

# Rekonstruksjon av flommer i Glomma gjennom holosen

- Effekter av klimaendringer på ulike flomregimer



Masteroppgave i naturgeografi

Karoline Follestad



Institutt for geografi  
Universitetet i Bergen  
november 2014

Foto forside: Oversiktsbilde tatt fra Kongsvinger festning av Glomma og Vingersjøen ved Noret.  
August 2013, Karoline Follestad.

## **FORORD**

Fem fantastiske år på geografistudiet nærmer seg slutten! Det er vemodig å tenke på at dette kapittelet skal avsluttes, samtidig som det føles utrolig bra å være i mål etter to lange og intensive år med masteroppgaven.

De siste fem årene har jeg tilegnet meg ny kunnskap, fått gode venner og ikke minst sett så mange krinker og kroker av landet som jeg trolig aldri ville fått opplevd dersom det ikke var for alle de flotte ekskursjonene og feltarbeid i forbindelse med masteroppgaven.

Jeg har mottatt mye verdifull hjelp i prosessen med masteroppgaven, og det er flere personer som fortjener en stor takk!

Først og fremst vil jeg takke veilederen min Eivind Støren, for et fantastisk spennende prosjekt som jeg er takknemlig for at jeg fikk bli en del av. Takk for alle innspill, for at du alltid har stilt opp når jeg har hatt spørsmål og har hatt behov for veiledning både i felt og rundt skriveprosessen. Og ikke minst: Du har lært meg alt jeg kan om flom! Takk til instituttleder Svein Olaf Dahl, for fem flotte år på institutt for geografi. Takk til Pål Ringkjøb Nielsen og Henrik Løseth Jansen for hjelp til aldersmodeller. Takk til Martin Tvedt for god hjelp i forbindelse med kjernetaking i Kongsvinger. Takk til Ida Steffensen for godt samarbeid under feltarbeid og som labpartner. Vi har hatt gode samtaler og samarbeid om felles mål for undersøkelsene våre fra Kongsvinger. Takk til medstudenter i 7.etg som har fått meg til å smile med gode samtaler gjennom stressende perioder. Takk til Sven, Marius og Max for tilbakemeldinger og gode tips og «triks» til layout. Takk til pappa for gode diskusjoner og ikke minst for suverene assistanse under feltarbeidet.

Takk til hele familien, mamma, pappa, Benedicte og Cecilie som alltid stiller opp og kommer med oppmuntrende ord og inspirasjon når jeg har trengt det mest. Takk til en tålmodig samboer som har gjort hverdagen litt lettere under de mest stressende periodene. Jeg kunne ikke klart det uten deres fantastiske støtte og oppmuntring!

Karoline Follestad

Bergen, november 2014

# INNHOLDSFORTEGNELSE

INNHOLDSFORTEGNELSE .....	iv
FIGURLISTE .....	vi
TABELLISTE .....	x
ABSTRACT .....	xi
1. INNLEDNING .....	1
1.2 Formål .....	2
1.3 Problemstillinger .....	2
2. BAKGRUNN - ÅRSAKER TIL FLOM .....	4
2.1 Bifurkasjon ved Vingersjøen.....	4
2.2 Historiske og instrumentelle data .....	6
2.2.1 Historiske data.....	6
2.2.2 Historiske flommer i Glomma.....	7
2.2.3 Instrumentelle data .....	10
2.2.4 Instrumentelle flommer målt i Vingersjøen .....	12
2.3 Årsaker til flom .....	14
2.3.1 Hva forårsaker flom i Norge .....	17
2.3.2 Klimatiske forhold for flom i Norge .....	20
3. REKONSTRUKSJON AV HOLOSENS FLOMAKTIVITET .....	22
3.1 Innsjøsedimenter som flomarkiv .....	22
3.1.1 Flomsignatur i lakustrine sedimenter .....	25
3.1.2 Tidligere forskning basert på innsjøsedimenter .....	26
4. OMRÅDEBESKRIVELSE .....	29
4.1 Berggrunn.....	30
4.2 Løsmasser.....	31
4.3 Klima.....	32
4.4 Glommavassdraget .....	33

5. METODER.....	35
5.1 Feltmetoder.....	35
5.1.1 Kjernetaking .....	35
5.1.2 Dybdemåling .....	36
5.1.3 Prøver fra nedslagsfeltet (Catchmentprøver) .....	37
5.2 Laboratoriemetoder .....	38
5.2.1 Visuell logging .....	38
5.2.2 Røntgenfluorescens (XRF).....	38
5.2.3 Glødetap, Vanninnhold, Tørrvekt (LOI, WC, DBD) .....	39
5.2.4 Magnetisk susceptibilitet (MS) .....	40
5.2.5 Catchmentprøver .....	41
5.3 Dateringer.....	42
5.3.1 Radiokarbon datering .....	42
5.3.2 Bly datering .....	43
5.4 Dataprogrammering .....	43
7. RESULTATER .....	44
7.1 Catchmentprøver .....	44
7.2 Korte sedimentkjerner VIS113-513 .....	52
7.2.1 VIS413 .....	52
7.3 VIP111 .....	55
8. RADIOMETRISK KRONOLOGI.....	58
8.1 VIS513 .....	58
8.2 VIP111 .....	61
9. DISKUSJON.....	62
9.1 Etablering av flomsignal i Vingersjøen.....	68
9.2 Flomfrekvens gjennom holosen .....	76
9.3 Skille mellom regionale og lokale flommer.....	88

9.4 Fremtiden .....	95
10. Konklusjon .....	97
11. REFERANSER .....	99
VEDLEGG .....	105
VEDLEGG 1: Deskriptiv statistikk for VIS113-313. ....	105
VEDLEGG 2: VIS113 - Frekvenshistogram .....	106
VEDLEGG 3: VIS113 – XRF målinger .....	107
VEDLEGG 4: VIS213 – Frekvenshistogram.....	108
VEDLEGG 5: VIS213 – XRF målinger .....	109
VEDLEGG 6: VIS313 – Frekvenshistogram.....	110
VEDLEGG 7: VIS313 - XRF-målinger.....	111
VEDLEGG 8: VIS413 – Endringsrate ved 95. persentil. ....	112
VEDLEGG 9: VIP111 – Endringsrate ved 95. persentil. ....	113

## FIGURLISTE

Figur 1: Oversiktskart over Kongsvinger i Hedmark. Grønne piler illustrerer Glommas normale løp, mens røde illustrerer Glommas samspill med Vingersjøen under bifurkasjon. ....	4
Figur 2: Figur av Hegge (1968) viser beliggenheten av vannskilletts laveste punkt (salpunktet) mellom Glomma og Vrangselva (145,56 m o.h. på figur). 7. juli 1967 viser hvordan vannstand under normale forhold, mens 3. juni 1967 viser flom i Glomma med bifurkasjon i Vingersjøen mot Vrangselva. ....	5
Figur 3: Alder (AD) og flomhøyder (cm) av de individuelle historiske flommene målt i Elverum på flommonumentet (Nesje et al., 2001a).....	7
Figur 4: Bilde fra Masterudveien ved Kongsvinger under Vesleofsen i 1995 (Rømcke-Moe et al.) og samme sted i august 2013 (Privat foto).....	9
Figur 5: Observasjoner av vannstand fra 2.121 Vingersjøen. Mangler observasjoner fra 1924-1938. (Målinger mellom 1911-1986) .....	11
Figur 6: (2.2 Nor) Vannføringsdata fra 1936-1997. Figuren viser enkelte år med høyere vannføring. Spesielt er 1966,1967 og 1995 tydelige som markerer storflom i Glomma. ....	12

Figur 7: Overført vannmengde fra Glomma til Vrangselva, 1851-2000. Periodene 1855-1860 og 1867-1868 mangler observasjoner(Klæboe, 1947). .....	13
Figur 8: Vannføringsdata fra 2.2 Nor viser den årlige variasjonen for 1967 .....	13
Figur 9: Viser infiltrasjonsevnen til området rundt Vingersjøen ved Kongsvinger (NGU, 2013b).....	18
Figur 10: Vindretning fra sør-vest gir store nedbørsmengder på Vestlandet. Til venstre i figuren vises nedbørshyppighet, og til høyre vises midlere nedbørsmengde (mm/døgn)(Hanssen-Bauer et al., 2009). .....	21
Figur 11: Vindretning fra sør-øst gir store nedbørsmengder på Østlandet. Til venstre i figuren vises nedbørshyppighet, og til høyre vises midlere nedbørsmengde (mm/døgn)(Hanssen-Bauer et al., 2009). .....	21
Figur 12: Innsjø og nedslagsfelt. Figuren viser hvordan elvevann strømmer inn i innsjøer som enten over-, under- eller mellomstrøm (Gilli et al., 2013). .....	23
Figur 13: Oversiktskart over Kongsvinger og Vingersjøen (ArcGIS, 2014). .....	29
Figur 15: Berggrunnskart over Kongsvinger (NGU, 2013a) .....	30
Figur 14: Berggrunnskart over Norge (NGU, 2013a) .....	30
Figur 16: Løsmassekart over Vingersjøen (NGU, 2013b, ArcGIS, 2014).....	31
Figur 17: Temperatur og nedbørnormaler fra Vinger målestasjon (5650) (eKlima, 2013)....	32
Figur 18: Glommas nedbørsfelt. Lågen skiller Glommas østre og vestre løp (NVE, 2014, ArcGIS, 2014). .....	33
Figur 19: Batymetrisk kart for Vingersjøen. Rosa punkter markerer kjernetaking for VIP111 og VIP211. Røde for VIS113-513 (ArcGIS, 2014).....	37
Figur 20: Oversiktskart over prøvelokaliteter. Farger refererer til løsmasseavsetninger (jfr. Figur 16) (NGU, 2013b) Totalt er 21 prøver samlet inn fra ulike kildeområder rundt Vingersjøen. ....	44
Figur 21: Oversiktskart over prøvelokaliteter. Farger refererer til løsmasseavsetninger (jfr. Figur 16) (NGU, 2013b).....	45
Figur 22: XRF målinger av nedslagsprøver siktet til <math><63\mu\text{m}</math>. .....	50
Figur 23: XRF målinger av nedslagsprøver siktet til <math><4\mu\text{m}</math>. .....	51
Figur 24: Frekvenshistogram for VIS413 .....	53
Figur 25: XRF målinger av VIS413 .....	54
Figur 26: Frekvenshistogram for VIP111. ....	56
Figur 27: XRF målinger for VIP111 .....	57

Figur 28: Radioaktivt nedfall i VIS513 viser (a) total og søttet $^{210}\text{Pb}$ , (b) ustøttet $^{210}\text{Pb}$ , (c) $^{137}\text{Cs}$ konsentrasjon versus dybde .....	58
Figur 29: Radiometrisk kronologi for VIS513 med $^{210}\text{Pb}$ alder, sedimentasjonsrate og trolige 1986 og 1963 dybder fra $^{137}\text{Cs}$ data .....	59
Figur 30: Ekstrapolering av VIS513 med markering av dateringer fra VIS513 i sort, datering fra VIP111 vises i rødt med feilkilder. ....	60
Figur 31: Smooth spline alder-dybde modell for VIP111 med 2 standardavvik. VIS513 datering vises på toppen i grønt.....	62
Figur 32: Korrelasjonsanalyse for VIS413. B-H er utvalgt på bakgrunn av resultatene i A. ..	64
Figur 33: PCA for VIS413 (Ca og Ti plassert under K på figuren). ....	66
Figur 34: PCA for utvalg av VIS413 (Ti under K) .....	67
Figur 35: Forhold mellom sedimentlag, endring i parameter og endringsrate (RoC) over tid (Støren et al., 2010) .....	70
Figur 36: Støren et al., 2010 viser estimert alder (markert i sort) og estimert alder med flomhendelser med alder = 0 (markert i rødt) Grå linje viser standardavviket for aldersmodellen. ....	71
Figur 37: VIP111: Måling av K, RoC for K, A med 97. persentil som teller 103 flommer, B med 95. persentil som teller 175 flommer, C med 90. persentil som finner 367 flommer og D med 80. persentil med 700 flommer. Stiplet rød linje viser til bimodal fordeling i figur 30. Rød linje viser 95. persentil.....	73
Figur 38: Flomsignal i VIS413 vist av endringsraten (RoC) ved 95. persentil for K, Ca og Ti (sort) med aldersavvik. Historiske og instrumentelle flommer vises i rødt. ....	75
Figur 39: Flomfrekvens for Vingersjøen med ulike variabler.....	77
Figur 40: Flomfrekvensen i Vingersjøen, Flyginnsjøen, Butjønna og Meringsdalsvatnet. Rekonstruert vinternebbør fra Vestlandet markert øverst. Svart linje representerer løpende gjennomsnitt. Grå felt i figuren markerer perioder med økt flomfrekvens i flere av innsjøene. ....	80
Figur 41: Temperatur variasjoner gjennom de siste 5000 år a) pollen baserte data. Avvikene fra den lineære kuldetrenden vises i figuren (Seppä et al., 2009) b) chironomid basert juli temperatur fra seks lokaliteter i Norge (Velle et al., 2005) og en lokalitet i Nord Finland (Seppä et al., 2002) c) To $\delta^{18}\text{O}$ baserte data fra lakustrine kalkholdige sedimenter fra Sør Sverige (Hammarlund et al., 2003) og nord Sverige (Rosqvist et al., 2007) d) Fuktighetsdata basert på myroverflate endringer fra makrofossilkomposisjon i sør-Finland (Väliranta et al., 2007).....	83



Figur 42: Frekvensdiagrammer for Vingersjøen, Flyginnsjøen, og Butjønna de siste ~4500 kal. år BP satt sammen med fuktighetsdata fra Blektjärnen i Sverige (Andersson et al., 2010) .....	85
Figur 43: Elveflommer i øvre del av Glommas nedslagsfelt (bøe et al 2006) og elveflommer rekonstruert i tre innsjøer (nesje et al 2001, Sletten og Blikra, 2007, Støren et al 2008)(hanssen-bauer et al) .....	87
Figur 44: Kildeområdene i Vingersjøens nedslagsfelt viser ulik geokjemisk signatur. +/- viser høy og lav konsentrasjon av signalene. ....	89
Figur 45: Flomfrekvens for Ca og K i VIP111. Ca markert i blått og K i rødt. Figuren viser løpende gjennomsnitt .....	90
Figur 46: Flomfrekvens for Fe og Ti i VIP111. Fe markert i blått og Ti i rødt. Figuren viser løpende gjennomsnitt .....	90
Figur 47: Flomfrekvens for K og Ti i VIP111. Ti markert i rødt og K i blått. figuren viser løpende gjennomsnitt .....	90
Figur 48: Forholdene mellom K-Ca, Fe-Ti og K-Ti. Målingene viser tre tydelige topper/bunner markert A, B og C. ....	92
Figur 49: Rekonstruert julitemperaturer basert på Chironomider fra seks lokaliteter: Spåime, Råtåsjøen, Bruscardstjørni, Finse, Holdebudalen og Vestre Øykjamyrstjørn. Figuren viser temperaturavvik fra holosens gjennomsnitt (Velle et al., 2005). ....	93
Figur 50: Relative flomforhold mellom K-Ca, Fe-Ti og K-Ti vist sammen med rekonstruert temperatur basert på Chironomider fra Råtåsjøen (Velle et al., 2005).....	94

## TABELLISTE

Tabell 1: Oversikt over historiske flommer i Glommavassdraget (Roald, 2013). .....	9
Tabell 2: Målestasjoner i Kongsvinger området (Pettersson, 2000, Pettersson, 2001, Hegge, 1968). .....	10
Tabell 3: Målestasjoner i Kongsvinger området (Pettersson, 2000, Pettersson, 2001). .....	11
Tabell 4: Vannstander (Hx), flomvannføringer (Qx) og kulminasjonsvannføringer (Qx) i Vingersjøen og ved Kongsvinger kraftverk (Pettersson, 2000). .....	14
Tabell 5: Sannsynligheten for overskridelse i prosent ut fra periodelengde og gjentakintervall i Kongsvinger (Kristensen, 2003). .....	17
Tabell 6: Særtrekk ved ulike hydrologiske regimer (fra NVE, Vassdragshåndboken, (Seterbø et al., 1998)) hentet fra (Eikenæs et al., 2000). .....	19
Tabell 7: Viser prosentvis hvilke måneder i året regnflommer opptrer basert på observasjoner mellom 1895-2004 (Roald, 2008). .....	20
Tabell 8: Nedbørnormaler i Kongsvinger 1961-1990 – Vinger målestasjon 5650 (eKlima, 2013). .....	32
Tabell 9: Temperaturnormaler i Kongsvinger 1961-1990 – Vinger målestasjon 5650 (eKlima, 2013). .....	32
Tabell 10: Deskriptiv statistikk VIS413 .....	52
Tabell 11: Deskriptiv statistikk for alle målinger utført i VIP111 .....	55
Tabell 12: $^{210}\text{Pb}$ kronologi for VIS513 .....	59
Tabell 13: Daterte makrofossiler, $\text{C}^{14}$ alder og kal. alder BP med 2.st.avvik. ....	61
Tabell 14: Resultat av PCA for VIS413 .....	66
Tabell 15: Eigenvalues for VIS413 .....	66
Tabell 16: PCA resultat for utvalg av VIS413 .....	67
Tabell 17: Eigenvalues for utvalg av VIS413 .....	67

## **ABSTRACT**

When the Glomma river discharge exceeds  $1500\text{m}^3/\text{s}$  a river bifurcation is activated at lake Vingersjøen in Kongsvinger, Norway. The distributary of the Glomma river allows eroded and transported flood sediments from the Glomma catchment to be deposited in lake Vingersjøen.

Studying high-resolution sediment cores from lake Vingersjøen, this study presents an extension of instrumental and historical flood records and produces a continuous record of holocen river-flood activity during the last approximately 7300 years. The sediment cores contain light grey minerogenic layers which are interpreted as flood layers based on statistical analyzes of loss-on ignition (LOI), dry bulk density(DBD), x-ray fluorescence core scanning (XRF) and magnetic susceptibility (MS) measurements. About 200 flood events have been identified and reveal that the frequency of flood has changed significantly during the Holocene, with low activity during the warm periods of the mid-Holocene and the Holocene Thermal Maximum (HTM) (c. 8000-5000 cal. yr BP), and increased activity during the cold periods of the neoglacial (after c.5000 cal. yr BP) and the little ice age (c. 500-100 cal. yr BP). Largest activity occurring from 2500 cal. yr BP until present during cold climate and heavy precipitation. Catchment samples have been collected from lake Vingersjøen's catchment to separate flood signals from Glomma during colder climate periods and local runoff from rain floods and extreme precipitation events during warmer climate periods. Results suggest snow melting as the dominating flood triggering mechanism, although floods in lake Vingersjøen during the HTM may indicate a shift towards rainstorm-triggered floods in this period.

## 1. INNLEDNING

Ekstremvær som gir store nedbørsmengder kan føre til noen av de farligste og mest ødeleggende naturkatastrofene. I tillegg til ekstreme ødeleggelse skaper flommer store økonomiske- og samfunnsmessige utfordringer globalt, og gjennomsnittlig blir 115 millioner mennesker årlig påvirket av flommer (National Research Council, 2013). Modellstudier som viser forventede endringer i intensitet og hyppighet av nedbør som følge av utslipp av drivhusgasser (IPCC, 2013, Dankers et al., 2014), indikerer at vi i fremtiden vil få mer ekstremnedbør som en konsekvens av høyere temperaturer som gir økt fordamping fra hav, innsjø og elver, og som igjen fører til at atmosfæren får større vanninnhold med sterk nedbør som resultat. En slik økning i nedbørintensitet vil kunne påvirke flomfrekvensen i fremtiden, og på bakgrunn av ulike klimamodeller er det vist at det totale antallet flommer globalt vil øke i takt med høyere temperaturer (Dankers et al., 2014, Hirabayashi et al., 2013). Regionale og lokale forhold har imidlertid sterk påvirkning på flomhendelser. Midlere og høyere breddegrader er blant områdene hvor det er forventet størst endring både i klima og flomfrekvens (Nijssen et al., 2001), men her indikerer modellene en nedgang i flomfrekvens til tross for en forventet økning i nedbør på grunn av stor påvirkning fra snøsmelting. Dette har sammenheng med at områder som er dominert av snøsmelteflommer, vil få nedgang i snøtilførsel om vinteren som følge av varmere klimaforhold (Dankers et al., 2014). Tilsvarende viser Støren and Paasche (2014), ved å studere paleodata fra Sør-Norge, en sammenheng mellom vinternedbør og flom som indikerer at vi med økt vinternedbør i fremtiden vil kunne oppleve økt flomfrekvens inntil et visst punkt hvor grunnlaget for snøsmelteflommer faller bort hvor temperaturene blir for høye og vinternedbøren vil falle som regn også på høyfjellet.

Innsjøsedimenter er ansett som å være blant de beste høyoppløselige terrestriske arkiver for klimaendringer i holosen ((Vasskog et al., 2011) med referanser). Innsjøer fungerer som sediment-fangere for erosjon og massetransport av flommateriale. Innsjøsedimenter vil på denne måten kunne fungere som kontinuerlige høyoppløselig arkiver for holosene variasjoner og bidrar med informasjon utover det historiske og instrumentelle data tillater (ca. 150 og 350 år) (Støren and Paasche, 2014, Paasche and Støren, 2014, Gilli et al., 2013). På grunn av usikkerhet rundt hvordan klimaendringene vil påvirke flomhyppighet regionalt og lokalt, er rekonstruksjoner av paleoflommer og flomtrender viktige verktøy for å oppnå kunnskap om utslag, omfang og konsekvenser av flommer i fremtiden.

## **1.2 Formål**

Formålet med denne studien er å kartlegge flommer i Glommavassdraget i et lengre tidsperspektiv enn instrumentell og historisk dokumentasjon tillater. Målet med selve kartleggingen er å danne en rekonstruksjon av flommer i Glommavassdraget gjennom holosen ved hjelp av sedimentkjerner fra Vingersjøen i Kongsvinger.

