$ . Det som er interessant er at 1604- og 2014-flaumen skjedde ved ulike årstider. Likevel er trenden i paramagnetisk ratio mellom VATG-318 og -618 ganske lik, til tross for at flaumane kan hatt ulike utløysande årsaker.

$\beta$ - $\chi\text{Bulk}_{293\text{K}}$  har ein svakt søkkande trend i følgje den lineære regresjonen (figur 5.20.E). Det vil seie at  $\chi\text{Bulk}_{293\text{K}}$  stig raskare utover i Vangsvatnet dersom flaumen har lågare vassføring. Punkta er noko jamt fordelt kring den lineære trendlinja, med unntak av to punkter;  $\beta$ - $\chi\text{Bulk}_{293\text{K}}$  ved 498 og  $568 \text{ m}^3/\text{s}$ . Dette gjev ein låg  $R^2$  (0,0968), som kan bety at det er låg proporsjonalitet mellom  $\beta$ - $\chi\text{Bulk}_{293\text{K}}$  og vassføringa. For å avkrefte eller bekrefte dette bør det bli samla inn meir data.

Tabell 5.2. Tabell med oversikt over dei historiske flaumane, vassføring og signingstalet til trendane for ARM,  $\chi\text{Bulk}_{293\text{K}}$  og  $\chi\text{Bulk}_{77\text{K}}/\chi\text{Bulk}_{293\text{K}}$  over avstand frå innløpet til Vosso.

Flaum	Vassføring (maksimal døgnerverdi) ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	$\beta$ (ARM mot $\chi\text{Bulk}_{293\text{K}}$ )	$\beta$ (ARM)	$\beta$ ( $\chi\text{Bulk}_{293\text{K}}$ )	$\beta$ ( $\chi\text{Bulk}_{77\text{K}}/\chi\text{Bulk}_{293\text{K}}$ )
2014	813	1,1914	$2,05 \times 10^{-7}$	$4,26 \times 10^{-8}$	-0,0013
2005	568	2,1292	$1,86 \times 10^{-7}$	$8,84 \times 10^{-8}$	0,0003
1989	451	3,9716	$1,45 \times 10^{-7}$	$6,33 \times 10^{-8}$	$1,96 \times 10^{-5}$
1971	498	2,2835	$1,18 \times 10^{-7}$	$2,97 \times 10^{-8}$	$9,28 \times 10^{-5}$
1604	900	4,8207	$2,05 \times 10^{-7}$	$4,26 \times 10^{-8}$	-0,0014





Figur 5.20. Figuren viser stigningstalet ( $\beta$ ) til dei ulike parameterane plotta saman med vassføringa til flaumane, som punkter. Det er gjort ein lineær regresjon for alle dei ulike parameterane, som er vist med stipla linje. Likninga til den lineære regresjonen og  $R^2$  er vist i boksane øvst til venstre i kvart diagram. A:  $\beta$ -(ARM mot  $\chi_{Bulk_{293K}}$ ) i blå.  $R^2 = 0,0152$  og punkta ligg spreidd langs den lineære trendlinja. B: Her er  $\beta$ -(ARM mot  $\chi_{Bulk_{293K}}$ ) delt inn i vår/sommarflaum (blå) og haustflaum (oransje). Haustflaumar har ein negativ trend med auka vassføring, medan vår/sommarflaumar har ein positiv trend. C:  $\beta$ -(ARM) i grått. Trenden er positiv, og  $R^2$  er relativt høg med 0,7121. D:  $\beta$ -( $\chi_{Bulk_{77K}}/\chi_{Bulk_{293K}}$ ) i grønt.  $R^2 = 0,8796$ , og trenden er negativ med auka vassføring. E:  $\beta$ -( $\chi_{Bulk_{293K}}$ ) i gult, har ein svakt negativ trend ved auka vassføring. To punkt (498 og 568  $m^3/s$ ) ligg spreidd frå den lineære trendlinja samanlikna med dei andre punkta.