Studieområdet er valgt ut på bakgrunn av samspillet med Glomma. Vingersjøen har normalt utløp til Glomma i nord, men under økt vannføring i Glomma vil elveløpet forgreine seg, og en såkalt bifurkasjon inntreffer. Denne resulterer i at flomvannet strømmer inn i Vingersjøen og gir sedimenttilførsel fra Glommas nedslagsfelt. Vingersjøen fungerer på denne måten som en sediment-fanger og i innsjøens bunn er det lagret verdifull informasjon om flomhistorien til Glomma.

Masteroppgaven skal vise et utvidet perspektiv for flomfrekvens i Glomma/Vingersjøen for derigjennom å kunne gi et videre innblikk i trender, og hva som utløser flommer i området gjennom holosen. Ved å sammenligne funnene fra Vingersjøen med kunnskap om klimaendringer tilbake i tid er målet å oppnå kunnskap rundt hvilke klimaforhold som øker, eventuelt demper flomfrekvensen. Ytterligere forståelse og innsikt i flomfrekvenser vil være sentral for arealplanlegging i form av å iverksette flomhindrende tiltak og flomsikring/varsling av flomutsatte områder.

## **1.3 Problemstillinger**

- Hvordan har flomfrekvensen i Glommavassdraget variert gjennom holosen?
- Hvordan kan en benytte paleodata i tillegg til instrumentelle og historiske data om flommer i Glommavassdraget til å utvide tidsperspektivet for flomhendelser?
- Hvordan har flomfrekvensen endret seg i forhold til klimaendringer i holosen?
- Kan man skille mellom lokale regnflommer fra Kongsvinger og regionale snøsmelteflommer fra Glommavassdraget ved å knytte den sedimentære signaturen fra ulike kildeområder i nedslagsfeltet (Catchmentprøver) til endringer i den sedimentære lagpakken i Vingersjøen?

Oppbyggingen av oppgaven starter med bakgrunnsinformasjon om bifurkasjonen ved Kongsvinger, årsaker til flom og tilgjengelig informasjon om flom i Sør-Norge i form av historiske og instrumentelle data (kapittel 2).

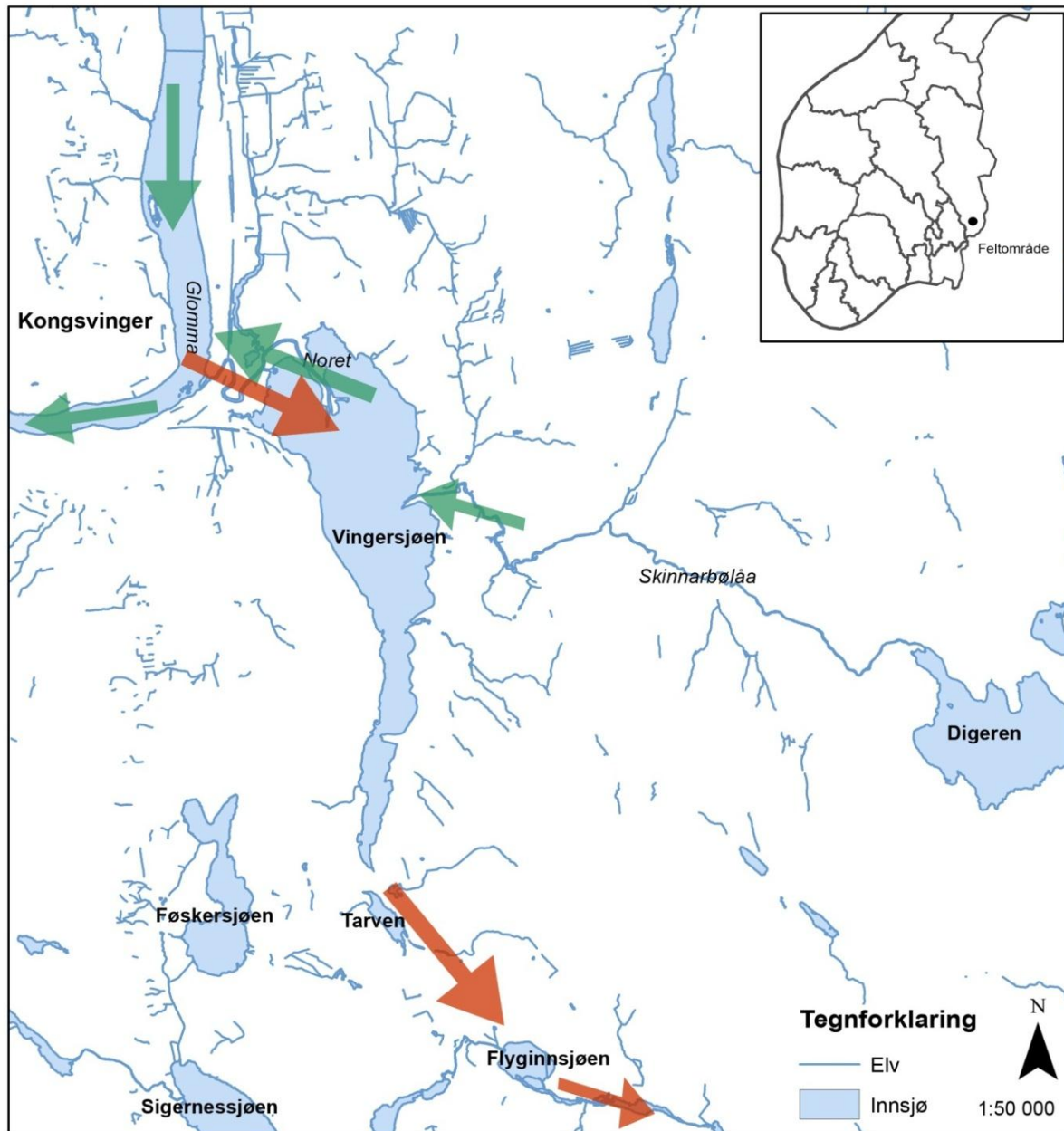
Videre vil kapittel 3 gå nærmere inn på rekonstruksjon av paleoflommer som er overordnet problemstilling for oppgaven.

Kapittel 4 vil gi en nærmere beskrivelse av feltområdet og glommavassdraget. Kapittel 5 vil gi en gjennomgang av metoder benyttet for rekonstruksjon av paleoflommer i Glomma, Vingersjøen. Deretter følger dateringer som tillater å sette funnene i en kronologi (kapittel 6), i tillegg til resultater av sedimentære og statistiske analyser (kapittel 7).

I kapittel 8 diskuteres en objektiv identifisering og fremgangsmåte av flomsignaturen til Glomma i Vingersjøen basert på historiske og instrumentelle data og etablering av flomfrekvens gjennom holosen. Påfølgende blir flomfrekvensen i Vingersjøen sammenlignet med andre flom-rekonstruksjoner i Sør-Norge sammen med rekonstruerte nedbør- og temperaturdata for å kunne avdekke flomfremkallende forhold. På bakgrunn av catchmentprøver fra Vingersjøens nedslagsfelt vil det avslutningsvis diskuteres hvorvidt det er mulig å skille mellom snøsmelteflommer regionalt fra Glomma og lokale regnflommer og avrenning fra Vingersjøens nedslagsfelt ved å se på rekonstruerte flommer i Vingersjøen sammenholdt med temperaturer og nedbørsdata.

## 2. BAKGRUNN - ÅRSAKER TIL FLOM

### 2.1 Bifurkasjon ved Vingersjøen



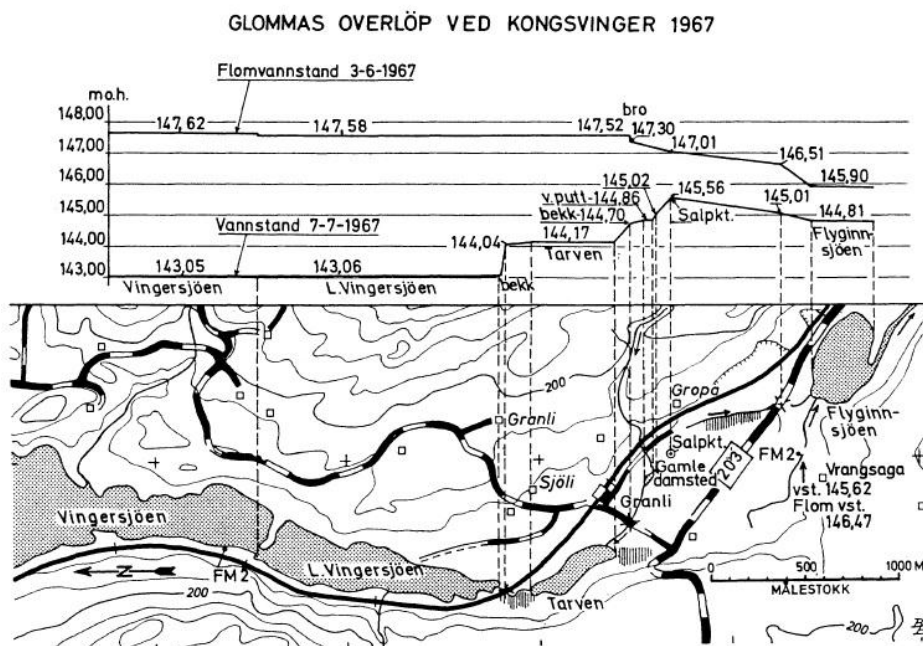
Figur 1: Oversiktskart over Kongsvinger i Hedmark. Grønne piler illustrerer Glommas normale løp, mens røde illustrerer Glommas samspill med Vingersjøen under bifurkasjon.

Vingersjøen har sitt naturlige avløp til Glomma gjennom Noret, men under flom i Glomma vil økt vannføring i Glomma resultere i at elveløpet forgreiner seg slik at vannet strømmer inn i Vingersjøen. Ved vannstand i Vingersjøen over salpunktets nivå vil det dannes avløp sørøstover som går over vannskilletets terskel mot Flyginnsjøen til Vrangselva og videre inn i

Sverige. Vannskilletets terskel er i dag omtrent 5m høyere enn Vingersjøen (ca. 142 m o.h.), og er lokalisert på Granli.

Fenomenet som kalles bifurkasjonen trer først i kraft når vannstanden i Vingersjøen når opp til salpunktets høyde på 145,56 m o.h. (Målt i 1967 etter NVE's gamle høydesystem. Må legges til 0,26 m for at det skal stemme med nåværende system for Statens Kartverk). Vannføringen i Glomma vil være over ca. 1500 m<sup>3</sup>/s når vannstanden i Vingersjøen står i nivå med vannskilletets laveste punkt (salpunktet) og vann overføres sørover mot Vrangselva, som tilsvarer en midlere flom i denne del av Glomma. Ca. 1-2 % av Glommas vann drenerer mot Sverige under storflom i Glomma (Pettersson, 2001, Hegge, 1968, Klæboe, 1947).

Figur 2 illustrerer bifurkasjonen i Vingersjøen, hvordan Glomma drenerte under flommen i 1967 med markering av salpunktet ved Granli (Hegge, 1968). Sør for salpunktet ligger innsjøen Flyginnsjøen (145 m o.h.) som hører til Vrangselvas vassdrag. Vrangselva er 52 km lang, renner over til Sverige via Byälven og munner ut i Väneren (Pettersson, 2001).



Figur 2: Figur av Hegge (1968) viser beliggenheten av vannskilletets laveste punkt (salpunktet) mellom Glomma og Vrangselva (145,56 m o.h. på figur). 7. juli 1967 viser hvordan vannstand under normale forhold, mens 3. juni 1967 viser flom i Glomma med bifurkasjon i Vingersjøen mot Vrangselva.



## **2.2 Historiske og instrumentelle data**

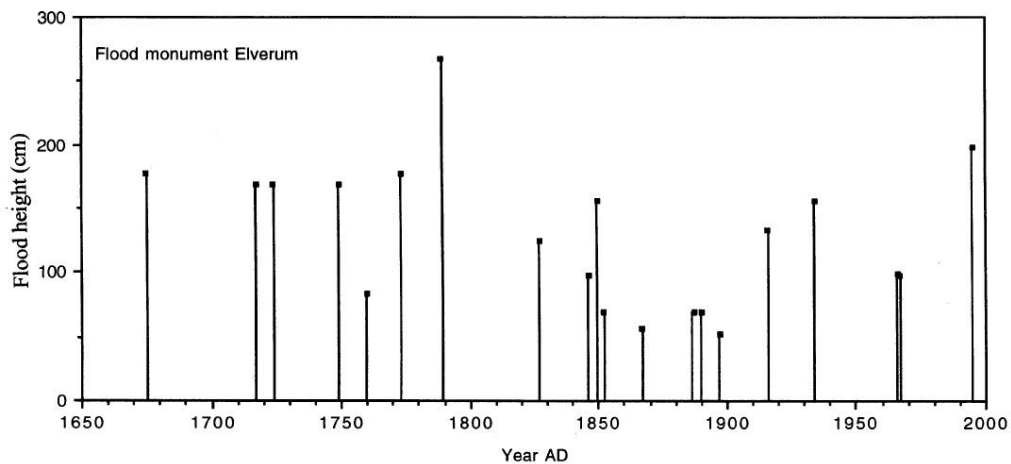
Historiske kilder har avdekket opplysninger om naturkatastrofer i eldre tid. Nedskrevet materiale har gitt informasjon om utbredelsen og omfanget av blant annet flommer før målinger av vannstand ble introdusert på 1800-tallet. Til tross for at mye historisk materiale er subjektivt og avdekker kun de mest ødeleggende og ekstreme hendelsene, har det vært en viktig kilde til å avdekke flomhistorien i Norge før instrumentelle målinger ble tatt i bruk. Både historiske og instrumentelle data ligger til grunn for rekonstruksjon av paleoflommer i Glomma/Vingersjøen. Ved å identifisere faktiske målte flommer i sediment stratigrafien i kjerneprøvene, kan man med større sikkerhet stole på metodene som er benyttet for indentifisering av flommer lengre tilbake enn nedskrevne kilder tillater.

### **2.2.1 Historiske data**

Før fysiske målinger av vannstand og vannføring ble tatt i bruk er det vanskelig å si noe om hvor omfattende naturkatastrofer som inntraff landet var. Kunnskapen en sitter med i dag er mye takket være nedskrevne kilder i ulike former. Før de første flommerkingene ble flomskader kartlagt gjennom kommisjoner som reiste rundt på gårder som hadde blitt skadet eller ødelagte. De eldste avtaksforretningene går tilbake til 1603. Bevarte skaderapporter har lagt grunnlag for beskrivelse og utbredelse av enkelte flommer på landsbasis. Før utbredelsen av skaderapporter har man i få tilfeller funnet klagesanger, dagbøker og gamle sagn som beskriver naturkatastrofer. De eldste nevnte flommene i Glomma i nedskrevne dokumenter går tilbake til ca. 1450 og 1540-årene. I tillegg til å være subjektive, vanskelige å tidfeste og kun gir informasjon om flomtoppene, gir kildene imidlertid et bilde av hvordan samtiden har opplevd katastrofene (Roald, 2013).

De eldste flomnivåene er kjent fra flommerker som er hogd inn i fjell, bygninger eller markert på trær. Flomnivået fra Grindal i Elverum etter storflommen i 1675 er det første kjente flomnivået som er funnet (Roald, 2013).

Figur 3 viser grafisk flommarkeringer på Flom-monumentet fra Elverum, en samling av data av historiske flommer langs Glomma siden AD 1675. Flomsteinen viser flomhøyder og alder av 20 flommer som er registrert opp igjennom historien. Ved Elverum inntraff de ødeleggende flommene i AD 1789, 1995, 1773, 1675, 1717, 1724, 1749, 1827, 1934, 1850, 1916, 1846, 1760, 1966 og 1967. Gjentakintervaller i perioden over de historiske flommene ved Elverum er  $17 \pm 3$  år (Nesje et al., 2001a).



Figur 3: Alder (AD) og flomhøyder (cm) av de individuelle historiske flommene målt i Elverum på flommonumentet (Nesje et al., 2001a).

### 2.2.2 Historiske flommer i Glomma

De eldste flommene i historien er bevart i historiske dokumenter. I Glomma var storflommen på 1540-tallet av de første flommene som er dokumentert. Denne dokumentasjonen bygger trolig på tingboken for høsttinget i Solør-Odal i 1789 hvor det ble beskrevet en flom 250 år tidligere. En av Sveriges verste flommer noen sinne var ekstremflommen i Dalsälven i 1544 som trolig er den samme som inntraff i Glomma. Tabell 1 viser en oversikt over historiske flommer i Glomma fra 1650-2013 (Roald, 2013).

Samtlige av storflommene som har regjert glommavassdraget er vårflokker. Kombinasjonen av sen snøsmelting, raske temperaturøkninger og mye nedbør kombinert med høy fuktighet i jorden er det dominerende mønsteret for flommer i Glomma (Roald, 2002, Roald, 2013, Østmoe, 1985, Nesje et al., 2001a, Eikenæs et al., 2000).

De mest ødeleggende og største flommene som har inntruffet i Glomma var Storofsen i 1789 og Vesleofsen i 1995. Både storofsen og Vesleofsen er klassifisert som vårflokker (Eikenæs et al., 2000). Mens Storofsen er karakterisert som en regnflom var Vesleofsen i 1995 en smelteflom (Østmoe, 1985, Eikenæs et al., 2000, Roald, 2013, Roald, 2002).

Storofsen i 1789 er omtalt som den største flomkatastrofen i norsk flomhistorie. 70 mennesker mistet livet og naturkatastrofen etterlot seg store ødeleggelser på mer enn 1500 gårder på Østlandet (Roald, 2002).

Høsten og vinteren 1788/1789 var kald og førte til dyp tele i bakken før snøen falt i november. Vinteren var preget av mye snø som ble liggende utover våren. Snøsmeltingen startet i lavlandet i mai som et resultat av varmt vær. Kombinasjonen av høye temperaturer og kraftig nedbør førte til oversvømmelser i nedre deler av Glomma. Siden det fortsatt var tele i bakken resulterte dette til liten infiltrasjon av nedbøren i tillegg til snøen som smeltet i fjellet. I slutten av juni og begynnelsen av juli slo det inn en varme- og nedbørsperiode som slo ut omtrent samtidig i Lågen og Glomma som følge av sterk frontnedbør over store deler av nedbørsfeltet. (Roald, 2002, Østmoe, 1985, Nesje et al., 2001a).

Nedbøren i juli 1789 er forklart med et kraftig lavtrykk over Polen med varm fuktig luft fra Sør-atlanteren som beveget seg innover mot Skandinavia. Her støtte det på et blokkerende høytrykk over Finland som sperret for øst og førte til at den fuktige luften fra sør kom innover Østlandet (Roald, 2002, Roald, 2013, Østmoe, 1985, Eikenæs et al., 2000). Dette sirkulasjonsmønsteret har vært årsaken til mange av de største flommene på Østlandet, slik som flommene i 1860, høstflommer i 1934 og 1938 og vesleofsen i 1995 (Roald, 2002). Det var ekstreme mengder nedbør i løpet av dagene 20.-23. juli. Det er antatt en vannføring inn i Mjøsa på  $4000\text{m}^3/\text{s}$  (Østmoe, 1985).

En kombinasjon av flere flomskapende faktorer førte til flommen i 1995. Vinteren 1994/1995 var kjølig og dominert av nedbør i form av snø på Østlandet. Det falt mellom 100 til 120 % av normal snømengde i alle høydenivåer fra 400 til 1200 m o.h. Det var lave temperaturer utover i mai og kun snøsmelting i lavlandet. Det falt også mer nedbør i form av snø i fjellet før temperaturen begynte å stige 22.mai. Værdata og snødybde data fra meteorologiske stasjoner i Østerdalen viser at flommen oppstod som et resultat av økende temperaturer fra 22.mai, og som førte til forsterket snøsmelting i tregrensen (300-1000 m o.h.) og i fjellet (Roald, 2013, Nesje et al., 2001a). Størst nedbør falt den 2., 5. og 6. juni. Maks målt vannføring ved Elverum lå på  $3500\text{m}^3/\text{s}$  den 2. juni. I Elverum nådde flomhøyden i 1995 ca. 60 cm under Storofsen i 1789 (Nesje et al., 2001a). Grunnet reguleringer oppstrøms Elverum i Rena, med Osen, i Savalen og i Aursunden dempet det flomeffekten av flommen, ellers ville flommen i 1995 vært større enn Storofsen ved Elverum (Nesje et al., 2001a, Roald, 2013).



Figur 4: Bilde fra Masterudveien ved Kongsvinger under Vesleofsen i 1995 (Rømcke-Moe et al.) og samme sted i august 2013 (Privat foto).

Tabell 1: Oversikt over historiske flommer i Glommavassdraget (Roald, 2013).

År	Omfang	Årstid
1650	Mangler data	
1675	Storflom, markert på flomstein i Elverum	Mai/juni
1717	Største siden 1675	mai
1724	Samme flomnivå som 1717	vår
1749	I Elverum var flomstørrelsen omtrent som i 1717 og 1724 men mindre enn 1675	mai
1773	Storflom. En av de største som rammet Glomma	mai
1789	Storofsen	Juli
1827	2 ½ alen under storofsen (ca. 150cm) og ½ alen under 1773 (ca. 30cm)	Mai/juni
1846	Større enn 1827	Mai/juni
1850	1,14m under storofsen, 0,8fot under 1773 og 10 fot høyere enn 1827	Mai/juni
1860	Snøsmelteflom, inntraff Østlandet, Sørlandet og nordvestlandet	juni
1867	1,83m lavere enn storofsen på flommerket ved Elverum	Juni
1879	Toppvannføring ved Nors bru 2305m <sup>3</sup> /s, nok til overføring til Vrangselva	Mai/juni
1887	Mangler data	
1910	Høyeste vannstand i Mjøsa siden 1860	Mai

1916	En av de største i 20.århundre. Flomstørrelsen kan sammenlignes med vårflommene i 1934, 1966, 1967 i samme område, bare noen steder overgått av 1995 vesleofsen.	Mai
1934	Flommen var den 3. største målt ved Nors bru fra 1852-2000	Mai
1966	Markert som 100-årsflom i Glomma.	mai
1967	Markert som 100-årsflom i Glomma	Mai/juni
1995	Vesleofsen markert 70cm over 1934 flommen, 60cm under Storofsen på flommonumentet på Elverum. 200- årsflom	Juni
2011	5-10årsflom	juni
2013	20-50årsflom ved Elverum	mai

### 2.2.3 Instrumentelle data

Instrumentelle målinger av vannstanden i elver går tilbake til 1824-1827 hvor de første målingene ble gjort i Vorma ved Minnesund. Rundt 1846 ble vannstanden målt en rekke steder i Glomma og Vorma. Metoden gikk da ut på avlesning på fast målestav en gang om dagen (Roald, 2013, Hanssen-Bauer et al., 2009). Tabell 2 viser en oversikt over målestasjoner i Kongsvinger området med tilknytning til Vingersjøen.

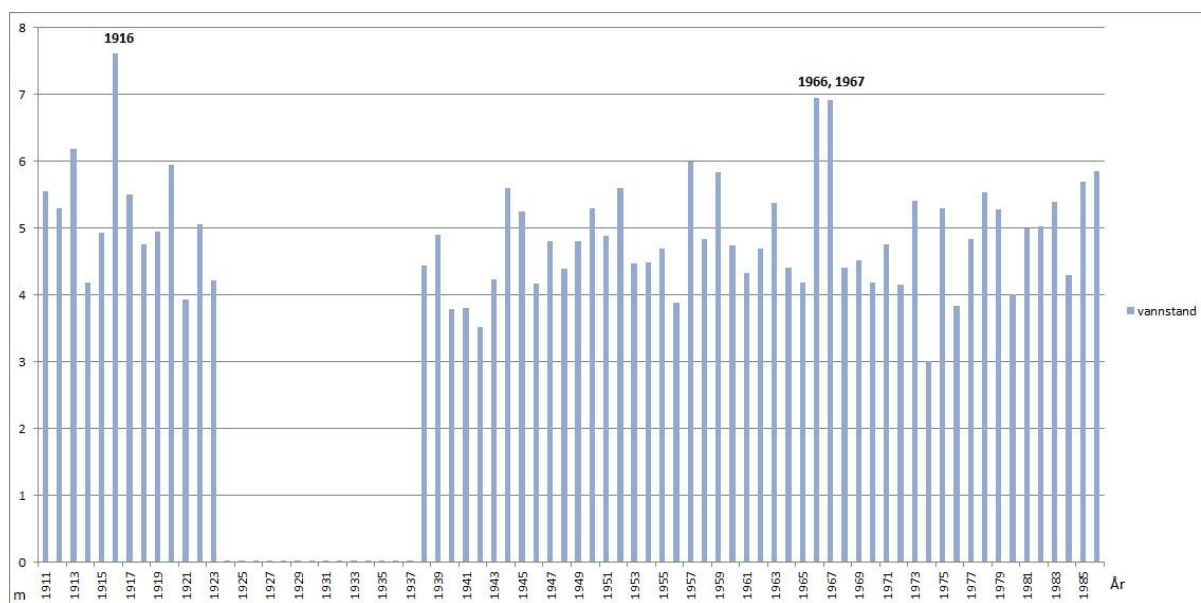
Vannstands- og vannføringsobservasjoner ble først satt i gang i 1851 ved Nors bru (2.120) i Glomma like oppstrøms Kongsvinger sentrum. I Vingersjøen ble vannmerke 2.121 satt opp i mars 1911, i nordvestre delen av innsjøen, 1 cm høyere enn det tidligere oppsatte vannmerket på Nors bru (Figur 5). Ca. 2 mil oppstrøms Kongsvinger ligger Norsfossen i Glomma. Målestasjon Nor (2.2) ble satt i drift i 1936 (Figur 6), Norsfoss (2.393) i 1975 og Kongsvinger kraftverk (2.444) i 1979 (Pettersson, 2000, Pettersson, 2001).

Ved vannmerket 2.121 ble vannstanden avlest daglig frem til høsten 1924. Da ble det avtalt at avlesningene bare skulle foretas i månedene mai-juli. Etter 1926 opphørte observasjonene frem til 1938 da de på nytt ble satt i gang i mai-juli og eller når vannstanden kunne overstige 5 m på vannmerket. Observasjonene pågikk til og med 1986, da vannmerket ble nedlagt (Figur 5) (Pettersson, 2001). Ved Norsbru var det daglige observasjoner fra 1851-1935 med avbrudd i periodene 1885-1860 og 1867-1868 (Pettersson, 2001). I Vrangselva er det en hydrologisk målestasjon for vannstand- og vannføringsobservasjoner ved Magnor (313.10) hvor det har

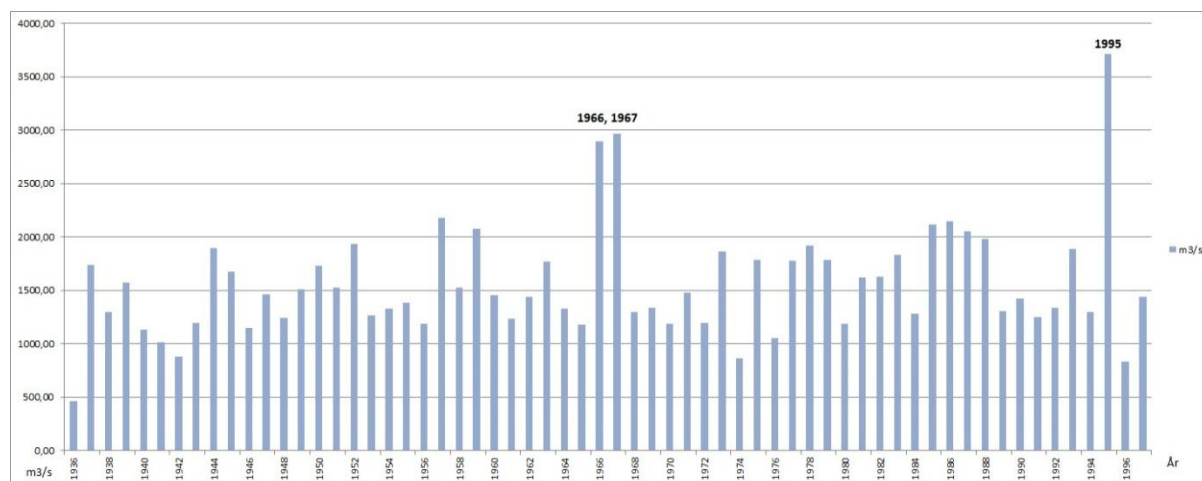
foregått observasjoner siden 1911. Stasjonen har blitt flyttet flere ganger, men forskjellene på nedbørsfeltenes areal har vært minimal (tidligere nr. 313.3, 313.11, 313.9)(Pettersson, 2001).

Tabell 3: Målestasjoner i Kongsvinger området (Pettersson, 2000, Pettersson, 2001).

Nr	Navn	Observasjonsperiode	Regulering	Avbrudd i observasjoner
2.120	Nors bru	1851-1935	Uregulert inntil 1917	1855-1860, 1867-1868
2.121	Vingersjø	1911-1986	Uregulert	1926-1938
2.2	Nor	1936-1997	Regulert	
2.393	Norsfoss	1975-dd	Regulert	
2.444	Kongsvinger kraftverk	1979-dd	Regulert	
313.10	Magnor	1911-dd		



Figur 5: Observasjoner av vannstand fra 2.121 Vingersjøen. Mangler observasjoner fra 1924-1938. (Målinger mellom 1911-1986)

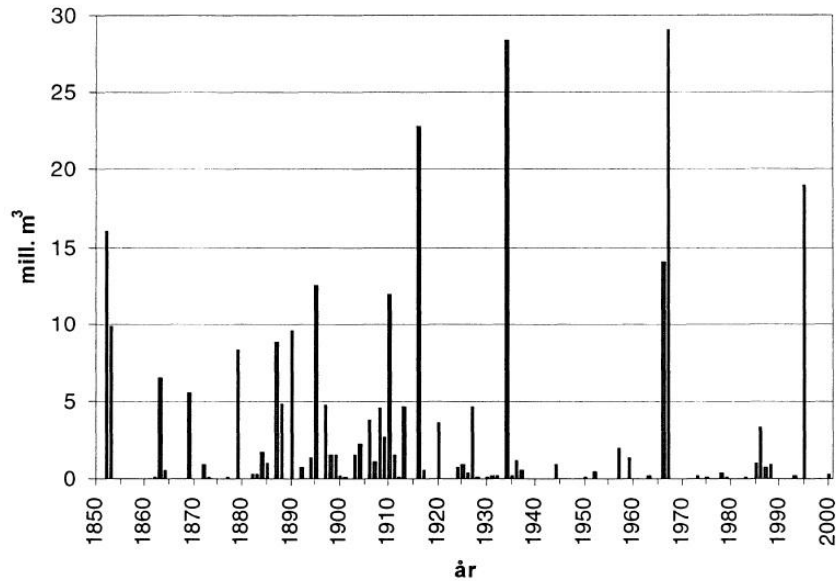


Figur 6: (2.2 Nor) Vannføringsdata fra 1936-1997. Figuren viser enkelte år med høyere vannføring. Spesielt er 1966,1967 og 1995 tydelige som markerer storflom i Glomma.

#### 2.2.4 Instrumentelle flommer målt i Vingersjøen

Arbeid utført av Klæboe (1947) og senere utvidet av Hegge (1968), viser overført vannmengde, overføringsvarighet og maksimal vannføring beregnet for hvert år i perioden 1851-1967 basert på målestasjonene i Vingersjøen, Nor og Nors bru og Magnor. Pettersson (2001) har benyttet disse dataene og oppdatert dem frem til og med år 2000 (Figur 7). Det er imidlertid perioder hvor det ikke er utført målinger. Anslåtte beregninger i vannstanden i Vingersjøen, og vannføring mot Vrangselva kan derfor enkelte år inneholde feilkilder (Pettersson, 2001).

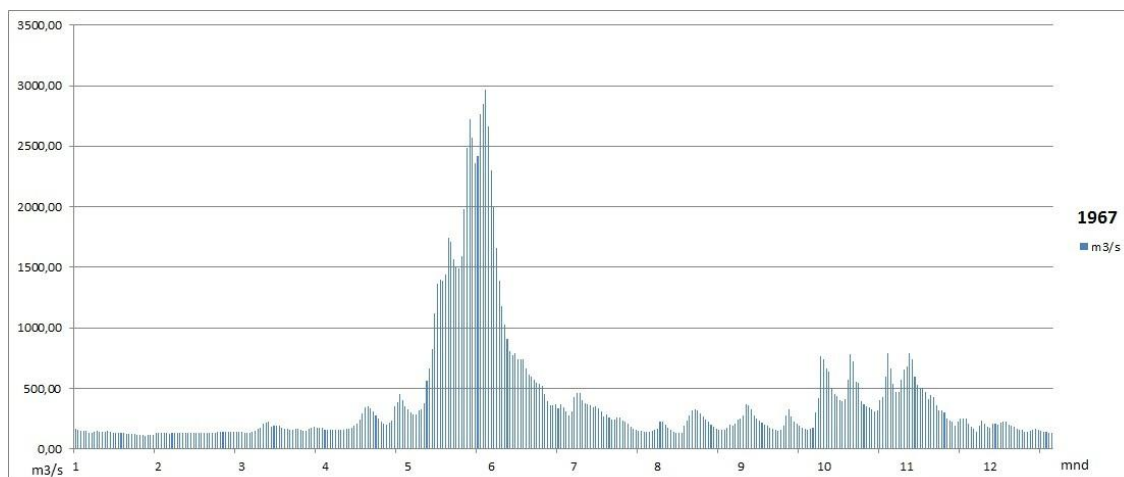
I 73 av de 150 årene hvor det er gjort undersøkelser har det foregått bifurkasjon fra Vingersjøen til Vrangselva. I 2 år har det vært overføring både vår og høst. Av de totalt 75 hendelsene med flomoverføring har det kun 4 ganger foregått overføring på høsten. Årene med størst overført vannmengde var i 1916, 1934, 1967 og 1995 (Pettersson, 2001). I tillegg har trolig flommene i 2011 2013 og 2014 vært store nok til overføring til Vrangselva hvor flommene var av 5-50 års flommer.



Figur 7: Overført vannmengde fra Glomma til Vrangselva, 1851-2000. Periodene 1855-1860 og 1867-1868 mangler observasjoner (Klæboe, 1947).

Vist i diagrammet av Klæboe (1947), Hegge (1968) og Pettersson (2001), fremkommer det at flomhyppigheten og størrelse var størst frem til 1935. Bifurkasjonen var nesten et fast fenomen før 1935, men har opptrådd sjeldnere i senere tid (Hegge, 1968). Dette har en sammenheng med økt regulering i Glommavassdraget som har resultert i reduserte flomstørrelser, men også at det fra naturens side har vært en periode med flomforekomster av mindre omfang, spesielt i perioden 1935-1965 (Pettersson, 2001).

Figur 8 viser årlig overført vannmengde fra Glomma til Vingersjøen ved målestasjon 2.2 Nor. Figuren illustrerer vårfloppen i 1967 som var en av flommene med størst overført vannmengde fra Glomma i mai/juni. Årlig er det store kontraster til vårfloppen, som er tydelig markert, men også en liten økning om høsten i oktober/november er synlig (Figur 7).



Figur 8: Vannføringsdata fra 2.2 Nor viser den årlige variasjonen for 1967



Tabell 4 viser vannføringsstørrelser i Glomma ved ulike gjentaksintervaller (10-500-årsflommer). Midlere døgnverdier for vannføring under flom i Glomma ved Kongsvinger kraftverk (2.444) er beregnet til 1469,5 m<sup>3</sup>/s. Middelkulminasjonsvannføringen i Glomma ved Kongsvinger kraftverk er 1499m<sup>3</sup>/s og vannstanden i Vingersjøen 145,75 m o.h. Ved vannføring høyere enn 1500 m<sup>3</sup>/s kan vann overføres fra Glomma til Vingersjøen (Hegge, 1968, Klæboe, 1947, Pettersson, 2001). Dette vil si at flommer mindre enn 10-årsflommer som har en kulminasjonsvannføring på 2068 m<sup>3</sup>/s kan føre til at bifurkasjon trer i kraft. Dette fører til at flommer med vannføring som er større enn middelkulminasjonsvannføringen har mulighet til å avsette flomlag på bunnen av Vingersjøen, og skal kunne finnes igjen i rekonstruksjonen.

Tabell 4: Vannstander (H<sub>x</sub>), flomvannføringer (Q<sub>x</sub>) og kulminasjonsvannføringer (Q<sub>x</sub>) i Vingersjøen og ved Kongsvinger kraftverk (Pettersson, 2000).

Vannstander	H <sub>M</sub>	H <sub>10</sub>	H <sub>20</sub>	H <sub>50</sub>	H <sub>100</sub>	H <sub>200</sub>	H <sub>500</sub>
Vingersjøen (Vannstand m o.h.)	145,75	146,77	147,13	147,57	147,88	148,18	148,55
Flomvannføringer (døgnmidler)	Q <sub>M</sub>	Q <sub>10</sub>	Q <sub>20</sub>	Q <sub>50</sub>	Q <sub>100</sub>	Q <sub>200</sub>	Q <sub>500</sub>
	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek
Glomma ved Kongsvinger kraftverk	1469,5	2028	2292	2630	2910	3174	3556
Kulminasjonsvannføringer	Q <sub>M</sub>	Q <sub>10</sub>	Q <sub>20</sub>	Q <sub>50</sub>	Q <sub>100</sub>	Q <sub>200</sub>	Q <sub>500</sub>
	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek	m <sup>3</sup> /sek
Glomma ved Kongsvinger kraftverk	1499	2068	2338	2683	2968	3238	3627

### 2.3 Årsaker til flom

Flom som begrep er ikke entydig definert, men beskrives vanligvis som hendelser med større vannføring enn normalt med økt tilførsel i form av snøsmelting eller nedbør (Eikenæs et al., 2000, Njøs, 1996). Det kan også brukes når vannføringen er stor nok til at elven går over sine naturlige eller kunstige bredder eller når vannføringen er større enn middelvannføringen (Njøs, 1996).

Vannstand er den høyden vannet når opp til (målt i meter). Vannivået/vannstanden måles på faste steder i elver og vann. Tidligere ble vannstanden tradisjonelt målt på en fast målestav en

gang om dagen. Siden vannstanden kan variere mye i løpet av et døgn ble det fra 1930-årene tatt i bruk skrivende instrumenter på noen målestasjoner som registrerte vannstanden. Vannstanden ble registrert med en flottør i et rør i elven. Instrumentene ble etter hvert erstattet med dataloggere som registrerer vannstanden med faste intervaller som er tilpasset variasjonen i løpet av døgnet på hvert sted. Døgnverdien blir dermed bestemt som den vannstanden som tilsvarer middelvannføringen i løpet av et døgn. Data som registreres i loggerne overføres automatisk fra målestasjonene til NVE (Norges vassdrags- og energidirektorat) (Roald, 2013).

Vannstanden er avhengig av elveprofilen og det omkringliggende terrenget. Selvregulering i vassdragene, evnen til å lagre eller forsinke nedbøren og dermed oppnå langsommere vannstandsstigning, er avgjørende for lengre, men mer dempede flommer. Lagringskapasiteten i nedbørsfeltet er avgjørende for hvordan vannet beveger seg gjennom nedbørsfeltet som påvirkes av vegetasjon, grunnforhold, innsjøer, elver og bekker (Arnesen, 1997).

Vannføring defineres som vannmengde som passerer et gitt punkt i en elv, og uttrykkes i volum per tidsenhet ( $m^3/s$ ) (Eikenæs et al., 2000, Roald, 2013). Vannføringen varierer jevnt og kontinuerlig langs vassdraget som følge av profilforandringer, vegetasjon, erosjon i kanalen og oppstuingseffekter fra reguleringer (Sælthun, 1999). Det finnes flere måter å måle vannføringen på, men instrumentet som vanligvis brukes er en strømmåler kalt en flygel som ble tatt i bruk i Norge på slutten av 1850-årene. Nå brukes til dels instrumenter basert på Doppler-prinsippet, eller en tredje metode som går ut på saltfortynning med å tilsette en kjent mengde salt i elven og følge hvordan ledningsevnen endrer seg mens saltbølgen passerer. (Sistnevnte egnes best i bratte elver hvor flygel kan være vanskelig) (Roald, 2013).

Vannføringene blir bestemt ut fra observert vannstand og en vannføringskurve som er forholdet mellom vannføring og vannstand (Roald, 2013, Njøs, 1996). Er vannføringen stor nok kan ikke vannet passere i det naturlige elveleiet, og dette fører til oversvømmelser. Høy vannstand kan dermed medføre at elven går ut over sine bredder og kan gi en stor økning i vanndekkets areal. Store flommer kan endre elveleiet ved utgraving, elvebrudd, og føre til massetransport med lagring av sand og grus i andre områder (Roald, 2013). Høy vannføring gir økt vannstand og økt vannhastighet som igjen fører til økt erosjonsintensitet og massetransport.

Flom har forskjellig virkning i forskjellige typer vassdrag. Variasjoner mellom ulike vassdrag er avhengig av mengden løsmasser som er tilgjengelig for transport (Eikenæs et al., 2000). Under storflommer i Glomma vil økt vannføring føre til utgraving og massetransport samt avsetning av løsmasser i blant annet Vingersjøen. Konsekvensen av disse forholdene blir utgangspunkt for utvidet undersøkelse av innsjøsedimenter på Vingersjøens bunn. Løsmasser transportert under flommer vil på denne måten gi informasjon om flomforhold tilbake i tid.

Flomvarslingene forholder seg til vannføring, hvor vannstanden kan variere betydelig ved samme vannføring over korte distanser, mens vannføringen er nærmest konstant over lengre strekninger. Under en flomsituasjon er det likevel vannstanden som er av interesse, siden det er denne som er den viktigste variabelen til om flommer utgjør skade. Vannstanden bestemmes lokalt. For å analysere en flom benyttes vannføringer som kan vise til vannstander lokalt (Eikenæs et al., 2000, Roald, 2013).

Flommer klassifiseres etter størrelse og gjentaksintervaller. På denne måten beregnes sannsynligheten for at en flom av gitt størrelse skal inntreffe (Kristensen, 2003). En floms sannsynlighet måles i årlig overskridelse. Gjentaksintervall (T)(antall år) og overskridelsessannsynlighet (p) er omvendte størrelser. Det vil si at en flom med overskridelsessannsynlighet på 0,01 har et gjentaksintervall på 100 år. Dette vil igjen si at det er 1 % sjans for at en flom av denne størrelsen vil opptre årlig (Arnesen, 1997, Njøs, 1996, Roald, 2013).

$$P = 1/T$$

Kristensen (2003) har laget en oversikt over sannsynlighet for overskridelse i prosent ut fra periodelengde og gjentaksintervall i Kongsvinger. For eksempel vil det i en periode på 50 år være 40 % sjans for at en 100-årsflom eller større inntreffer (Tabell 5).

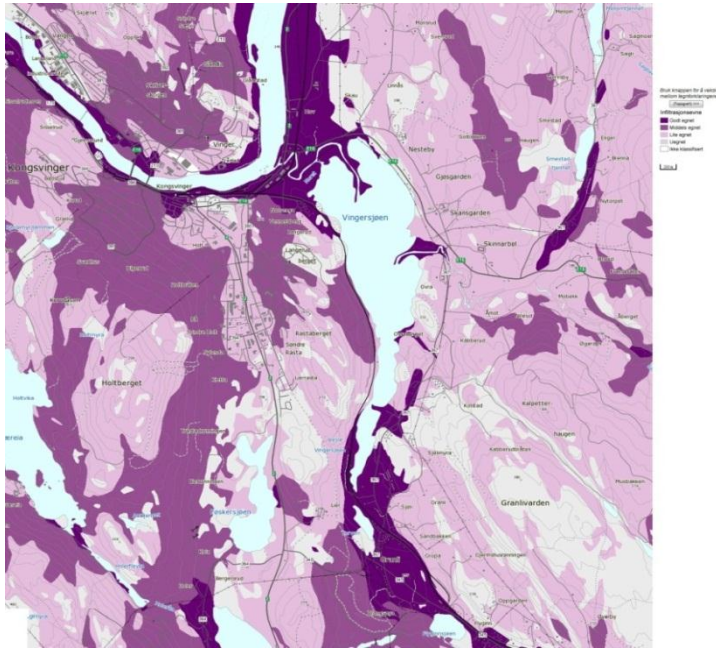
Tabell 5: Sannsynligheten for overskridelse i prosent ut fra periodelengde og gjentakintervall i Kongsvinger (Kristensen, 2003).