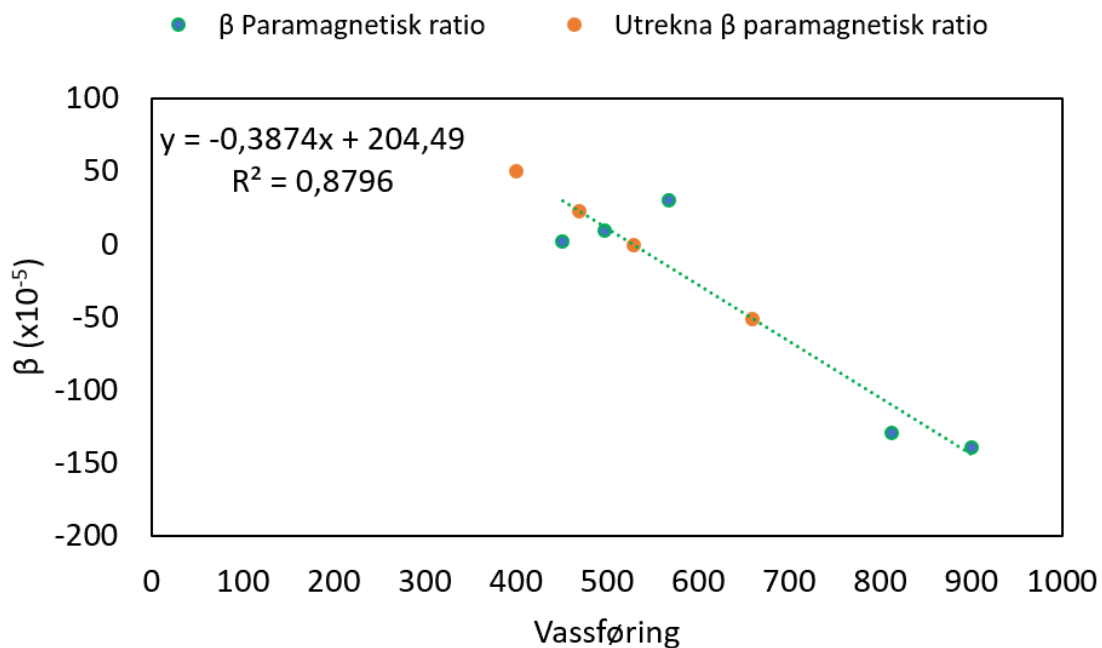
### 5.3.3 Oppsummering. Kvifor proporsjonalitet mellom flaumavsette sediment og vassføringa kan vera nyttig, og utfordringar ved framgangsmåten.

Analysane gjort på sedimenta i Vangsvatnet viser at det er svært nyttig å kvantifisere flaumsediment med høg sensitive, magnetiske metodar som bulk susceptibilitet og ARM med hjelp av MFK1 Kappa brigde og DC-SQUID Rock Magnetometer. Dei høgoppløselege metodane var til god hjelp når det kom til å bestemme kvar kjerneprøvene burde takast.

Dette med tanke på kvar flaumsignala truleg var sterkast, og spesielt sidan det var vanskeleg definere kva som er flaumavsette sediment, visuelt. Vidare er det vist at dei ulike parameterane ARM,  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  og  $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  endrar seg med avstand frå innløpet til Vosso. For at parameterane skal ha ein viss proporsjonalitet med vassføringa, bør den lineære regresjonen mellom parameterane og vassføringa stemme godt overeins med punkta til stigningstala. Proporsjonaliteten mellom flaumstorleik og avsette sediment i Vangsvatnet er tydelegast i parameterane  $\beta$ -(ARM) og  $\beta$ -( $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ). Parameterane som viser dårlegast proporsjonalitet, er  $\beta$ -(ARM mot  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ) og  $\beta$ -( $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ), men det ser ut til at  $\beta$ -(ARM mot  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ) sannsynlegvis vert påverka av kva type flaum som har avsett sedimenta.

For å avgjere om det er proporsjonalitet i eigenskapane til sedimenta avsett av flaumar med ein viss vassføring, er det nødvendig med meir data for å sikre at regresjonsanalysane er valide. For å gjere ein lineær regresjon må ein ha minst tre punkt, men dess fleire punkt ein har, dess sterkare statistisk grunnlag. Derfor er det ein fordel å gjere ein slik undersøking i Vangsvatnet på Voss sidan Bulken har ein av Noregs lengste vassføringsseriar. Med andre ord er det potensiale til å kople fleire, nye kjerneprøvar opp mot historisk vassføring.