Gjentaksintervall (T)	Periodelengde år (L)				
	10	50	100	200	500
10	65	99	100	100	100
50	18	64	87	98	100
100	10	40	63	87	99
200	5	22	39	63	92
500	2	10	18	33	63

### 2.3.1 Hva forårsaker flom i Norge

Flommer i Norge skyldes snøsmelting, snøsmelting i kombinasjon med regnvær, langvarig regnvær og intense skybrudd (Hanssen-Bauer et al., 2009). Endringer i mengde, hyppighet og intensitet av nedbør har effekt på snølagring, omfang og tidspunkt for avrenning og dermed flomhendelser av varierende størrelse (Bøe et al., 2006).

Ulike geografiske områder vil ha lokale forhold som eksempelvis snømengde, klima og topografi som viktige faktorer for flom. Mangel på vegetasjon kan eksempelvis øke faren for flom på grunn av mindre motstand mot vannet (Støren et al., 2010). Fuktighetstilstanden i jorden er en viktig faktor for flommer som skyldes mye regn. Dersom jorden er tilnærmet vannmettet før nedbøren inntreffer, kan det føre til stor avrenning selv med lite nedbør. Men dersom jorden inneholder lite vann vil det legge til rette for et stort infiltrasjonsvolum for vannet. Flommer vil ha større ødeleggelsespotensiale dersom det er tette i bakken og i urbane strøk med stor andel tette flater. Kortvarige, men intense nedbørsituasjoner kan føre til store flommer i områder med små nedbørfelt (Eikenæs et al., 2000, Njøs, 1996). Figur 9 illustrerer infiltrasjonsevnen til området rundt Vingersjøen og viser at spesielt området mellom Glomma og Vingersjøen har en god infiltrasjonsevne.



Figur 9: Viser infiltrasjonsevnen til området rundt Vingersjøen ved Kongsvinger (NGU, 2013b).

Vegetasjonsendringer og spesielt skoghogst i Norge fra 1600-tallet kan ha ført til økt ødeleggelsespotensiale ved flom. Trær og kantvegetasjon infiltrerer mye vann som kan virke flomdempende og hindre erosjon. Gjennom store arealendringer og avskoging fjerner man de naturlige buffersonene for flomvannet som fører til at flommer kan være mer ødeleggende. I tettbygde strøk og byer vil det å fjerne og erstatte naturlige avløp med kunstige i rør og betong føre til at overflødig vann ikke får ordentlig avløp og hvor resultatet kan gi oversvømmelse (Roald, 2013). Reguleringer av vassdrag har vist seg å virke flomdempende. Dersom det ikke hadde vært reguleringer i vassdragene, hadde 1995-flommens vannstand trolig nådd over nivået for storofsen i Elverum (Roald, 2013, Nesje et al., 2001a). Imidlertid kan regulering medføre risikoer dersom regnflommer inntreffer når magasinene er fulle, da dette kan føre til en forverring nedstrøms (Roald, 2013).

Som følge av økt avrenning i forbindelse med flommer skilles det mellom snøsmelteflommer og regnflommer. I forhold til årstid omtales dette også som vårflokker og høstflokker. En enkel klassifisering av ulike flomregimer i forhold til årstid med stor eller liten avrenning ble benyttet tidligere. Senere ble arbeidet med en slik klassifisering videreutviklet, og det ble definert hydrologiske flomregimer i forhold til sesongvariasjonen i avrenning som styres av klima og fysiografi (Eikenæs et al., 2000). Tabell 6 viser en oversikt over de hydrologiske flomregimene i Norge (Eikenæs et al., 2000).

Tabell 6: Særtrekk ved ulike hydrologiske regimer (fra NVE, Vassdragshåndboken, (Seterbø et al., 1998)) hentet fra (Eikenæs et al., 2000).

Regime	Høy avrenning	Lav avrenning	Steder
Breregimer	Sommer	Vinter	Vassdrag påvirket av isbreer
Fjellregimer	Vår	Vinter	Indre deler av Sør-Norge, Nord-Trøndelag og Nordland. Mesteparten av Troms og Finnmark
Innlandsregimer	Vår og høst	Vinter	Indre deler av Øst- og Sørlandet og Trøndelag, smalt belte på Vestlandet, Nordland, delvis i Troms
Overgangsregimer	Vår og høst	Sommer og vinter	Som for innlandsregimer, men nærmere kysten
Kystregimer	Høst og vinter	Sommer	Kystområder i Sør-Norge, ytterste kyststrøk i Trøndelag, Nordland og deler av Troms

Elvene på Østlandet har lang reaksjonstid på grunn av store og trege nedbørfelt, med areal fordelt på et stort høydeintervall. Vårflommer på Østlandet er mest vanlig, men høstflommer kan også forekomme. De største flommene som har inntruffet på Østlandet er Storofsen i 1789 og Vesleofsen i 1995. Disse er klassifisert som vårflommer (Eikenæs et al., 2000). Se kapittel 2.2.2 for mer om Storofsen og Vesleofsen. På den kontinentale, østlige delen av Sør-Norge vil flommer være hyppigst i sen april, mai og tidlig juni. Høye temperaturer som fører til hurtig snøsmelting i kombinasjon med store mengder regn er de vanligste faktorene som utløser vårflommer (Nesje et al., 2001a).

Vestlandet opplever som regel regnflommer på sen høst og om vinteren. I tillegg kan rask snøsmelting kan komme som et resultat fra vindtransport av store varme- og vanndampmengder som trekker innover kysten med påfølgende kompensasjon av vanndamp (Eikenæs et al., 2000).

Til tross for at snøsmelteflommer er det dominerende flomregimet på Østlandet vil det også her inntreffe regnflommer. Tabell 7 viser en oversikt over regnflommer på Østlandet mellom 1895-2004. 40 % av regnflommene i juni er trolig resultater av kombinerte flommer som er identifisert som regnflommer. Regn er trolig den utløsende faktoren og som har forsterket snøsmeltingen som allerede var satt i gang. Måneden med høyest risiko for regnflommer er august. Dette er også beskrevet i historiske kilder før observasjoner ble satt i gang (Roald, 2008). Større regnflommer var særlig vanlig i 1930-årene og etter 1987, som var varme perioder. Det er en tendens til at økende temperaturer fører til at vårflommene begynner tidligere (Hanssen-Bauer et al., 2009).

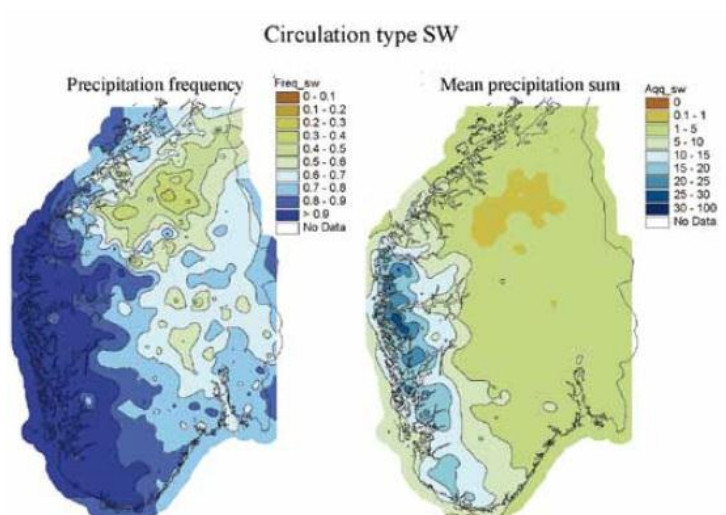
For at en storflom skal inntreffe er det nødvendig at flommene fra to eller tre høydenivåer kommer samtidig. Dette skjer gjerne i år med kjølig vår og påfølgende forsinket snøsmelting, etterfulgt av brå temperaturøkning kombinert med nedbør. Blant annet vårflommen Storofsen i 1789 skyldtes kraftig nedbør fra sør-øst kombinert med noe snøsmelting i høyfjellet (Kapittel 2.2.2)(Hanssen-Bauer et al., 2009).

Tabell 7: Viser prosentvis hvilke måneder i året regnflommer opptrer basert på observasjoner mellom 1895-2004 (Roald, 2008).

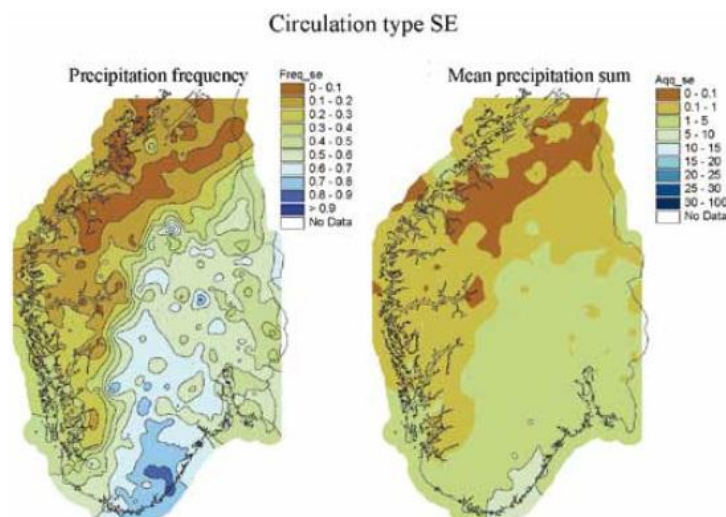
Region:	Southeast				
	Oslo/Akershus	Østfold/Vestfold	Buskerud	Hedmark	Oppland
Number	31	12	20	5	10
January	0	0	0	0	0
February	0	0	0	0	0
March	0	0	0	0	0
April	0	0	0	0	0
May	0	0	5	0	10
June	0	8,3	10	40	10
July	6,5	0	15	0	20
August	48,4	50	25	60	40
September	19,4	0	10	0	20
October	25,8	41,7	35	0	0
November	0	0	0	0	0
December	0	0	0	0	0

### 2.3.2 Klimatiske forhold for flom i Norge

Klimaet i Norge er sterkt påvirket av styrken på vestavindsbeltet, en indikator for dette vindforholdet omtales som den nord-atlantiske oscillasjons indeksen (NAO). NAO beskriver trykkforskjellen mellom lavtrykk ved Island og høytrykk ved Asorene. Innflytelsen NAO har på klimaet i Norge er mest utpreget om vinteren, men kan spores gjennom hele året (Hanssen-Bauer et al., 2009). I perioder med høy NAO-indeks vil varme og fuktige øvre luftmasser inntre norskekysten og kan forårsake kraftig nedbør og sterk vind (Roald, 2008). Hvor nedbør inntreffer landet, styres av hvor vindretningen kommer fra. Dersom vindretningen kommer fra sør-vest opplever Vestlandet mest nedbør (figur 10). Dersom vindene kommer fra sør-øst er det Østlandet og Sørlandet som opplever sterkest nedbør (Uvo, 2003, Hanssen-Bauer et al., 2009)(figur 11).



Figur 10: Vindretning fra sør-vest gir store nedbørsmengder på Vestlandet. Til venstre i figuren vises nedbørshyppighet, og til høyre vises midlere nedbørsmengde (mm/døgn) (Hanssen-Bauer et al., 2009).



Figur 11: Vindretning fra sør-øst gir store nedbørsmengder på Østlandet. Til venstre i figuren vises nedbørshyppighet, og til høyre vises midlere nedbørsmengde (mm/døgn) (Hanssen-Bauer et al., 2009).

Det regionale klimaet i Sør-Norge er påvirket av topografi. Fjellkjeder langs kysten av Norge opplever orografisk forsterkning av nedbøren på lo-siden og regnskygge på le-siden (Hanssen-Bauer et al., 2009). Jotunheimen og Rondane danner en sterk nedbørsgradient fra sør-vest til nord-øst på tvers Sør-Norge, med gjennomsnittsnedbør som varierer fra mer enn 4000 mm langs kysten til mindre enn 300 mm i indre (nordlige) deler av Øst-Norge. Påvirkningen av NAO avtar sterkt langs den Skandinaviske fjellkjeden og Øst-Norge mottar hoveddelen av nedbøren i perioder med mer sørligsirkulasjonstype (Støren et al., 2012, Uvo, 2003). Lavt havoverflatetrykk (Engelsk: sea level pressure (SLP)) over den polare regionen er



relatert til nedbør over Nord-Europa. Dette mønsteret indikerer nedbør på lesiden er relatert til østlige vinder som mottar fuktighet fra det baltiske hav (Uvo, 2003).

### **3. REKONSTRUKSJON AV HOLOSENS FLOMAKTIVITET**

Innsjøsedimenter er blant de viktigste terrestriske arkivene for rekonstruksjon av høyoppløselig klimavariasjoner i fortiden. Hovedutfordringen med å anvende sedimentarkiver for rekonstruksjon av paleoflommer har vært å anskaffe kontinuerlige data som inneholder informasjon om høyfrekvente sedimentære endringer og samtidig ikke være forstyrret/erodert av flom i seg selv (Støren et al., 2010, Schillereff et al., 2014). Bøe et al. (2006) viste hvordan en enkelt innsjø inneholdt tydelige sedimentære data av mer enn 100 flommer som er avsatt gjennom de siste 10 000 år, og som fremhever potensialet innsjøsedimenter har for elveflomarkiver, hvor innsjøer av visse dybder lettere fanger materiale og er ufølsom til erosjon. Dersom sedimenttilførselen til en innsjø er rikelig kan innsjøen inneholde informasjon om flommer over tusenvis av år, gitt at liten eller ingen erosjon eller endring oppstår på bunnen av innsjøen. Ved å benytte passende innsjølokalteter og gjenkjenne flomavsetninger i de sedimentære sekvensene, kan man bygge opp en robust kronologi for flomhendelser (Støren et al., 2010).

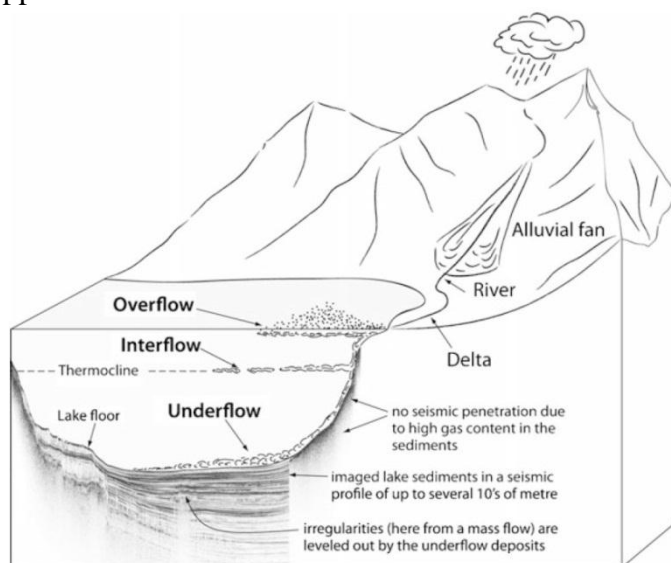
#### **3.1 Innsjøsedimenter som flomarkiv**

Innsjøer gir gode muligheter for registrering av flomhendelser hvor erodert materiale som er i suspensjon fraktes til innsjøer og som avsettes på bunnen som et tydelig lag. Lagene fra erodert materiale står ofte i stor kontrast til den normale bakgrunns-sedimentasjonen i innsjøer, og består hovedsakelig av autoktone mineraler, partikler og organisk materiale. Erovert flommateriale kan registreres visuelt eller gjennom ulike sedimentologiske og geokjemiske metoder (Gilli et al., 2013). Flommer som har blitt dokumentert enten av historiske kilder eller instrumentelle målinger er blitt funnet igjen i lakustrine sedimentkjerner og på den måten bekrefter konseptet ved å benytte seg av innsjøsedimenter som flomarkiv. Fordeler med lakustrine arkiver er den kontinuerlige bakgrunns-sedimentasjonen på dype innsjøområder som tilrettelegger for muligheten til rekonstruksjon av et fullkomment flomarkiv (Gilli et al., 2013). Oppløsningen av en innsjøbasert flomrekonstruksjon er avhengig av den fullstendige sedimentasjonsraten i innsjøen. I innsjøer med høy årlig sedimentasjon er det mulig å få flomarkiver som har oppløsning helt ned til sesonger gjennom et år (Gilli et al., 2013).

Sedimentlag avsatt av flommer har et høyt bevaringspotensiale i lakustrine sekvenser hvor de dekkes av kontinuerlig sedimentasjon i en relativt kort tidsperiode (Vasskog et al., 2011). Tidligere flomhendelser kan bli klassifisert ved hjelp av tykkelse og kornstørrelse fordeling av erosjonslaget som igjen kan reflektere flommens dynamikk og omfang (Gilli et al., 2013).

Ekstreme flomhendelser frakter med seg store mengder sedimenter som blir tilført elvesystemene. Mengden og kornstørrelsen på sedimentpartiklene som blir fraktet med flommer er avhengig av den hydrauliske energi. Det groveste materialet kan bli værende i nedslagsfeltet og kan blant annet danne alluviale vifter. De finere partiklene blir værende i suspensjon og transporteres fra nedslagsfeltet til neste innsjø som blir endestoppet for det meste av sedimentene. Når vannet fra elver med sedimenter renner inn i en innsjø vil sedimentene omfordele seg i forhold til tetthets-stratigrafien av innsjøen og tettheten på det innkommende vannet som er en funksjon av temperatur, suspensjon mengde og ion innhold (salinitet). Tetthetskontrasten mellom sedimentfylt ellevann og det omkringliggende innsjøvannet avgjør om sedimentene former en over- under eller mellomstrøm i innsjøen (Engelsk: underflow, interflow, underflow) (Giovanolli, 1990).

Vanlig avrenningsvann er som regel mindre tett enn innsjøvann og på denne måten dannes en over- og mellomstrøm hvor det suspenderte materialet sakte fordeler seg utover og etter hvert blir avsatt på innsjøbunnen. Ekstreme hendelser derimot, har så høy tetthet at flomvannet bryter gjennom innsjøstratigrafien som en turbiditetsunderstrøm og legger seg horisontalt på innsjøbunnen. De største partiklene legger seg på bunnen med gradvis finere partikler oppover.



Figur 12: Innsjø og nedslagsfelt. Figuren viser hvordan ellevann strømmer inn i innsjøer som enten over-, under- eller mellomstrøm (Gilli et al., 2013).

Forståelsen av transport og avsetningsprosesser av flomtransportert materiale gir mulighet til å sette kriterier og å velge innsjøer som kan gi gode flomrekonstruksjoner. Utvelgelsen av passende innsjøer er det viktigste for å kunne oppnå gode flomrekonstruksjoner. Gilli et al. (2013) har satt opp fire kriterier som er viktige ved valg av innsjø:

#### 1. Veldefinert batymetrisk deposenter.

Kunnskap om en innsjøes batymetri kan oppnås gjennom studering av kart og dybdemålinger som seismiske undersøkelser. Seismiske undersøkelser er detaljert nok til utvelgelse av ideelle borelokaliteter, hvor undersøkelsene viser batymetri, sediment tykkelse og kan antyde sediment typer i innsjøbunnen. Å oppnå tilstrekkelig kunnskap om innsjøens batymetri er ekstremt viktig før en velger borelokalitet for sedimentkjerner. Sedimenter som transporteres til innsjøer under flomhendelser vil sedimenteres mot det dypeste området i innsjøen. Innsjøer med understrøms sedimentasjon er karakterisert med en flat innsjøbunn hvor flomavsetningene sedimenteres horisontalt, og som er det optimale stedet å ta kjerneprøver fra. Til tross for at det dypeste området i innsjøen er deposenteret for understrømmer, kan batymetrien i innsjøen hindre strømmen i nå senteret av innsjøen, noe som er viktig å ta hensyn til.

#### 2. Geomorfologiske indikasjoner rundt innsjøen

Et tilstrekkelig relieff i nedslagsfeltet er nødvendig for at det tilgjengelige erosjonsmaterialet skal kunne transporteres til innsjøen. Innsjøen burde ha tydelige innløp som ideelt sett kun er aktive under ekstremhendelser. På denne måten fungerer innløpet som en terskel som kan markere flom- og ikke flom-hendelser. En deltastruktur bør være tilstede ved innløpene av innsjøen, og som viser at det har vært stor sediment-tilgjengelighet tidligere.

#### 3. Kontrast mellom flomavsetninger og stedefgen bakgrunns-sedimentasjon.

Flomavsetningene i innsjøen bør være en kontrast til bakgrunns-sedimentene slik at det er mulig å skille mellom dem gjennom ulike metoder. Dette betyr at bakgrunns-sedimentasjonen ikke bør bestå av hovedsakelig erodert materiale. Dersom organisk materiale dominerer bakgrunns-sedimentasjonen, vil de eroderte minerogene flomlagene være generelt lysere enn den mørke bakgrunns-sedimentasjonen.

#### 4. Boring for å oppnå ønsket tidsintervall.

Sedimentasjonsraten i et lakustrint arkiv kan variere sterkt mellom ulike innsjøsystem. Det er hensiktsmessig å ikke velge en innsjø med for høy sedimentasjonsrate. Standard boreutstyr borer vanligvis 6 meter, men kan bore opptil 10-11 meter om man skjøter rør sammen (Nesje, 1992). Dette betyr at sediment-tykkelsen ikke bør overstige denne dybden, da en ellers kan miste tidsperioden som ønskes undersøkt. For undersøkelse av holosen kan små innsjøer med lavt tilsig være optimalt (Eksempel: (Bøe et al., 2006)).

### **3.1.1 Flomsignatur i lakustrine sedimenter**

For å kunne benytte seg av innsjøsedimenter for å kartlegge paleoflommer er nøyaktig identifisering av flomavsetninger viktig. Optimalt vil flomavsetningene være en sterk kontrast i sedimentologisk og geokjemisk sammensetning av bakgrunns-sedimentene. Ved klare kontraster mellom lagdelingene i kjernen er det mulig å visuelt identifisere de ulike lagene. Sedimentologien av flomlag er karakterisert som en minerogen komposisjon med lavt organisk materiale. Sedimentasjonsprosessenes understrøm fører til et kornstørrelsesmønster, hvor det groveste materialet legger seg på bunn og finere partikler over. Toppen består dermed at det fineste materialet som ofte også er det lyseste («clay-cap») (Gilli et al., 2013).

For identifisering av flomlag benyttes en eller flere proksyer. Fire av de mest brukte proksyene er kornstørrelse, organisk innhold (glødetap, LOI), magnetisk susceptibilitet og XRF skanning.

1. Kornstørrelse: Brukt for identifisering av grov-fin gradering av lagene. (eks. Arnaud et al. (2002), Støren et al. (2008)).
2. Organisk innhold: Flomavsetninger består ofte av minerogent materiale med lavt innhold organisk materiale. Metoden benyttes i eutrofe innsjøer hvor bakgrunns-sedimentasjonen har høyt innhold av organisk materiale som skaper en kontrast til de minerogene flomsignaturene (eks. (Bøe et al., 2006, Nesje et al., 2001a)).
3. Magnetisk susceptibilitet: Er avhengig av nedslagsfeltets geologi, hvor flomavsetningene ofte er rike i para- og ferromagnetiske mineraler og reflekterer høy magnetisk susceptibilitet (eks. (Støren et al., 2010)).
4. Høyopløselig geokjemisk analyse (XRF-skanning). I de senere år er det blitt mer og mer vanlig med bruk av XRF-skanning. Metoden gir veldig høy oppløsning som gir mulighet å dekkere tynne lag, og generelt gode utslag på minerogene lag i organisk bakgrunnsmateriale.

Eks: (Vanni re et al., 2013, Swierczynski et al., 2013, Wilhelm et al., 2013, Vasskog et al., 2011).

Identifisering av flomlag fra fortidens flommer kan være utfordrende å avdekke, da tilsvarende lag kan være resultat av massebevegelse som kan være utløst av jordskjelv, deltakollaps eller innsj niv  fluktuasjoner. Komposisjonen av disse lagene skiller seg derimot fra flomhendelser ved strukturelle og kompositoriske karakteristikk, og er generelt mye tykkere enn flomlag.

Dokumenterte flommer fra fortiden benyttes for å fastsette at det som tolkes som flom, faktisk har inntruffet i området. Man kan dermed med større sikkerhet fastslå at metoden er brukbar i videre undersøkelser og kan dermed benytte samme parametere og proksyer tilbake i tid. Når flomlagene er identifisert, må sedimentkjernen dateres for å kunne etablere en alderskronologi. Flomrekonstruksjoner fokuserer hovedsakelig på frekvensen og intensiteten av fortidens ekstremnedb rshendelser. Dette tillater identifisering av perioder med økt flomaktivitet med antydninger til det generelle atmosfæriske sirkulasjonsmønsteret (Gilli et al., 2013).

### **3.1.2 Tidligere forskning basert på innsjøsedimenter**

Atnavassdraget i  stre del av Rondane gir tilskudd til Glomma som renner gjennom Østerdalen. Her har Nesje et al. (2001a) utført en studie basert på innsjøsedimenter fra Atnsjøen med mål om å forlenge historiske data tilgjengelig fra Østlandet. Resultatet var en 4500 år rekonstruksjon av elflommer i Atnavassdraget, som en del av Glommas dreneringsbasseng. Her ble det funnet 30 minerogene sedimentlag som er tolket som flomlag (gjennomsnittlig gjentaksintervall  $150-145 \pm 30-35$  år). Undersøkelsene viste at en økning i flomhendelser kan ha sammenheng med et kaldere klima med lavere temperaturer, langtids snødekke og hyppigere stormer assosiert med den lille istid rundt 1700 tallet (LIA)(Nesje et al., 2001a).

B e et al. (2006) undersøkte Sagbekken som har drenering til innsjøen Butjønna i Follidal. Her ble det funnet 115 flomhendelser fra innsjøsedimenter. Basert på  $^{14}\text{C}$  dateringer og alderdybde modell ble det utarbeidet kronologisk alder på flomlagene gjennom holosen tilbake til 9800 kal år BP (gjennomsnittlig gjentaksintervall på 90 år). De 25 øverste flomlagene samsvarer godt med funnene i Atnsjøen utført av Nesje et al. (2001a).

Resultatene viser fire viktige hovedpunkter: 1) Det er en svak økende trend av flomaktivitet mot slutten av holosen 2) Det har vært en rolig periode i tidlig holosen frem til ca. 7600 kal. år BP med lav eller ingen flomaktivitet 3) Det mest tydelige flomlaget i kjernen er korrelert til Storofsen som inntraff i juli AD 1789 og 4) Hyppigere flomfrekvens i området kommer som resultat av fuktige sørvestlige vinder fra Atlanterhavet. Flere men mindre flommer ser ut til å inntreffe under varmere perioder, mens færre og større flommer oppstår under kaldere perioder. Det er mulig at den siste perioden med økt flomhyppighet reflekterer LIA.

Økt vinternedbør kan være en mulig konsekvens av høyere solinnstråling om vinteren. Atmosfæriske data viser samsvar mellom redusert sørlig vindfelt og fraværet av flommer i Butjønna. En økning av sørlige eller vestlige vinder kan føre til flomaktivitet på Østlandet (Bøe et al., 2006).

Killingland (2009) undersøker flomhendelser i elven Grimsa som er en del av Glommas øvre nedbørsfelt. Det ble identifisert totalt 14 flommer i Grimsavassdraget gjennom holosen. Flomperiodene er datert til 290-790, 1230-1500, 1960-3390, 5800 og 9000 kal. år BP. Resultatene viser en tendens til økt flomfrekvens i Grimsa i perioder med kaldere temperaturer i øst og økt nedbør i vest. 8 av 14 flommer korrelerer med positiv NAO.

Støren et al. (2010) undersøker sedimenter fra Meringsdalsvatnet i østre Jothunheimen. En økning i endringsraten (RoC) på parameterne som benyttes, Magnetisk susceptibilitet (MS) og Computed tomography (CT) tolkes til 92 (MS) til 317 (CT) flommer. Forskjellen i antall flommer kommer av ulik oppløsning og følsomhet i parameterne. Det skilles også mellom to ulike typer flommer på bakgrunn av sedimentene i flomlagene som antyder at flommene kommer fra ulike utløsningsmekanismer. Undersøkelsene viser en lav flomfrekvens under varme perioder (i tidlig- til midt-holosen) som trolig kommer av sjeldne regnstormer om sommeren. En rask økning i flomfrekvensen inntreffer rundt 2500-2300 kal. år BP som kobles opp mot økt vinternedbør og kjøligere somre og fortsetter frem til i dag, med unntak av en periode rundt 1000 kal. År BP.

Støren et al. (2012) sammenligner endringsraten i MS fra Butjønna (Bøe et al., 2006) og Meringsdalsvatnet (Støren et al., 2010) med metrologisk data fra Skåbu og Folldal i perioden (1969-2009). Undersøkelsene viste til at endringer i flomfrekvensene i Butjønna og Meringdalsvatnet reflekterer langtidsendringer i vinternedbør og påfølgende snøsmelting om vår/sommeren. Meteorologisk data brukt i studiet viser at atmosfæriske sirkulasjonssystemer

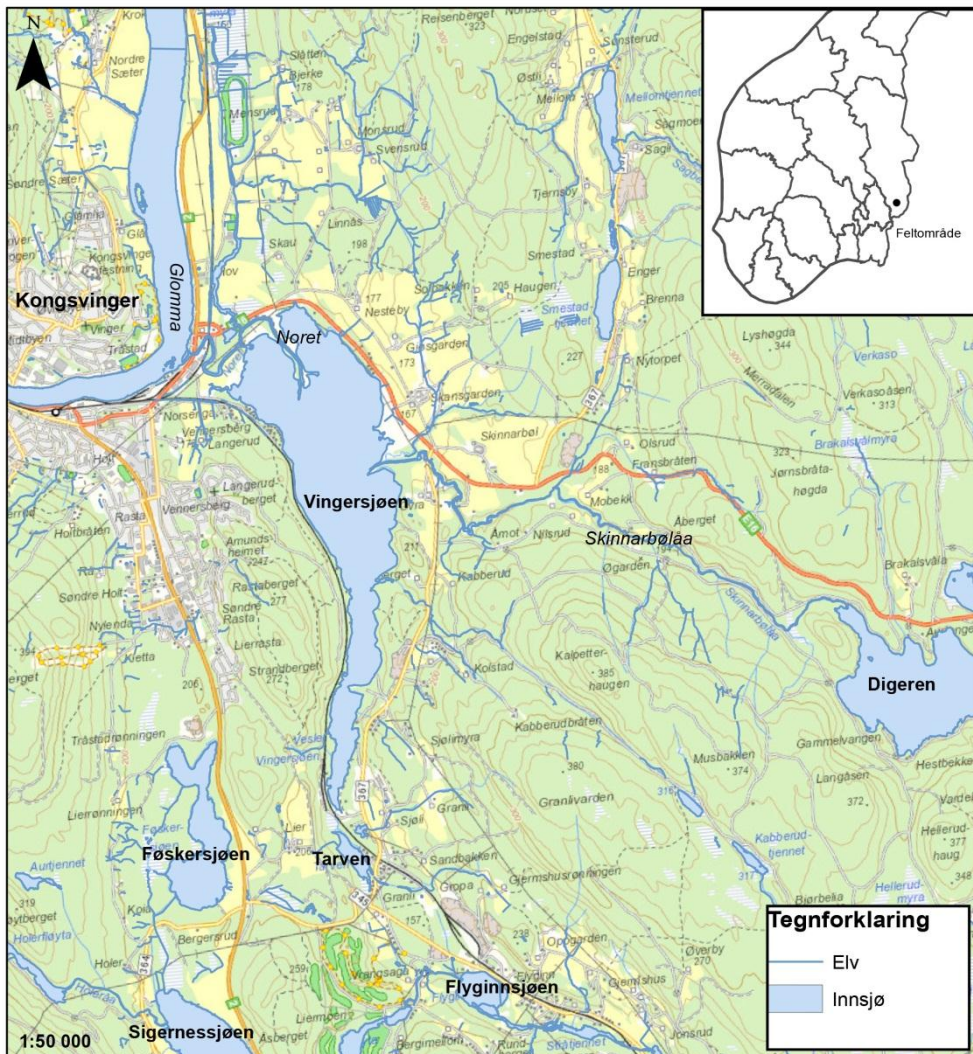
ulik NAO kan forklare flomfrekvensene i de to områdene, hvor Butjønna opplever vinternedbør under nordlige, og Meringdalsvatnet under sørlige vindretninger.

Støren and Paasche (2014) viser til sammenheng mellom rekonstruert vinternedbør og flomfrekvens i paleodata fra Skandinavia over de siste 6000 år. Funnene indikerer at vinternedbør forklarer omtrent 40 % av endringene i flomfrekvensen. Økt vinternedbør i framtiden vil kunne føre til økt flom frem til et gitt punkt da temperaturer blir så høye at nedbøren faller som regn også på høyfjellet.

Steffensen (2014) har undersøkt flomhendelser basert på innsjøsedimenter i Flyginnsjøen som gjennom bifurkasjonen ved Vingersjøen får tilførsel av flomsedimenter når Glommas vannføring overstiger ca. 1500 m<sup>3</sup>/s og vannstanden i Vingersjøen overstiger vannskilletts laveste punkt. Resultatet er en rekonstruksjon av paleoflommer gjennom de siste 10 000 år. Flomfrekvensen i Flyginnsjøen viser en økning i periodene rundt 8600 kal. år BP, 4200-2600 kal. år BP og fra 1000 kal. år BP frem til 1900tallet. Undersøkelsene viste likhetstrekk mellom flomfrekvensen i Flyginnsjøen og Alpene som kan tyde på tilsvarende bakenforliggende prosesser som styrer langtidsvariabiliteten i flomfrekvensen. Tilbakekoblingsmekanismer som en sørlig posisjonering av den intertropiske konvergenssonen (ITCZ) kan vise til påvirkning av fordelingen av temperatur og nedbør som kan påvirke økt flomforekomst i Glomma og Flyginnsjøen.

#### 4. OMRÅDEBESKRIVELSE

Vingersjøen ligger øst for Kongsvinger i Hedmark fylke. Innsjøen er ca. 2 km<sup>2</sup> stor, og ligger ved normal vannstand på ca. 142 m o.h. Vingersjøen har normalt avløp til Glomma i nordenden gjennom elven Noret. Innsjøen strekker seg omtrent 5 km sørover og har et nedbørsfelt på 66,7km<sup>2</sup> (Pettersson, 2001)

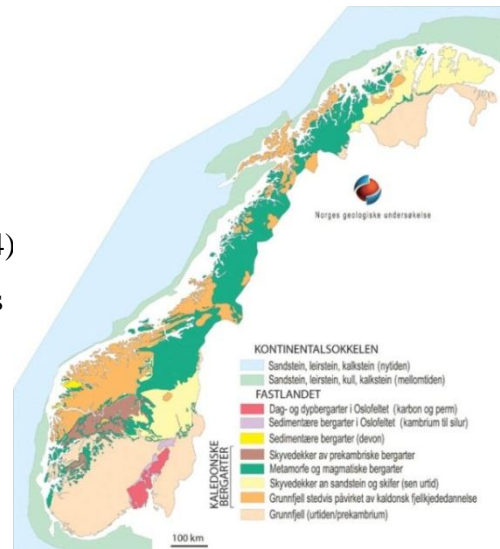


Figur 13: Oversiktskart over Kongsvinger og

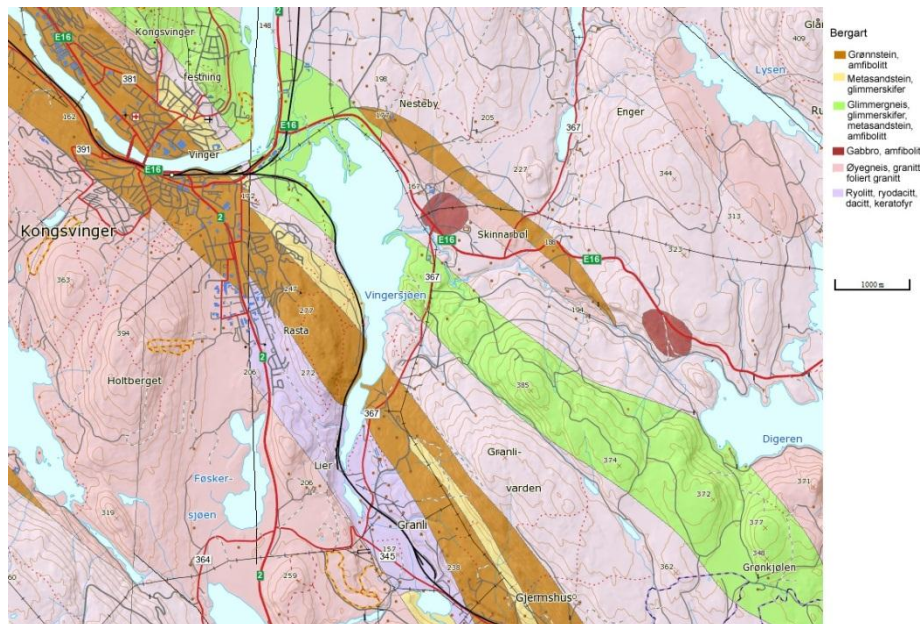


## 4.1 Berggrunn

Kongsvinger består av grunnfjellsområder som stammer fra prekambrium, jordens urtid (figur 15). Bergartene i grunnfjellet inneholder blant annet gneis, granitt, gabbro og amfibolitt, i tillegg til andre dypbergarter, omvandlede sedimenter og vulkanske bergarter (figur 14) Kongsvingergruppen er en geologisk lagrekke, og finnes i smale soner av grønnstein, skifer og kvartsitt som ble dannet i prekambrium og er lokalisert i Kongsvinger. Bergartene i Kongsvingergruppen tilhører det transskandinaviske intrusivbeltet, som er et 1500 km langt grunnfjellsområde som ble dannet for 1850-1650 millioner år siden (NGU figur 14 og 15).



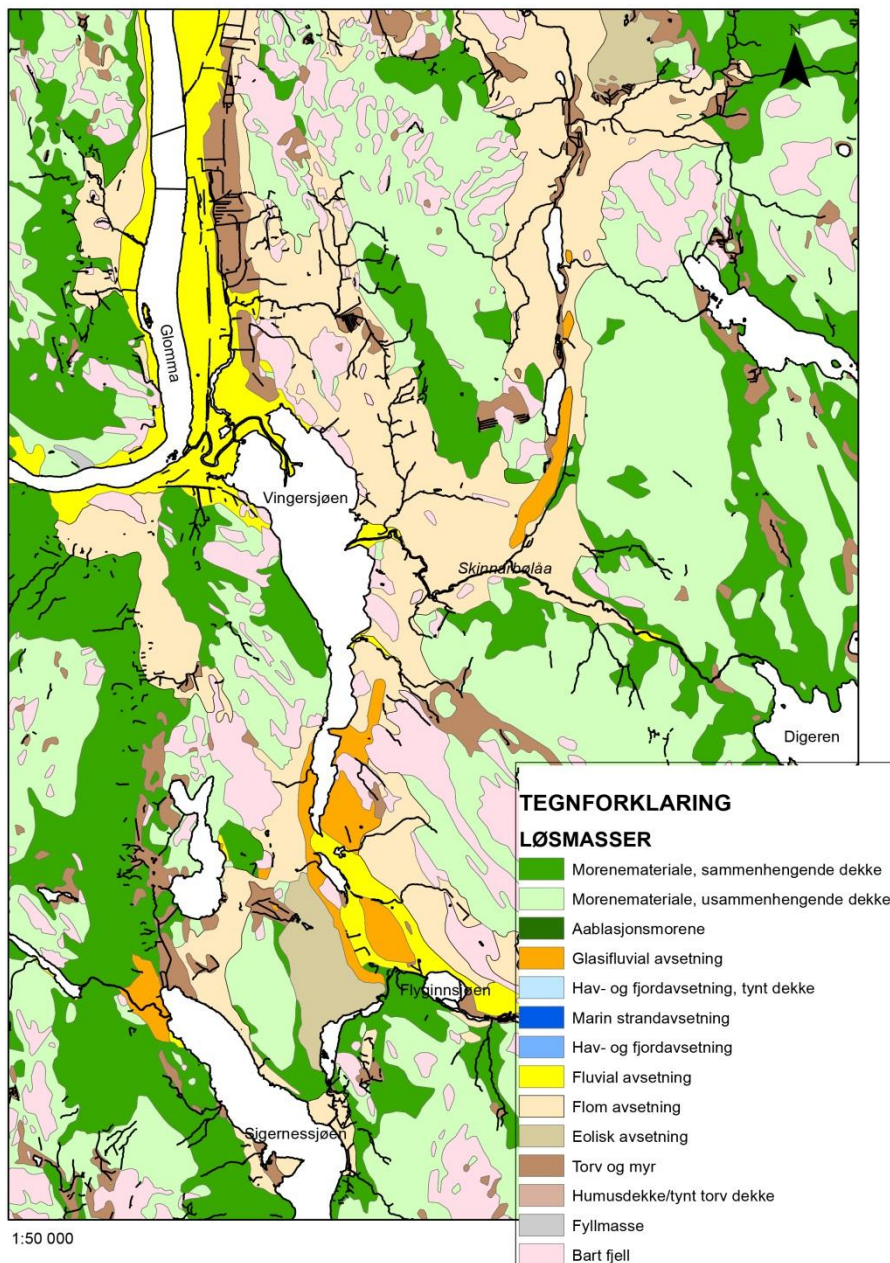
Figur 15: Berggrunnskart over Norge (NGU, 2013a)



Figur 14: Berggrunnskart over Kongsvinger (NGU, 2013a)

## 4.2 Løsmasser

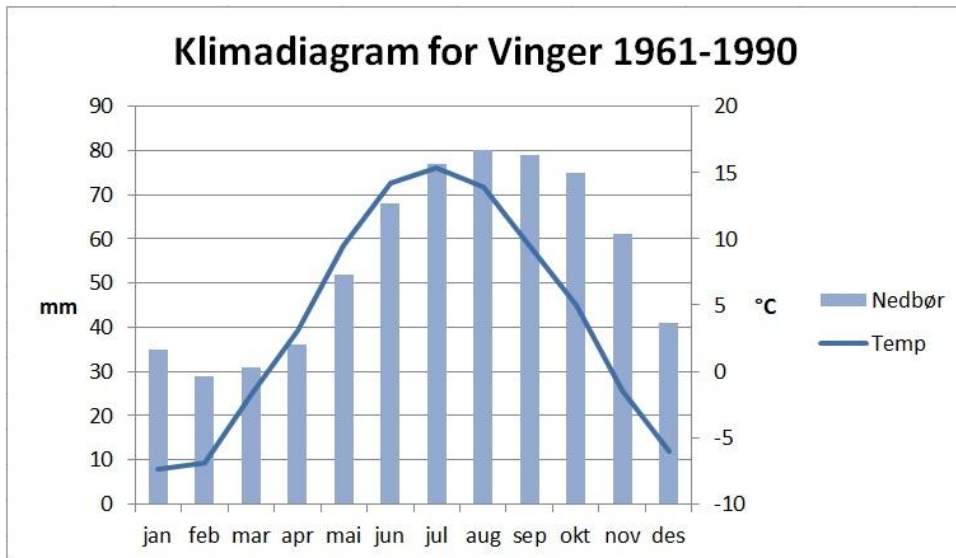
Figur 16 viser løsmasser rundt Kongsvinger. Hoveddelen i området er dekket av morenemateriale. Rundt Vingersjøen og langs Glomma er det primært dekke av fluviale flom avsetninger som er relatert til de store tappningene av bredemte sjøer etter siste istid (Kapittel 4.4). Det er også stedvis områder som består av torv og myr, og som kan virke flomdempende under hendelser med større vannføring i Glomma. Det er også enkelte områder med glasifluviale avsetninger som grustak sør og øst for Vingersjøen.



Figur 16: Løsmassekart over Vingersjøen (NGU, 2013b, ArcGIS,

### 4.3 Klima

Værdata fra Metrologisk institutt viser at klimaforholdene i Kongsvinger i normalperioden (1961-1990) har et års-gjennomsnitt på 664 mm nedbør og en gjennomsnittstemperatur på 3,9 °C (Tabell 8 og 9). Nedbørsverdiene er høyest på sommeren og høsten (juli – oktober) med mest nedbør i august (Figur 17). Temperaturene varierer mellom -7,4 °C i januar og +15,3 °C i juli (Tabell 9) (eKlima, 2013).