Der eigenskapane til sedimenta viser proporsjonalitet med vassføringa (ved hjelp av likninga til den lineære trendlinja) (figur 5.20), kan det predikerast kor raskt parameterane endrar seg med avstand frå innløpet til elva (figur 5.21). Figur 5.21 viser eit døme der dette er gjort for  $\beta$ -( $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ). Her er det vald å leggje inn vassføring (x) for middelflaum (400 m<sup>3</sup>/s), femårsflaum (470 m<sup>3</sup>/s), ti-årsflaum (530 m<sup>3</sup>/s) og 50-årsflaum (660 m<sup>3</sup>/s) i Vangsvatnet. Med ein viss proporsjonalitet i sedimenta i forhold til vassføringa kan ein også snu likningane i 5.20. Dersom ein har  $\beta$  til ein parameter som er proporsjonal med vassføring frå sediment avsett av ein flaum med ukjent storleik, kan ein bruke den til å rekne ut kva vassføringa (x) til flaumen sannsynlegvis var.



Figur 5.21. Dei grønne punkta viser  $\beta$ -( $\chi_{Bulk_{77K}}/\chi_{Bulk_{293K}}$ ) mot vassføring i sedimenta frå flaumane i 1604, 1971, 1989, 2005 og 2014, medan dei oransje punkta viser dei utrekna  $\beta$ -( $\chi_{Bulk_{77K}}/\chi_{Bulk_{293K}}$ ) for middelflaum (400 m<sup>3</sup>/s), femårsflaum (470 m<sup>3</sup>/s), ti-årsflaum (530 m<sup>3</sup>/s) og 50-årsflaum (660 m<sup>3</sup>/s) i Vangsvatnet. Dei sistnemnde punkta er utrekna basert på likninga til den lineære trendlinja:  $y = -0,3874x + 204,49$ , der  $y = \beta$ .

Utfordringar med framgangsmåten som er brukt i dette studiet, er at det burde vore teke fleire kjerneprøvar slik at fleire flaumar var representerte og statistikken såleis ville ha vore meir robust. Ei anna utfordring er at aldersmodellen kunne ha vore betre. T.d. var blydateringane vanskelege å tolke. I tillegg veit ein lite om korleis straumen frå Vosso og Bordalselvi forplantar seg utover i Vangsvatnet. Hadde ein hatt denne kunnskapen i forkant av feltarbeidet, ville beslutningsgrunnlaget for kvar ein burde teke sedimentkjernane vore betre.

## 6 Konklusjon

Basert på undersøking av dei geokjemiske og magnetiske eigenskapane til sedimenta i seks sedimentkjernar frå Vangsvatnet, kan ein trekke følgjande slutningar:

- Resultata viser at ved hjelp av endringsraten til MS-verdiar og tellerate av titan kan ein finne ein signatur for flaum. Terskelverdien til endringsraten i dette studiet er definert som 97-persentilen i alle dei seks sedimentkjernane. Endringsraten til MS-verdiane og telleraten av titan overstig terskelverdien ved ulike djup/aldrar, noko som kan komme av at flaumar avsett ulike sediment, som MS fangar opp betre enn telleraten av titan, og visa versa. Ei anna årsak kan vera støy i XRF-målingane på grunn av høgt innhald av organisk materiale og vatn.
- Høgsensitive målingar av  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  og  $\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}$  viser at flaumsedimenta avsett i VATG-218 og -318, før 1600 AD, har ein høgare paramagnetisk ratio (2-3) enn flaumsedimenta avsett etter 1600 AD og i VATG-618 (1-1,5) (figur 5.17). Avsettingane i Bordalen har ein høg paramagnetisk ratio (3,7) og dominerast derfor av paramagnetiske mineral, medan avsettingane langs Vosso og i Raundalen har relativt låg paramagnetisk ratio (1,5) og dominerast av ferro/ferrimagnetiske mineral (figur 4.16). Dette kan indikere at flaumsedimenta avsett i VATG-218 og -318, før 1600 AD, er dominert av sediment frå Bordalselvi, medan flaumsedimenta avsett etter 1600 AD og i VATG-618 er dominert av sediment som kjem frå Vosso.
- I flaumsedimenta til 1604-, 1971-, 1989-, 2005- og 2014-flaumen aukar ARM og  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  med aukande avstand frå innløpet til Vosso, medan den paramagnetiske ratioen er stabil til minkande med aukande avstand frå innløpet til Vosso (figur 5.19). Forholdet mellom ARM og  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$  viser også proporsjonalitet i flaumsedimenta utover i Vangsvatnet (figur 4.21). Dette indikerer at innløpet til Vosso har vore stabil sidan 1604-flaumen, og sannsynlegvis sidan 1300 AD.
- $\beta$ -(ARM mot  $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ) viser ein viss proporsjonalitet med vassføring, dersom ein skil mellom vår/sommarflaumar og haustflaumar. Under vår/sommarflaumar aukar  $\beta$  med auka vassføring, medan under haustflaumar søkk  $\beta$  ved auka vassføring (figur 5.20.B).  $\beta$ -(ARM) og  $\beta$ -( $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}$ ) viser også ein viss proporsjonalitet med vassføring (figur 5.20.C og D). Ved auka vassføring stig  $\beta$ -(ARM), medan  $\beta$ -( $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}/\chi_{\text{Bulk}_{77\text{K}}}$ ) søkk.  $\beta$ -( $\chi_{\text{Bulk}_{293\text{K}}}$ ) viser låg proporsjonalitet (figur 5.20.E). Alt i alt