Figur 17: Temperatur og nedbørnormaler fra Vinger målestasjon (5650) (eKlima, 2013).

Tabell 8: Nedbørnormaler i Kongsvinger 1961-1990 – Vinger målestasjon 5650 (eKlima, 2013).

Nedbør: Normaler pr måned 1961-1990													
Stasjonsnr	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	år
5650	35	29	31	36	52	68	77	80	79	75	61	41	664

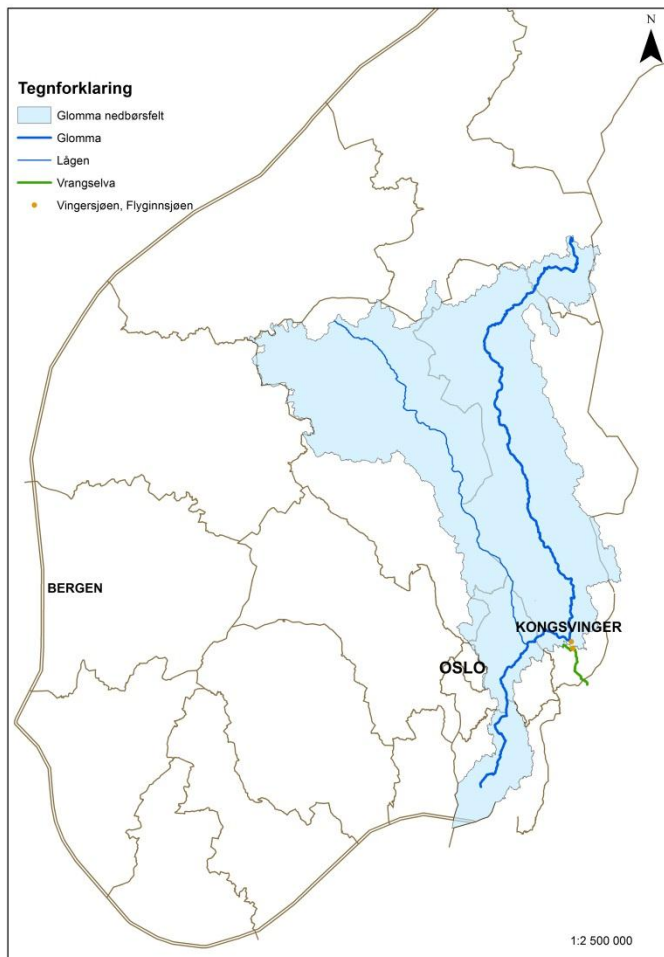
Tabell 9: Temperaturnormaler i Kongsvinger 1961-1990 – Vinger målestasjon 5650 (eKlima, 2013).

Temperatur: Normaler pr måned 1961-1990													
Stasjonsnr	Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Des	år
5650	-7,4	-6,9	-1,8	3,1	9,5	14,2	15,3	13,9	9,5	5	-1,4	-6	3,9

#### 4.4 Glommavassdraget

Norges lengste elv, Glomma, strekker seg hele 619 km fra Tyllaldalsfjellene i Sør-Trøndelag til utløpet i Fredrikstad i Østfold. Glomma renner gjennom fire fylker (Sør-Trøndelag, Hedmark, Akershus og Østfold). Med et nedslagsfelt på 41 500km<sup>2</sup> utgjør dette omtrent 13 % av Norges areal. Glommavassdraget er delt opp i en vestlig del, Gudbrandsdalslågen (Lågenvassdraget) og en østlig del, Glomma med sideelver. De viktigste sideelver til Glomma er Folla, Atna, Imsa, Rena, Åsta, Flisa og Oppstadåa (Pettersson, 2000, Eikenæs et al., 2000).

Glommavassdraget er regulert ved 7 reguleringsmagasiner og to overføringer. I tillegg er det flere kraftverk hvor enkelte har driftstunneler som fører vann fra elveleiet (Pettersson, 2000). Figur 18 viser Glommas nedbørfelt med Lågen, Vingersjøen, Flyginnsjøen og Vrangselva er markert.



Figur 18: Glommas nedbørfelt. Lågen skiller Glommas østre og vestre løp (NVE, 2014, ArcGIS, 2014).

Glommavassdraget kan fordeles i en østlig del som ligger i lavlandet og en vestlig del som ligger høyere over havet. Hoveddelen av vårflommer oppstår vanligvis tidligere i den østlige



enn den vestlige delen, hvor snøsmeltingen starter tidligere i lavlandet enn fjellområdene i vest. Når vårfloppen oppstår senere enn normalt kan dette imidlertid føre til flomutvikling i begge delene av vassdraget samtidig. I følge Roald (2002) er dette en forutsetning for at ekstreme flommer skal inntreffe i nedbørsfelt hvor det vil være mye mer snø tilgjengelig for hurtig smelting når temperaturene er høye. Store nedbørsmengder over store områder er også essensielt for å skape store flommer.

Ved Vingersjøen svinger Glomma seg mot vest. Når vannføringen i Glomma øker, og bifurkasjonen trer i kraft vil vann renne sørover fra Glomma til Vingersjøen og videre mot Vrangselva, og vil dermed ikke følge det normale elveløpet vestover. Under siste istid var landområdet nedtrykt av innlandsisen og havnivået stod langt oppe i dalføret nord for Kongsvinger. Den marine grensen lå omtrent på 200 m over det nåværende nivået (i dag ca.  $200\pm 10$ m (NGU, 2014)). Da isen smeltet hevet landområder seg etter hvert som følge av isostasi, og havnivået sank. Det ble avdekket en morenerygg som sperret av det gamle dalføret mot nordvest. Glommas elveløp kan derfor ha gått sørover mot Vrangselvas dalføre (Pettersson, 2001).

Etter at isen forsvant klarte trolig Glomma å trenge gjennom moreneryggen ved Kongsvinger, slik at elveløpet forandret retning til nordvest slik elveløpet er i dag. Det er usikkerhet rundt denne retningsendringen, men trolig kan avbøyningen av Glomma ha en sammenheng med kjempeflommen som inntraff for 9000 år siden i forbindelse med tappingen av Nedre Glåmsjø i Østerdalen. Her var det store mengder smelte vann som førte til at breen som demmet opp innsjøen, sviktet og brast. Flommen som er antatt å være på ca.  $180\,000\text{ m}^3/\text{s}$  delte seg ved Kongsvinger og har ført til flomavsetninger langs Vrangselva og videre nedover mot Sverige (Pettersson, 2001, Longva and Bakkejord, 1990).

## **5. METODER**

Data som blir undersøkt i oppgaven er samlet inn under feltarbeid i juni 2013 og august 2013. Innsamlet materiale er analysert på sedimentlaboratoriet på institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen. Metodekapittelet er derfor inndelt i to deler, hvor det først legges frem metoder benyttet i felt, og deretter laboratorieanalyser som er utført. Det vil også bli oppgitt hvilke programvare som er benyttet i eget kapittel.

### **5.1 Feltmetoder**

#### **5.1.1 Kjernetaking**

Når det går flom i Glomma vaskes det ut store mengder sedimenter fra nedslagsfeltet som blir transportert til Vingersjøen og avsatt på bunnen. Sediment avsetningene gjør det mulig å finne igjen ulik lagdeling i kjerneprøver, som tilhører slike ekstremhendelser.

Valg av borelokalitet i innsjøen baseres på innsjøens batymetri for å finne optimal borelokalitet for opphenting av innsjøsedimenter. (kapittel 3.1 om valg av innsjø og borelokalitet). Når man tar en kerne, er det fordelaktig å ta den på det dypeste området i innsjøen, hvor det er størst tilgang på sedimenter og i tillegg til rolige områder hvor avsetningene får ligge i fred og lett akkumuleres (Gilli et al., 2013, Støren et al., 2010).

Det er tatt to sedimentkjerner fra Vingersjøen ved hjelp av en Piston corer stempelkjernetaker; VIP111 427cm (33 V 0336345 6675636) og VIP211 527 cm (33 V 0336303 6675532) (Figur 19). Piston corer ble operert fra en flåte, og består av stempel, stempelvaier, kernevaier og et PVC rør med diameter på 110mm som er konstruert til å kunne ta opp til 6 meter av en kontinuerlig sedimentsekvens fra bunnen av innsjøen. I bunnen av PVC røret blir det drillert inn en sediment-fanger som skal holde sedimentene på plass i røret under opphenting. Ved og løfte og slippe loddet gjentatte ganger skyves røret ned i bunnsedimentene litt etter litt til en treffer hard overflate eller ugjennomtrengelige sedimenter blokkerer som ikke stempelkjernetakeren kommer gjennom. Når røret er fullt heves det og tettes igjen med lokk (Nesje, 1992).

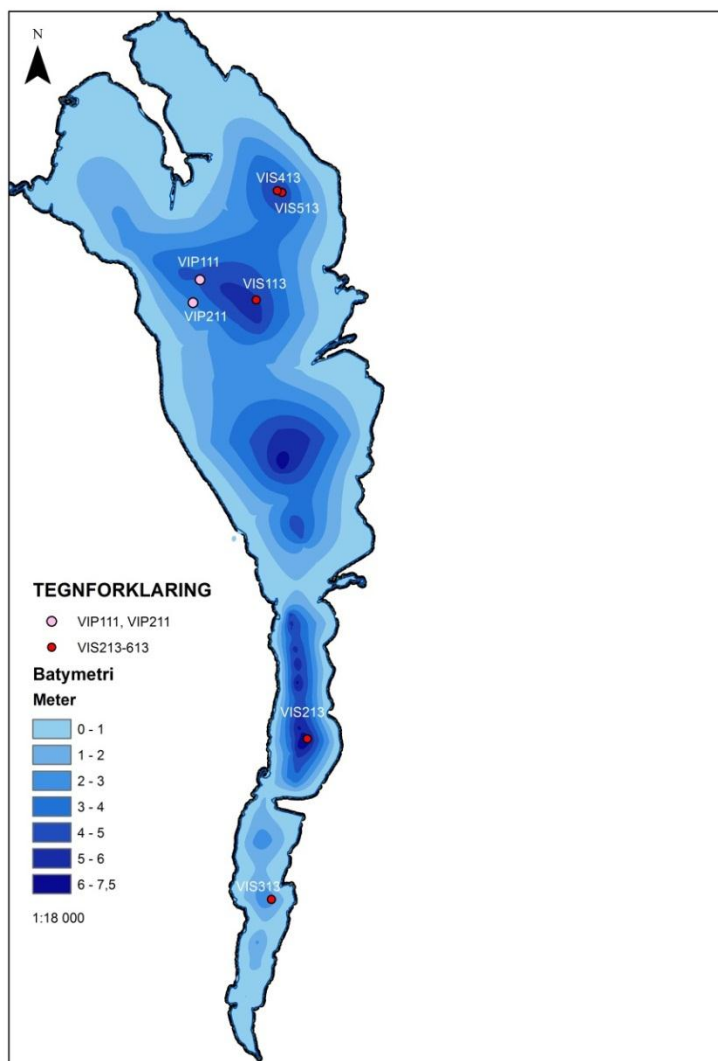
Kjernene ble splittet i to med sirkelsag og delt forsiktig med spatel. De to delene ble rensset, jevnet ut og satt på målebånd. Den ene delen blir beholdt som referansedel mens den andre er arbeidskerne som de ulike analysene ble utført. Alle sedimentanalyser ble utført på VIP111, mens VIP211 ble beholdt som referansedel.

En HTH kjernetaker har muligheten til å ta en kort sedimentkjerne bestående av de øverste lagene i en innsjø (Polynex, 2013). I en Piston corer kan den øverste delen av sedimentsekvensen ene være forstyrret og dermed er en HTH kjernetaker et godt tilleggsverktøy for innhenting av prøver med uforstyrret topplag. Røret er rundt 50 cm langt har et lokk på toppen som skaper vakum når lokket lukkes. Røret senkes til bunnen av innsjøen. Her er det viktig at lokket er åpent slik at vannet kan strømme fritt gjennom før en treffer bunnen. Røret fanger sedimenter i et vakum i røret ved at lokket lukkes. Kjernetakeren må heises forsiktig opp slik at sedimentene holder seg inni røret.

5 korte kjerner ble tatt opp fra Vingersjøen juni 2013; VIS113(UTM 33V 0336750 6676011), VIS213(UTM 33V 0336652 6673457), VIS313(UTM 33V 0336415 6672726), VIS413 (UTM 33 V 0336764 6676006) og VIS 513(33V 00336744 6676016). (Figur 19)

### **5.1.2 Dybdemåling**

Det ble utført dybdemåling i Vingersjøen ved bruk av et ekkolodd (Garmin Fishfinder 160c) som har en presisjon på  $\pm 0,1$ m. Det ble utført målinger ved hjelp av GPS og båt i Vingersjøen. Dybden ble målt i fire transekt for å innhente ytterligere dybdeprofiler for oppgradering av allerede eksisterende dybdekart fra Kongsvinger (SKF Rauføringen, 2013). Dybdeprofilene ble samlet i ESRI ArcGis10.2 for visuell representasjon av dataene og lagt på GPS koordinater for kjernetaking (figur 19).



Figur 19: Batymetriske kart for Vingersjøen. Rosa punkter markerer kjernetaking for VIP111 og VIP211. Røde for VIS113-513 (ArcGIS, 2014).

### 5.1.3 Prøver fra nedslagsfeltet (Catchmentprøver)

Ved hjelp av nedslagsprøver fra nedbørsfeltet til Vingersjøen er det ønskelig å finne kildeområdet til flommateriale som har samlet seg i innsjøen og videre koble dem til opprinnelsessted i nedslagsfeltet. Under flomsituasjoner tilføres materiale som ikke er tilgjengelig under normale forhold. Ved å se på vegetasjonen og materiale som ligger rundt elveløp og områder og som har tilknytning til Vingersjøen, får man et innblikk i hva slags materiale vannet kan ta med seg under en flomsituasjon. 31 lokaliteter er blitt valgt ut fra området rundt Vingersjøen og ved Glomma (figur 20 og 21). Gjennom sammenligning med sedimentkjernene fra Vingersjøen, er det ønskelig at den geokjemiske sammensetningen kan gi en indikator på hvilke materialer som kommer fra flomhendelser fra Glomma og hva som er lokalt.



## **5.2 Laboratoriemetoder**

### **5.2.1 Visuell logging**

Etter at kjernene åpnes og prepareres med spatel og kniv, utføres en visuell logging ved å se på farger, strukturer, kornstørrelser og forskjeller mellom lagdelingene. Loggingen forteller mye om hvordan lagene i kjernen er avsatt, og om det er noe uvanlig eller spesielt med de ulike lagene. VIP111 og VIP 211 ble tegnet inn på millimeterpapir med alle visuelle karakteristikk. Det er viktig å notere seg dersom det er noe som skiller seg ut i kjernene, og som kan fremkomme som uvanlige data under senere analyser, som for eksempel glødetap og XRF.

### **5.2.2 Røntgenfluorescens (XRF)**

Røntgen fluorescens (XRF) er en analytisk metode for å fastslå den kjemiske sammensetningen av alle typer materiale. Materialet kan være i fast, flytende, pulver, eller andre former. XRF kan noen ganger også brukes til å fastsette tykkelse og komposisjon av lag. Metoden er rask, presis og ikke-destruktiv og trenger som regel minimal prøveforberedelse. Metoden gir en analyse av elementer som er til stede i prøvemateriale fra Aluminium (Al) til Uran (U). Metoden er godt utbredt innen metall, sement, olje, så vel som gruvedrift, mineralogi, geologi og miljøanalyser (Brouwer, 2010).

I ITRAX kjerneskaner blir røntgenstråler produsert av en kilde som bestråler prøven. I de fleste tilfeller er kilden en røntgentube, men alternativt kan det være en synkrotron eller et radioaktivt materiale. Elementene som er til stede i prøven vil sende ut fluoriserende røntgenstråling med adskilt energi som er karakteristisk for hvert enkelt element som blir registrert av et spektrometer. Ved å måle energiene av strålingen avgitt av prøven er det mulig å fastsette hvilke elementer som er tilstede. Dette steget kalles for kvalitativ analyse. Ved å måle intensiteten av de avgitte energiene er det mulig og fastslå mengden av hvert element i prøven – kvantitativ analyse (Brouwer, 2010).

Metoden tillater identifisering av endringer i elementsammensetningen i lagdelingene med høy oppløsning. Det kan gi et innblikk i ulike egenskaper ved materialet og kan vise årlige og sesongvarierte endringer i laminerte sediment sammensetninger. Disse sedimentstrukturene assosiert med årlig lagdeling kan videre lede til forståelse av lagenes opphavsområder (Shanahan et al., 2008).

Splittede kjerner analysert med ITRAX kjerneskaner dekkes til med en plastfolie for å hindre kontaminering av måleutstyret og uttørking av kjernen. Folien gjør slik at det kan dannes en tynn vannfilm mellom sedimentoverflaten og folien. Denne vannfilmen øker vanninnholdet i prøven som analyseres av XRF skanneren og på den måten reduserer målingene på lette elementer, slik som Al og Si. Disse lette elementene har relativt lav fluorescens energier og er dermed mer mottakelige for absorpsjonseffekter enn den høyere fluorescens energien til tyngre elementer (Tjallingii et al., 2007).

Ved sammenligning mellom ITRAX kjerneskaner og tørre pulver prøver indikeres det et sterkt redusert element utslag for de lettere elementene Al og Si. Her relateres de lave elementutslagene som er tatt på sedimentoverflaten til mengden vanninnhold i prøven analysert av XRF kjerneskaneren. De tyngre elementene K, Ca, Ti og Fe gjenstår å være relativt upåvirket av variasjonene av fysiske egenskaper (Tjallingii et al., 2007).

Andre begrensninger i kjerneskaningsmetoden er at XRF målingene blir påvirket av kornstørrelse, vanninnhold, hvilken grad materialet er pakket, organisk karbon, sediment komposisjon og mindre eksitasjonsvolum. Spesifikke mineraler og dermed også spesifikke elementer, er mer tilgjengelig i bestemte kornstørrelse kategorier som vil kunne gi utslag på telleratene (Bakke et al., 2013, Croudace et al., 2006).

XRF ble utført på ITRAX kjerneskaner ved institutt for geovitenskap ved universitetet i Bergen. Målinger ble utført på alle korte sedimentkjerner VIS113-413 (Innstillinger: Røntgenrør Crom, kV30, mA 50, intervall 1mm). VIP111 (Innstillinger: Røntgenrør Crom, kV30, mA 50, intervall 1mm). Nedslagsprøver med ulike kornstørrelser (Innstillinger: Røntgenrør Crom, kV30, mA 50, intervall 0,5mm).

### **5.2.3 Glødetap, Vanninnhold, Tørrvekt (LOI, WC, DBD)**

Glødetap benyttes som metode for å estimere organisk innhold i sedimenter ved å brenne prøven. En sedimentprøve tas fra den våte kjernen med en 10ml sprøyte, og legges i nummererte keramikk digler som er veid på forhånd. Diglene er veldig følsomme for kontaminering så under veiing skal diglene kun berøres med en tang. Det blir tatt prøver av kjernen etter ønskelig oppløsning (f.eks. per 0,5cm eller 1cm). Deretter skal diglene med sedimentprøvene veies rett etter prøvetaking slik at prøvene ikke står for lenge i romtemperatur, og videre settes i tørkeskap (ved 105 °C) over natten. De tørkede prøvene

veies på nytt og vekten viser sedimentenes tørrvekt som er grunnlaget for alle vekttapskalkulasjoner (Dean, 1974, Heiri et al., 2001). Deretter blir diglene plassert i en ovn og brent på 550 °C i 1 time. Når prøvene er ferdig brent plasseres diglene i en eksikator for nedkjøling i en halvtime før en siste veiing utføres. Ved å veie sedimentprøvene i våt, tørket og brent tilstand vil man få informasjon om vanninnhold, tørrvekt og glødetap. Vekttapet mellom tørket og brent prøve gir glødetapet og dermed mengden organisk materiale (Dean, 1974).

Metoden kan blant annet gi svar på hva som kan tilsvare flomhendelser med høy tilførsel av minerogent materiale og hva som er organisk materiale fra stabile forhold (Bøe et al., 2006). Det organiske innholdet av innsjøsedimenter produseres av organismer som har levd rundt eller i innsjøer, og på den måten kan det organiske materialinnholdet gi et bilde på miljøvariasjoner tilbake i tid (Nesje et al., 2004).

Glødetapsanalyse ble utført på VIP111 med 0,5cm oppløsning på sediment laboratorium på Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.

#### **5.2.4 Magnetisk susceptibilitet (MS)**

Magnetisk susceptibilitet måler graden et materiale kan bli magnetisert. Den magnetiske susceptibiliteten er ikke avhengig av endringer i jordens magnetfelt men de reflekterer variasjoner i naturen og opprinnelsen av magnetiske mineraler i sedimenter. Målingene kan ikke alene danne basis for en kronologi, men det gir grunnlag for korrelasjon mellom avsetningsforhold og på tvers av tidsskalaer (Walker, 2005). MS målingene foregår ved at en splittet sedimentkjerne legges horisontalt på motoriserte bånd som flytter kjernen framover for hver måling. Utstyret består av et målehode som senkes ned til kjernen og foretar målinger etter ønsket oppløsning, går opp igjen og båndene flytter kjernen videre til neste måling. Høye verdier av magnetisk susceptibilitet kan reflektere økt tilgang på minerogent materiale i innsjøer som er assosiert med overflate avrenning under regnstormer, flommer og massebevegelse fra tilgrensende dalsider (Nesje et al., 2004). Glødetapsanalyser har en negativ korrelasjon med magnetisk susceptibilitet, og gjør det mulig å skille ut ekstremhendelser med mye minerogent materiale fra normalforhold som er dominert av organisk materiale (Bøe et al., 2006). MS ble utført på VIP111 med oppløsning pr 0,2cm ved Institutt for geovitenskap av (Steffensen, 2014).

### 5.2.5 Catchmentprøver

Under feltarbeid i august 2013 ble det tatt 31 prøver fra dreneringsområdet rundt Vingersjøen. Nedslagsprøvene ble siktet tre ganger med 1mm, 63µm, og <4µm. 19 av prøvene fra nedslagsfeltet ble valgt ut til videre analyse, hvor hvert område er representert med minimum 2 prøver.

Øvre grense på 63 µm ble satt i forhold til kornstørrelser som er forventet å finne igjen i kjernen. Kornfordelingen representerer ofte kompetansen til vassdraget hvor de største kornfraksjonene blir avsatt først og finere partikler som silt og leire blir transportert over større avstander og holdes suspendert lengre før de ble avsatt (Dahl et al., 2003). På bakgrunn av SediGraph dataene benyttet for kartlegging i Flyginnsjøen (Steffensen, 2014) er materialet i Vingersjøen antatt å være grovere enn det som blir overført til Flyginnsjøen. Ved å benytte samme mål for sikting vil det ikke gå tapt informasjon fra det fineste materialet.

Framgangsmåte:

En prøve av originalmaterialet ble overført til nummerte propper på 2x2cm. Deretter ble hver prøve våtsiktet gjennom to sikter av ulik størrelse; 1mm og 63µm. Materialet siktet ved 1mm ble ikke brukt videre, men benyttet for å skille ut for store kornfraksjoner. Oppløsningen siktet mellom 1mm og 63 µm ble plassert i nummererte propper (2x2cm).

Under våtsikting av 1mm-63 µm ble en beholder plassert ved sikten slik at vannet som løste opp materialet ble oppsamlet, innholdet i beholderen er da <63 µm. vannet fra 63 µm sikten ble bevart i prøvekolber med propp, og det resterende vannet satt i tørkeskap (105 °C).

I prøvekolbene med vann og partikler <63 µm er det antatt at kornstørrelse har samme rundingsgrad. For å finne kornfraksjoner <4 µm ristes alle kolbene samtidig til materialet i kolbene er godt blandet i vannet. Basert på Stokes lov (Stokes, 1851) om sedimentering (Formel 1) vil partiklene på 4 µm nå bunnen etter 74 minutter i kolben med vanninnhold på 4cm (Formel 2).

Formel 1:  $v = (K \cdot D)^2$

Formel 2:  $v = 5.6 \cdot 10^3 \cdot D^2$

I Formel 1 er K = en konstant som inneholder partikkeltetthet, væsketetthet, viskositet og tyngdekraft. Ved å bruke rent vann og granitt får vi  $K = 5.6 \cdot 10^3$  som settes inn i formel 2.

I formel 2 er  $v$  = hastigheten,  $D$  = diameteren til partikkelen og  $5.6 \cdot 10^3$  er konstant for vann (fra formel 1). Kornfraksjonene som ikke lå på bunnen av kolben etter 74 minutter ( $<4 \mu\text{m}$ ) ble helt over i nummererte glass og satt i tørkeskap over natten. Etter at våtmaterialet på  $63 \mu\text{m}$  og  $<4 \mu\text{m}$  hadde tørket, ble kornfraksjonene penslet ut av beholderne og plassert i propper ( $2 \times 2 \text{cm}$  for  $63 \mu\text{m}$ ) og på en plastskinne ( $<4 \mu\text{m}$ ).

Propper med prøvemateriale: originalmateriale, siktet mellom  $1 \text{mm}$ - $63 \mu\text{m}$ ,  $63 \mu\text{m}$  og  $<4 \mu\text{m}$  ble plassert på en smal plastskinne og gjort klar for XRF analyse.

## 5.3 Dateringer

### 5.3.1 Radiokarbon datering

Radiokarbondatering av terrestriske organisk materiale er det mest brukte dateringsverktøyet som benyttes med lakustrine sedimenter. Metoden benytter identifisering av makrofossiler av terrestrisk opprinnelse (Barnekow et al., 1998). Radiokarbondatering er mye brukt til å datere innsjøsedimenter og andre typer karbonbærende arkiver for å sette funnene inn i et tidsperspektiv. Metoden benyttes på det organiske materialet i kjernen. På grunn av halveringstid av den ustabile  $^{14}\text{C}$  isotopen (5730 år) vil mengden  $^{14}\text{C}$  som er igjen i kjernen bli målt ved å analysere den stabile karbonisotopen  $^{12}\text{C}$  som ikke har opplevd nedbrytning (Ruddiman, 2008).

Man kan benytte seg av to ulike typer radiokarbondatering: Beta telling som går ut på å telle betastrålingen fra  $^{14}\text{C}$  atomene over en gitt periode og på den måten vil opptellingen reflektere det gjenværende nivået av  $^{14}\text{C}$  aktivitet i prøven. Den andre metoden akselerator spektrometri (AMS) benytter partikkel akseleratorer som massespektrometer for å telle det konkrete antallet av  $^{14}\text{C}$  atomer i en prøve i motsetning til Beta metoden som kun måler strålingen. (Walker, 2005).

Det kan være utfordrende å oppnå pålitelige dateringer hvor innsjøsedimenter er følsomme for blanding av eldre karbon. Dette kan blant annet skje gjennom utvasking av eldre karbon fra områder rundt innsjøer. For å forsøke å unngå problemer med forstyrrelser av sedimentene er det fordelaktig å benytte seg av terrestriske materialer (blader, frukt) som ikke i like stor grad blir påvirket (Barnekow et al., 1998).

Totalt ble 9 prøver tatt fra VIP111 for datering og sendt inn til Poznan radiocarbon laboratory i Polen for AMS  $^{14}\text{C}$  datering. Prøvene ble tatt ut av kjernen, silt og skylt, deretter tørket på 55

°C over natten. Makrofossilene ble plukket ut av prøvene ved hjelp av mikroskop og veid før innsending. Resultatene for  $^{14}\text{C}$  datering er oppsummert i Tabell 13 i kapittel 8.2

### 5.3.2 Bly datering

$^{14}\text{C}$  datering kan ikke benyttes på lag en forventer er yngre enn den industrielle revolusjonen på grunn av økning av karbongnivået i atmosfæren de siste 300 år. For datering av de yngste sedimentlagene kan man benytte blydatering.  $^{210}\text{Pb}$  er en tung isotop, som vil forsvinne etter ca. 150 år. Metoden er basert på at Radon ( $^{222}\text{Rn}$ ) slipper ut i atmosfæren, hvor den har en kort halveringstid på noen få dager.  $^{222}\text{Rn}$  nedbrytes gjennom en serie av datter isotoper til  $^{210}\text{Pb}$ . Denne ustabile isotopen fjernes fra atmosfæren gjennom blant annet nedbør og synker ned på jordoverflaten. Her lagres den i innsjøsedimenter hvor den nedbrytes til en stabil blyform ( $^{206}\text{Pb}$ ). Ved å måle forholdet av  $^{210}\text{Pb}$  til  $^{206}\text{Pb}$  i innsjøsedimenter kan man fastsette tidspunktet blyet ble avsatt. I tillegg kan det også fortelle noe om sedimentasjonshastigheten (Walker, 2005). Metoden er et godt verktøy for å aldersbestemme de øverste sedimentlagene, spesielt i korte kjerneprøver. Ved å benytte seg av blydateringene kan man videre sammenligne resultatene med instrumentelle data fra området de siste 150 år, som vil tilføre en større sikkerhet for aldersbestemmelsene som er oppnådd.

Under feltopphold i juni 2013 ble VIS513 (UTM) (27cm) skrivet opp i prøver på 0,5cm og sendt inn til bly datering av P.G. Appleby ved Environmental Radioactivity Research Centre, University of Liverpool. Resultatene for  $^{210}\text{Pb}$  datering er oppsummert i Tabell 12, figur 28 og 29 i kapittel 8.1

### 5.4 Dataprogrammering

Kartene laget til oppgaven er alle produsert i ESRI ArcGIS 10.2. Oversiktskartene figur 1 og 13 er konstruert på bakgrunn av FKB-data fra Norge Digitalt (NorgeDigitalt, 2014).

Geodata om nedbørsfelt til Glomma og Vingersjøen er hentet fra NVEs geodatabase (NVE, 2014). Geologiske data til løsmassekart (Figur 16) hentet fra NGU (NGU, 2013b). Batymetrisk kart over Vingersjøen er basert på dybdeprofiler innsamlet under feltarbeid og videre produsert i ArcGIS.

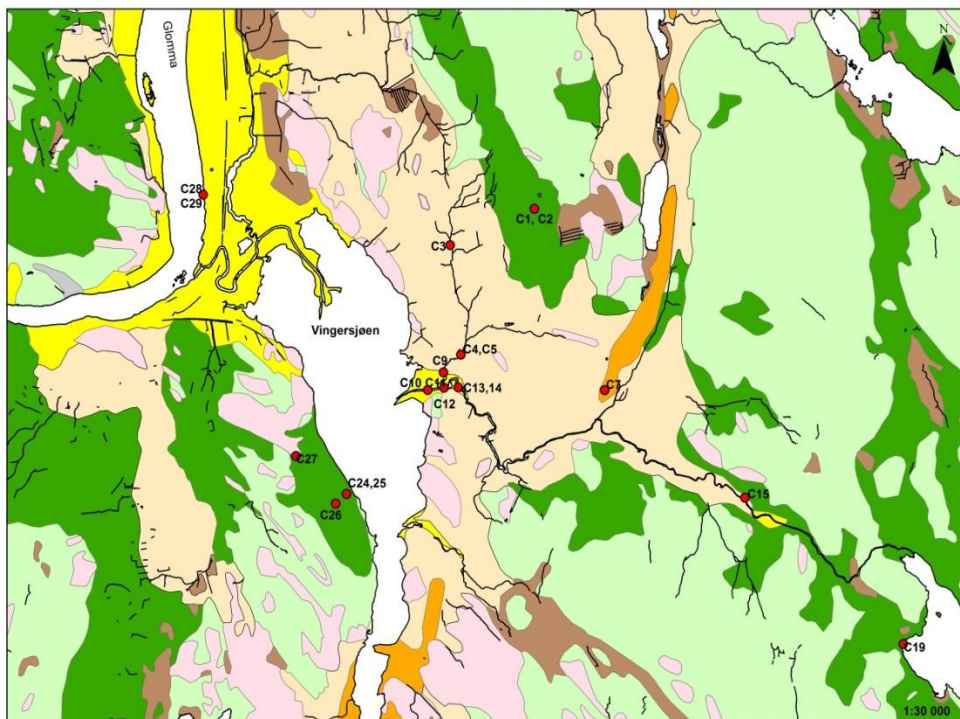
Statistiske analyser; deskriptiv statistikk, frekvenshistogram, korrelasjonsanalyser ble utført i SPSS statistics 21, mens PCA analyser ble utført i programmet SAM (Rangel et al., 2010, Rangel et al., 2011). Alder-dybdemodell er utarbeidet i Clam basert på programmet R (Blaauw, 2010).

## 7. RESULTATER

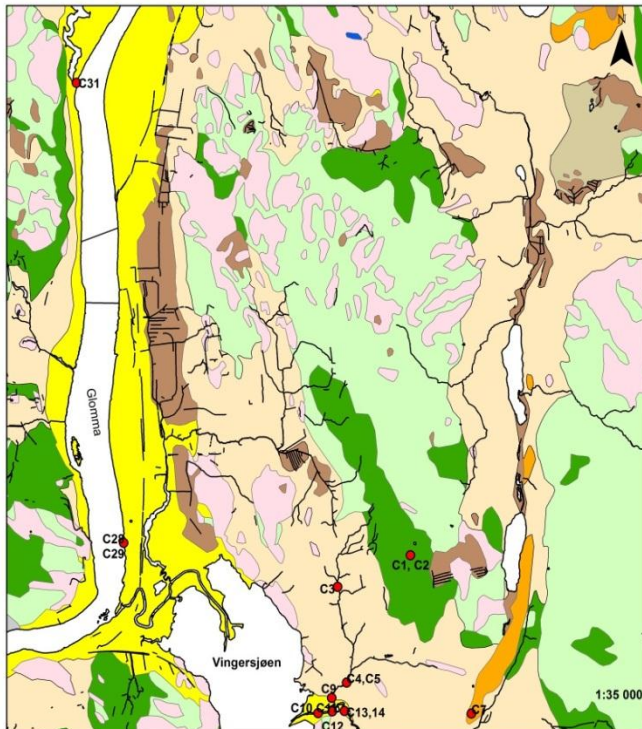
I dette kapitlet vil resultatene fra sedimentkjernene VIP111, VIS413 og catchmentprøvene beskrives. Sedimentanalysene LOI, MS og XRF ble utført på VIP111, mens XRF ble utført på VIS413 og catchmentprøvene. I tillegg er det laget aldersmodeller basert på  $^{14}\text{C}$  og  $^{210}\text{Pb}$  dateringer for VIP111 og VIS513.

### 7.1 Catchmentprøver

21 prøver fra nedslagsfeltet ble undersøkt videre. Figur 20 og 21 viser løsmassekartet fra kapittel 4.2 (figur 16) med prøvelokalitetene markert. Følgende vil det gis en beskrivelse av prøvene.



Figur 20: Oversiktskart over prøvelokaliteter. Farger refererer til løsmasseavsetninger (jfr. Figur 16) (NGU, 2013b) Totalt er 21 prøver samlet inn fra ulike kildeområder rundt Vingersjøen.



Figur 21: Oversiktskart over prøvelokaliteter. Farger refererer til løsmasseavsetninger (jfr. Figur 16) (NGU, 2013b).

C1,C2

UTM 33V 0338214 6676723

Beskrivelse:

Nord-øst for Vingersjøen ca. 200 m o.h. ble det tatt to jordprøver. Prøvene ble samlet inn langs en bekk som renner sørover, hvor flere av de mindre bekkene i området samles og renner videre til Vingersjøen.

Tolkning: Materialet i prøven består av dårlig sortert fin sand og silt med innhold av grus og småstein. Materialet er tolket til å være morene materiale.

C3

UTM 33V 0337445 6676487

Beskrivelse:

Prøve C3 ble tatt lengre sør for C1,C2, mot Vingersjøen. På denne lokaliteten har flere mindre bekker samlet seg til en liten elv med mye vegetasjon rundt. Materialet består mye av fin silt, sand og leire med en del grus og et par større rundet steiner. Det er også spor etter



planterester.

Tolkning: Materialet i prøven er tolket til å være flomavsetninger på bakgrunn av innholdet av både små fragmenter men også grus og tilfeller av rundet steiner som kan blitt fraktet av flom når kapasiteten til elven har vært større under en flomsituasjon.

C4,C5

UTM 33V 0337455 6675560

Beskrivelse: Langs elven som renner sør-vestover fra Skansgården (Figur 13) mot deltaet som har innløp i Vingersjøen ble to prøver tatt. Materialet inneholdt mye fin silt, med litt planterester og innslag av små grus.

Tolkning: Elven på prøvelokaliteten var liten med rolig løp, prøven er tolket til å være flommateriale på bakgrunn av det fine materialet.

C7

UTM 33V 0338695 6675147

Beskrivelse: Prøve 7 ble tatt på grustak øst for Vingersjøen. Avsetningen inneholdt tydelig lagdeling med sortert fin sand, og stedvis grovere sand, og grus. Delvis avrundet steiner.

Tolkning: Avsetningen tolkes til å være dannet glasifluvialt og har trolig blitt erodert etter avsetning.

C9

UTM 33V 0337288 6675426

Beskrivelse: Jordprøve tatt i smalt elveløp nordvest for deltaet som utgjør innløpet til Vingersjøen. Prøven bestod av sortert fin sand, silt med små grus i tillegg til planterester.

Tolkning: Materialet er tolket til å være flomavsetning fra samme elveløp som prøve 3,4 og 5.

C10,11, C12

UTM 33V 0337136 6675291, 33V 0337282 6675297

Beskrivelse: Prøvene C10-C12 ble alle tatt i smale elveløp mot deltaet som former innløpet til Vingersjøen. Prøvene inneholdt mye sortert fint materiale; fin sand og slit i tillegg til et par små rundet steiner. Det var også spor etter planterester i prøvene.

Tolkning: Materialet tolkes å være fluvialt fra deltaet og fluviale avsetninger fra hendelser når elveløpet oversvømmes i forbindelse med flom eller sterk vannføring i elven som renner ut i Vingersjøen.

C13,14

UTM 33V 0337406 6675289

Beskrivelse: Skinnarbølåa som renner fra Digeren mot Vingersjøen, støter på en høydeforskjell øst for deltaet ved Vingersjøen. Et vannfall på 1-2m senker elven mot deltaet. Her er det et flatt område hvor elven er bredere enn normalt elveløp. Materialet her består hovedsakelig av fin silt og mulig noe leire, stedvis oppdages det trebiter og små grus som kan komme fra tider med høyere vannføring i elven.

Tolkning: Fluviale avsetninger, mye fint materiale som rolig elveløp får transportert.

C15

UTM 33V 0339846 6674134

Beskrivelse: Prøve tatt i elveløpet til Skinnarbølåa mellom Digeren og Vingersjøen. Materialet består av mye fin sand og silt, men også rundet småstein i tillegg til grus. Det er også planterester til stede som blad og pinner fra vegetasjonen rundt.

Tolkning: Materialet tolkes å være fluviale avsetninger på bakgrunn av de fine kornfraksjonene som er tatt med i prøvene i tillegg til rundet steiner som tyder på fluviale prosesser.

C19

UTM 33V 0341129 6672785

Beskrivelse: Prøve tatt fra innsjøen Digeren. Materialet består av fin sand og silt. I tillegg til en del småstein/grus i ulike størrelser og rundingsgrad.

Tolkning: I nedslagsfeltet til Vingersjøen vil det transporteres materiale fra Digeren til Vingersjøen gjennom elveløpet mellom disse. Det er derfor sannsynlig at det vil kunne finnes materiale i Vingersjøen som er transportert fra Digeren.

C24,25,

UTM 33V 0336343 6674485

C26

UTM33V 0336239 6674414

C27

UTM 33V 0335926 6674844

Beskrivelse: Fire jordprøver tatt fra vestsiden av Vingersjøen. Prøvene tatt ved ulike høyder. Området består av skog og annen vegetasjon. Prøvematerialet er lett sortert og består av jord, grus, småstein og litt sand. En del blader og røtter fra området rundt ble også funnet. Tolkning: Basert på innhold og sortering er materialet tolket til å være morenemateriale.

C28,29

UTM 33V 0335309 6677107

Beskrivelse: Prøve tatt i Glomma, nord for utløpet Noret fra Vingersjøen. Materialet er sortert og består hovedsakelig av fin sand, silt og leire med noen planterester. Tolkning: Trolig er materialet lang Glommas elvebredd rester fra årets flom, eller tidligere flomavsetninger fra Glomma de siste årene.

C31

UTM 33V 0335232 6681566

Beskrivelse: Prøve tatt fra Glomma ca. 5km nord for Vingersjøen. Nord-vest for prøvelokaliteten renner det en sideelv inn til Glomma fra vannet Lysen som også er en del av Glommas nedbørsfelt. Prøven inneholder fint silt og leire med noen planterester. Tolkning: Materialet er trolig fra flom i 2013 eller rester fra tidligere flommer.

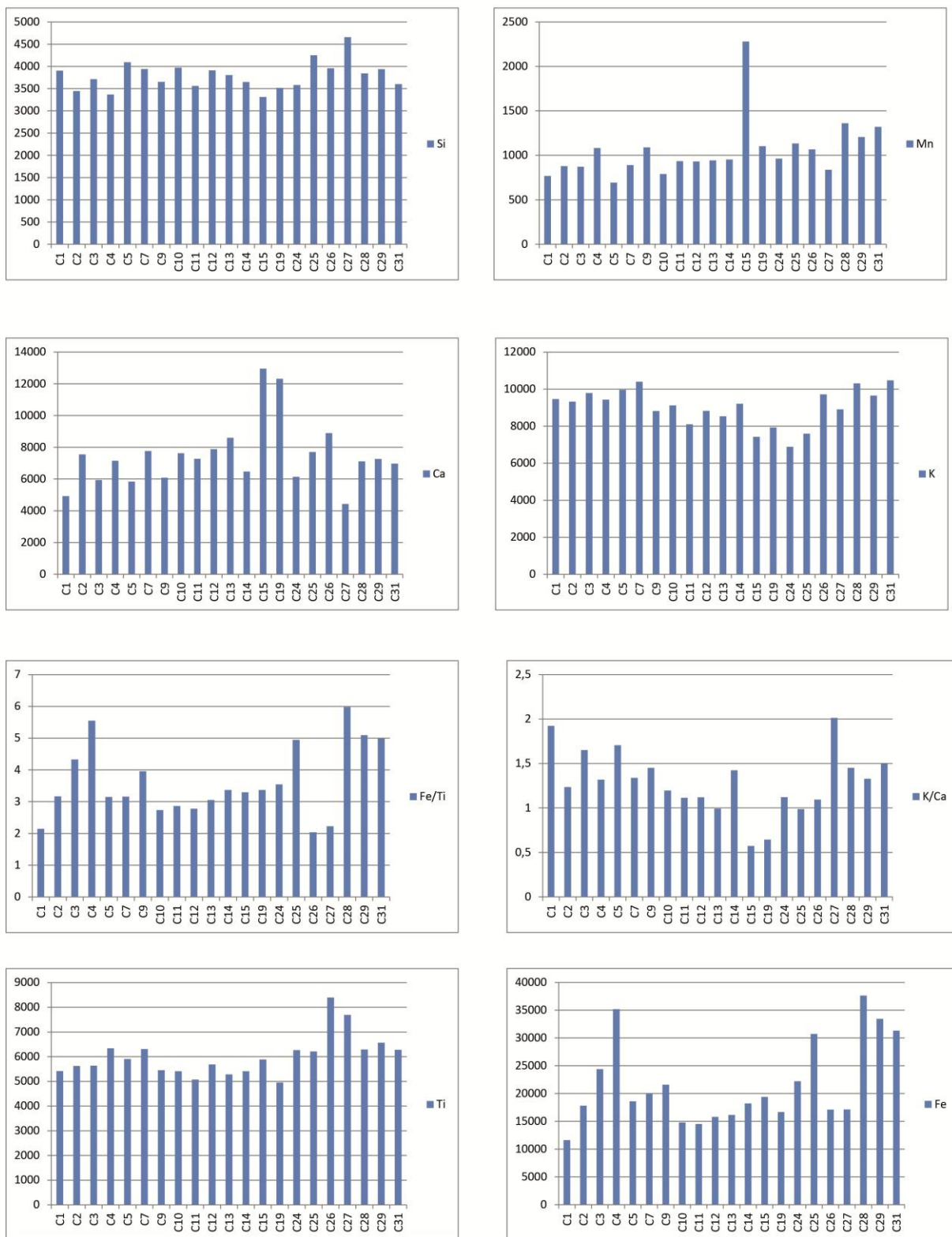
XRF målinger utført på prøvene fra nedslagsfeltet siktet til <63 µm er vist i figur 22. Her er målingene som gav utslag tatt med. Prøvene fra Digeren, markert her som C15 og C19 skiller seg ut spesielt i kalsium (Ca) verdiene hvor de er bemerkelsesverdig høye i forhold til de andre lokalitetene. Med lavere verdier av kalium (K) har prøvene fra Digeren også en lav K/Ca ratio. Det høye utsalget for C15 i mangan (Mn) kan være en feilmåling hvor det ikke

vises like tydelig topp i de andre XRF målingene. Prøvene fra Glomma viser et forholdsvis lavt nivå av Ca (C28-31) i forhold til målingene fra Digeren. Glommaprøvene har i tillegg en høy Fe/Ti ratio med høye Fe og lave Ti målinger.