stadfester dette hypotesen om at flaumar av ein viss storleik vil avsette sediment i Vangsvatnet som er proporsjonale med vassføringa til flaumen.

- Med eit betre statistisk grunnlag kan ein bruke likningane til dei lineære trendlinjene i figur 5.20 til å estimere vassføringar til flaumar av ukjent storleik i Vangsvatnet, dersom ein veit  $\beta$  til ein eigenskap som endrar seg proporsjonalt utover i innsjøen med vassføringa.

Forslag til vidare arbeid i Vangsvatnet er å ta fleire miljømagnetiske prøvar frå sedimentkjernane for å auke datagrunnlaget av identifiserte flaumlag frå historiske hendingar. Då kan det også vera mogeleg å undersøke nærmare signaturen til vår- og haustflaumar. Vidare kan ein felles aldersmodell for sedimentkjernane bli laga, ved å korrelere VATG-118, -418, og -518, som ikkje er datert, med VATG-218, -318 og -618. Ikkje minst kan det vera interessant å gjera høgsensitive, geokjemiske målingar for å kartlegge støyen frå organisk materiale og vassinnhald i sedimentkjernane i XRF-målingane.

## Referansar

- BERG, A. & VOSS 1977. Voss kyrkje: Vangskyrkjo på Voss, Voss, Kommunen.
- BRADLEY, R. S. 2015. Lake Sediments. *Paleoclimatology : reconstructing climates of the Quaternary*. 3 ed.: Elsevier Inc.
- BRADLEY, R. S. & JONES, P. D. 1992. Climatic variations over the last 500 years. In: BRADLEY, R. S. & JONES, P. D. (eds.) *Climate since A.D. 1500*. London: Routledge.
- BROUWER, P. 2010. *Theory of XRF*, Nederland, PANalytical B.V.
- 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.
- CROUDACE, I. W., RINDBY, A., ROTHWELL, R. G. & ROTHWELL, R. G. 2006. ITRAX; description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society Special Publications*, 267, 51-63.
- DEARING, J. A. 1994. *Environmental Magnetic Susceptibility Using the Bartington MS2 system*, Kenilworth, U. K., Chi Publishing.
- EDVARDESEN, S.-M. & ØYDVIN, E. K. 2006. *Flaumsonekart : delprosjekt Voss*, Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- ENGELAND, K., WILSON, D., BORSÁNYI, P., ROALD, L. & HOLMQVIST, E. 2018. Use of historical data in flood frequency analysis: a case study for four catchments in Norway. London: IWA Publishing.
- FJELLHEIM, H. 2018. *Rekonstruksjon av flommer i Vossovassdraget de siste tusen år*. Masteroppgåve, Universitetet i Bergen.
- FRETHEIM, O. & BOLSTAD, I. 1977. *Biletbok frå gamle Voss 1868-1940*, Voss, eige forl.
- GILLI, A., ANSELMETTI, F. S., GLUR, L. & WIRTH, S. B. 2013. Lake Sediments as Archives of Recurrence Rates and Intensities of Past Flood Events. In: SCHNEUWLY-BOLLSCHWEILER, M., STOFFEL, M. & RUDOLF-MIKLAU, F. (eds.) *Dating Torrential Processes on Fans and Cones: Methods and Their Application for Hazard and Risk Assessment*. Dordrecht: Springer Netherlands, Dordrecht.
- 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.
- HANSSEN-BAUER, I., FØRLAND, E. J., HADDELAND, I., HISDAL, H., MAYER, S., NESJE, A., NILSEN, J. E. Ø., SANDVEN, S., SANDØ, A. B., SORTEBERG, A., ÅDLANDSVIK, B.,

- ANDREASSEN, L. M., BELDRING, S., A. BJUNE, BREILI, K., DAHL, C. A., DYRRDAL, A. V., ISAKSEN, K., HAAKENSTAD, H., HAUGEN, J. E., HYGEM, H. O., LANGEHAUG, H. R., LAURITZEN, S.-E., LAWRENCE, D., MELVOLD, K., MEZGHANI, A., RAVNDAL, O. R., RISEBROBAKKEN, B., ROALD, L., SANDE, H., SIMPSON, M. J. R., SKAGSETH, Ø., SKAUGEN, T., SKOGEN, M., STØREN, E. N., TVEITO, O. E. & WONG, W. K. 2015. Klima i Norge 2100 : kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert 2015. Oslo: Norsk klimaservicesenter.
- HJULSTRÖM, F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bulletin of the Geological Institute of Uppsala* 25, 221–527.
- HOLMQVIST, E. 2015. Flomberegning for Vosso (062.Z). 5 ed. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- JENNY, J. P., WILHELM, B., ARNAUD, F., SABATIER, P., GIGUET COVEX, C., MÉLO, A., FANGET, B., MALET, E., PLOYON, E. & PERGA, M. 2014. A 4D sedimentological approach to reconstructing the flood frequency and intensity of the Rhône River (Lake Bourget, NW European Alps). *Journal of Paleolimnology*, 51, 469-483.
- KVISVIK, B. C., PAASCHE, Ø. & DAHL, S. O. 2015. Holocene cirque glacier activity in Rondane, southern Norway. *Geomorphology*, 246, 433-444.
- KÄMPF, L., BRAUER, A., DULSKI, P., LAMI, A., MARCHETTO, A., GERLI, S., AMBROSETTI, W. & GUILIZZONI, P. 2012. Detrital layers marking flood events in recent sediments of Lago Maggiore (N. Italy) and their comparison with instrumental data. *Freshwater Biology*, 57, 2076-2090.
- KÄMPF, L., BRAUER, A., SWIERCZYNSKI, T., CZYMZIK, M., MUELLER, P. & DULSKI, P. 2014. Processes of flood-triggered detrital layer deposition in the varved Lake Mondsee sediment record revealed by a dual calibration approach. *Journal of Quaternary Science*, 29, 475-486.
- 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.
- LAWRENCE, D. & HISDAL, H. 2011. *Hydrological projections for floods in Norway under a future climate*, Oslo, Norwegian Water Resources and Energy Directorate.
- LÖWEMARK, L., CHEN, H. F., YANG, T. N., KYLANDER, M., YU, E. F., HSU, Y. W., LEE, T. Q., SONG, S. R. & JARVIS, S. 2011. Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 1250-1256.
- MANGERUD, J. & SKREDEN, S. A. 1972. Fossil ice wedges and ground wedges in sediments below till at Voss, western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 52, 73-96.

- NESJE, A., DAHL, S., MATTHEWS, J. & BERRISFORD, M. 2001. A ~4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology*, 25, 329-342.
- OLSSON, I. U. 1986. Radiometric dating. In: BERGLUND, B. E. (ed.) *Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology*. Chichester, New York, Brisbane, Toronto og Singapore: John Wiley & Sons.
- PAASCHE, Ø., LØVLIE, R., DAHL, S. O., BAKKE, J. & NESJE, A. 2004. Bacterial magnetite in lake sediments: late glacial to Holocene climate and sedimentary changes in northern Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 319-333.
- PAASCHE, Ø. & STØREN, E. W. N. 2014. How Does Climate Impact Floods? Closing the Knowledge Gap. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 95, 253-254.
- 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., GROOTES, P. M., GUILDERSON, T. P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTÉ, C., HEATON, T. J., HOFFMANN, D. L., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KAISER, K. F., KROMER, B., MANNING, S. W., NIU, M., REIMER, R. W., RICHARDS, D. A., SCOTT, E. M., SOUTHON, J. R., STAFF, R. A., TURNEY, C. S. M. & VAN DER PLICHT, J. 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869-1887.
- ROALD, L. A. 2013. *Flom i Norge, Vestfossen, Tom & Tom*.
- ROGERSON, P. A. 2015. *Statistical Methods for Geography: a Student's Guide*, Los Angeles, London, New Delhi, Singapore, Washington DC, SAGE.
- RØTHE, T. O., BAKKE, J., STØREN, E. W. N. & BRADLEY, R. S. 2018. Reconstructing Holocene Glacier and Climate Fluctuations From Lake Sediments in Vårfluesjøen, Northern Spitsbergen. *Frontiers in Earth Science*, 6.
- SCHIEFER, E., GILBERT, R. & HASSAN, M. 2011. A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 45, 137-149.
- SIGMOND, E. M. O., BRYHNI, I., JORDE, K. & NORGES GEOLOGISKE, U. 2013. *Norsk geologisk ordbok : med engelsk-norsk ordliste*, Trondheim, Akademika forl.
- SMOL, J. P., BIRKS, H. J. B. & LAST, W. M. 2001. Using biology to study long-term environmental change. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Dordrecht: Kluwer Academic.
- STOHL, A., FORSTER, C. & SODEMANN, H. 2008. Remote sources of water vapor forming precipitation on the Norwegian west coast at 60°N—a tale of hurricanes and an atmospheric river. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113, n/a-n/a.
- STUIVER, M. & REIMER, P. J. 2017. Calib 7.0.4.
- STØREN, E., ENGELAND, K. & PAASCHE, Ø. 2018. Nye metoder gir økt kunnskap om flom. *Naturen*, 2018 (06), 267-274.



- STØREN, E. N., DAHL, S. O., NESJE, A. & PAASCHE, Ø. 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, Ø. 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.
- UKJENT. 1750. *Søndre Bergenhus amt nr 1: Hardangers Provstie og det nys tilforn dermed forendede Voss.: Hordaland*, 1:400000. Kartverket.
- 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.
- VASSKOG, K., KVISVIK, B. & PAASCHE, Ø. 2016. Effects of hydrogen peroxide treatment on measurements of lake sediment grain-size distribution. *Journal of Paleolimnology*, 56, 365-381.
- 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. 1400years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research*, 78, 1-12.
- WIRTH, S. B., GLUR, L., GILLI, A. & ANSELMETTI, F. S. 2013. Holocene flood frequency across the Central Alps – solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. *Quaternary Science Reviews*, 80, 112-128.

#### Elektroniske referansar:

- DIBK. 2017. *Byggteknisk forskrift (TEK17)* [Internett] Oppdatert: 15.09.2017. Direktoratet for byggkvalitet. Tilgjengeleg frå: <<https://dibk.no/byggereglene/byggteknisk-forskrift-tek17/>> [Lest 25.05.2019].

KOLSTAD, E., NEBY, S. & PAASCHE, Ø. 2017. *HORDAKLIM, HORDAPLAN OG HORDAFLOM* [Internett]. Tilgjengeleg frå: <[http://185.83.16.149/odda/seminar2017/30\\_4\\_HFK\\_Hordaklim.pdf](http://185.83.16.149/odda/seminar2017/30_4_HFK_Hordaklim.pdf)> [Lest 22.04.2019].

NGU u.å.-a. Berggrunn N250 med lineamenter og fjellskygge. [Internett] Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg frå: <<http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>> [Lest 11.01.2019]

NGU u.å.-b. Løsmassekart og fjellskygge. [Internett] Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg frå: <<http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>> [Lest 11.01.2019]

NVE. 2015. *Flaum* [Internett] Oppdatert: 26.04.2019. Oslo. NVE. Tilgjengeleg frå: <<https://www.nve.no/flaum-og-skred/kartlegging/flaum/>> [Lest 29.05.2019].

# Vedlegg 1



Vedlegg 1. Historisk kart over Hordaland (Ukjent, 1750) med fokus på Voss og Hardanger. Kartet viser blant anna korleis Vossovassdraget såg ut kring 1750.