Målinger fra lokaliteter med morenemateriale fra vestsiden av Vingersjøen viser forholdsvis høye nivåer av Ti. Prøvene har imidlertid en lav Fe/Ti ratio og lave verdier av K og Ca (Prøve 24,25,26,27).

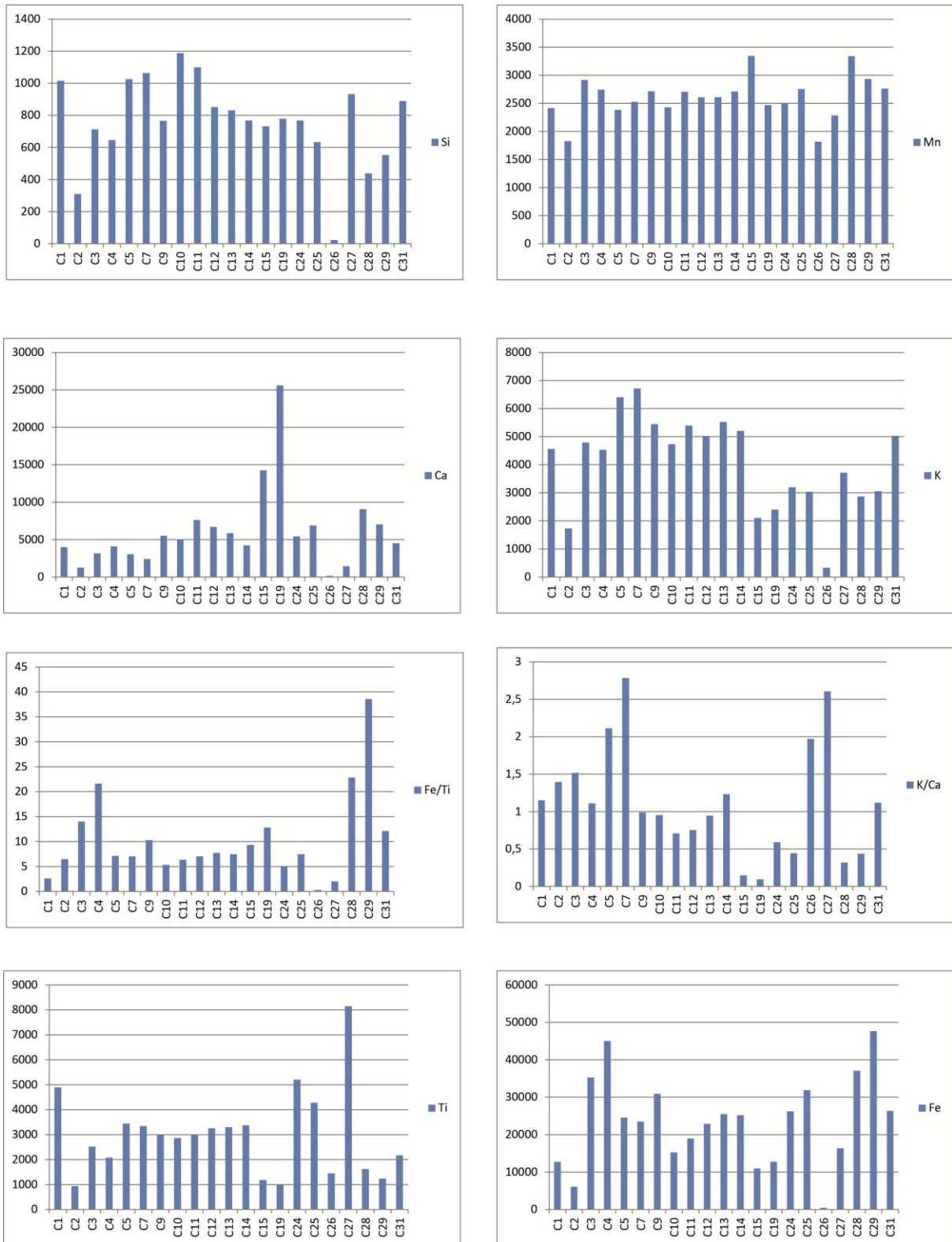
I figur 23 vises nedslagsprøvene hvor materialet er siktet til  $<4 \mu\text{m}$ . Her viser målingene det samme som  $<63 \mu\text{m}$ , ved at prøvene fra Digeren har høye verdier i Ca og en lav K/Ca ratio. C15 og 19 har også her lave verdier av Ti. Glomma viser også her en høy trend i Fe/Ti ratio. Generelt viser nedslagsprøvene utslag i K/Ca ratio fra digeren og Fe/ti ratio fra Glomma, ellers er det få tydelige trender i målingene. I kapittel 9.3 vil det diskuteres om utslagene i catchmentprøvene kan brukes som indikatorer for opprinnelsesområder for kildematerialet som kan finnes igjen i VIP111 fra Vingersjøen.

Siktet prøver < 63µm



Figur 22: XRF målinger av nedslagsprøver siktet til <63µm.

Siktet prøver < 4µm



Figur 23: XRF målinger av nedslagsprøver siktet til <4µm.

## 7.2 Korte sedimentkjerner VIS113-513

XRF, deskriptiv statistikk og frekvenshistogrammer er utført på alle de korte sedimentkjernene. VIS413 er benyttet for videre analyse på grunn av relasjon til datert kjerne VIS513 (figur 29) og oppløsning på kjernen. Målinger for VIS113-313 finnes som vedlegg nr 1-7.

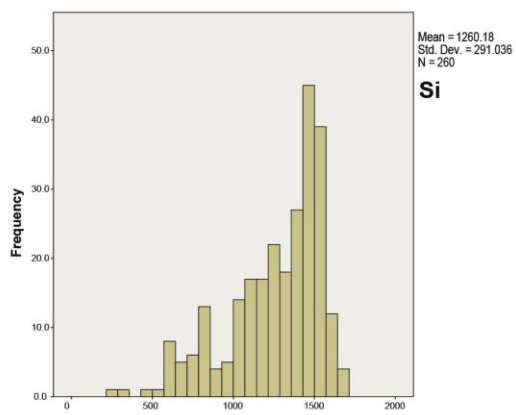
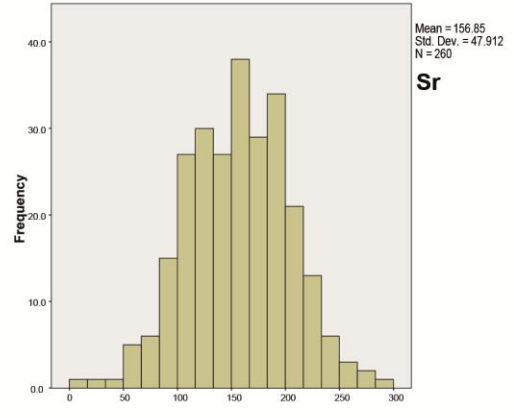
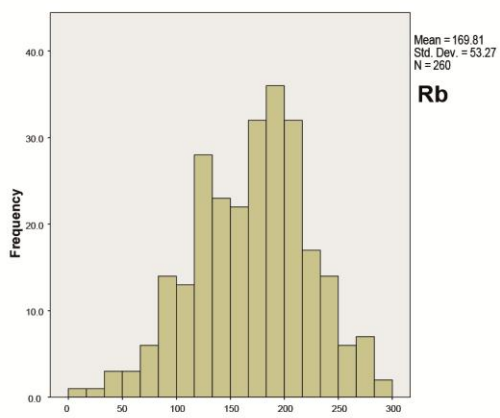
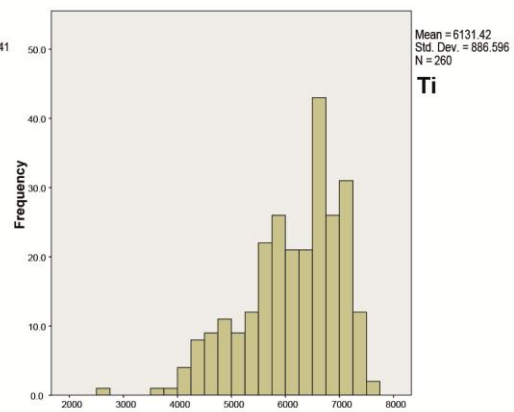
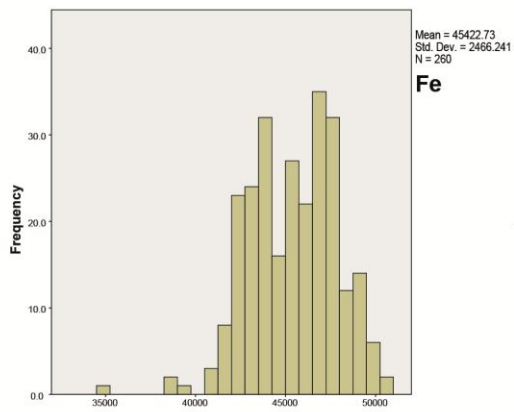
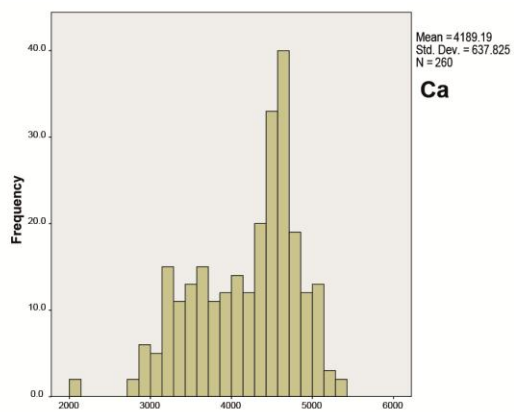
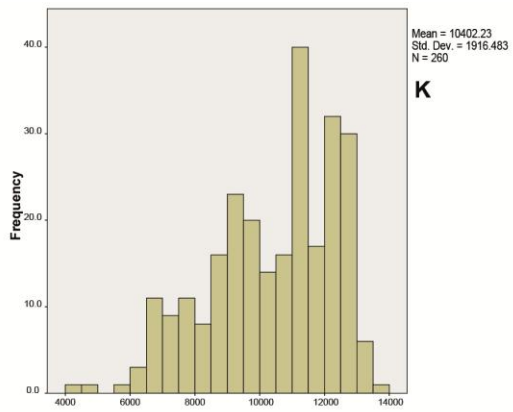
### 7.2.1 VIS413

Figur 25 viser alle målte verdier for VIS413 ved bruk av XRF. Tabell 10 viser deskriptiv statistikk og figur 24 frekvenshistogram av fordelingen av utvalgte målingers fordeling gjennom kjernen.

Sr og Rb, har relativt lav tellerate med 157, 170 i gjennomsnitt. I målingene vises mye variasjon og ikke tydelige trender (se figur 25). Jern (Fe) har høyest tellerate med et gjennomsnitt på 45452. Man kan se antydning til en trend som svinger fra høyere målinger i toppen mot lavere i bunn, i tillegg til topper som samsvarer med lyse lag. Frekvenshistogrammene viser antydninger til bimodal fordeling i de ulike parameterne. Felles for alle de korte sedimentkjernene er at de viser en overgang fra minerogent materiale i bunnen mot organisk på toppen nærmest innsjøbunnen i XRF målingene. I figur 25 kan man se antydninger til topper i målingene nederst i kjernen med lysere grå lag fra ca. 15 cm dyp og til bunnen i målingene av kalium (K), kalsium (Ca), titan (Ti), jern (Fe), Silisium (Si) og K/Ca ratio.

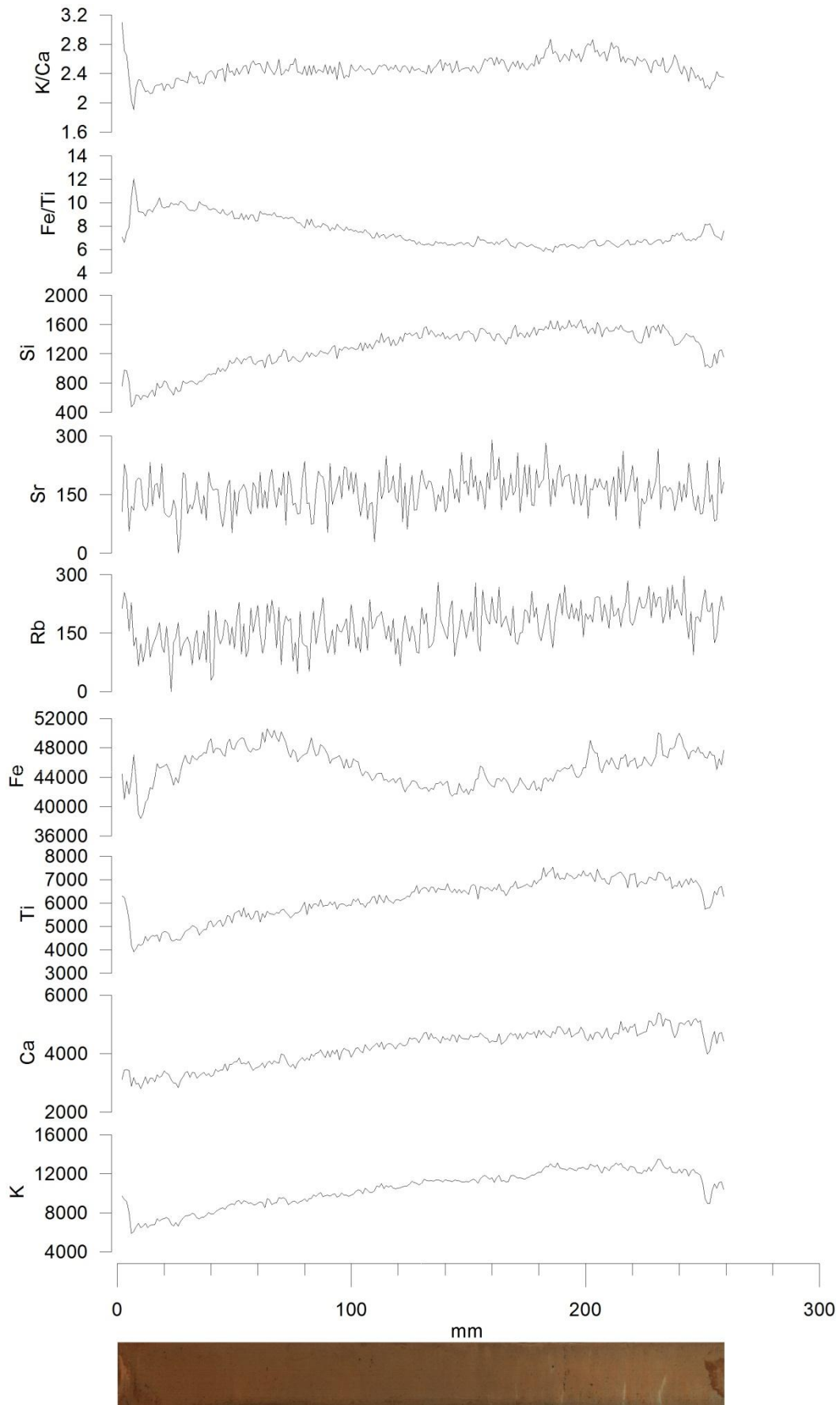
Tabell 10: Deskriptiv statistikk VIS413

Descriptive Statistics								
	N	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation	Variance	Skewness	
	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Std. Error
K	258	5856	13515	10448,44	1849,906	3422150,847	-,507	,152
Ca	258	2799	5384	4205,61	612,189	374775,274	-,452	,152
Ti	258	3913	7532	6154,63	848,404	719790,062	-,626	,152
Fe	258	38404	50600	45452,10	2376,157	5646122,477	-,111	,152
Rb	258	0	296	170,45	52,770	2784,700	-,230	,152
Sr	258	0	290	157,26	47,869	2291,467	-,081	,152
Si	258	475	1667	1267,84	278,760	77707,123	-,887	,152
Valid N (listwise)	258							



Figur 24: Frekvenshistogram for VIS413





Figur 25: XRF m alinger av VIS413

### 7.3 VIP111

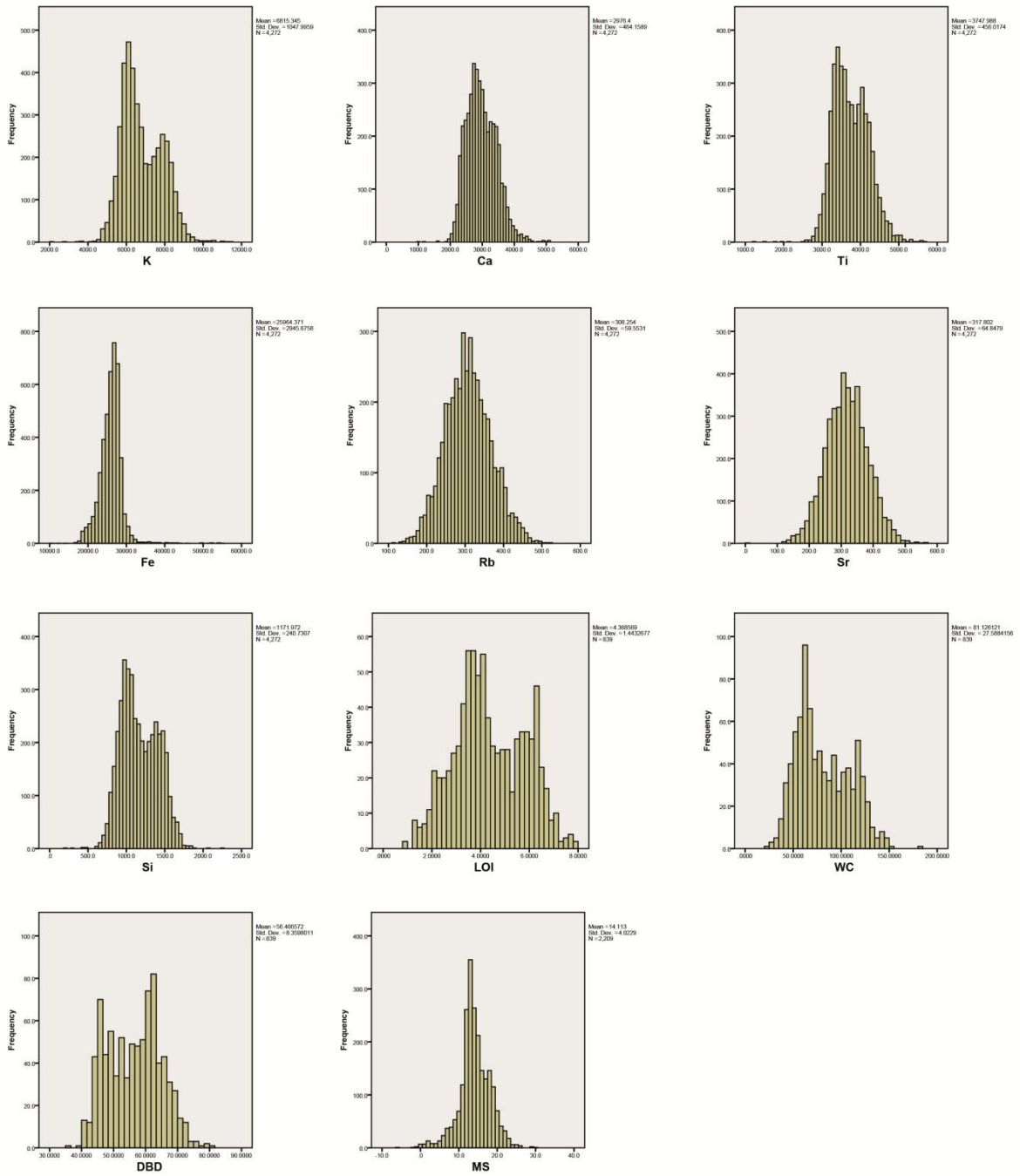
VIP111 er 427cm lang og hentet i Vingersjøen (33 V 0336345 6675636) i 2011. Det kan skilles mellom to tydelige fordelinger i kjernen. Den ene delen består av gytja og er mørk brun i fargen, mens den andre er lysegrå med mer minerogene lag i silt fraksjoner. Alle de lyse lagene i VIP111 har grovere kornfraksjoner i begynnelsen av laget og fineste siltfraksjonene avsatt på toppen av hvert lag.

Gytja lagene har hovedsakelig høye verdier i LOI og lave verdier MS. De minerogene delene vises som nedgang i LOI og topper i MS, massetetthet (DBD) og målingene i XRF verdiene (Figur 27). Massetetthet(DBD) og vanninnhold (WC) viser motsatte verdier, massetettheten øker i takt med de lyse lagene mens vanninnholdet minker. Målingene av K, Ca, Ti, Si følger relativt likt mønster med topper som samspiller med lyse lag i kjernen slik som i VIS413. Fe har den høyeste telleraten av alle målingene med gjennomsnitt på 25964,371. Målingene for Fe viser imidlertid enkelte av de samme toppene. Rb og Sr har de laveste telleratene med gjennomsnitt på 308 og 317 og har stor variasjon i datasettet, men viser enkelte av toppene vist gjennom de andre variablene.

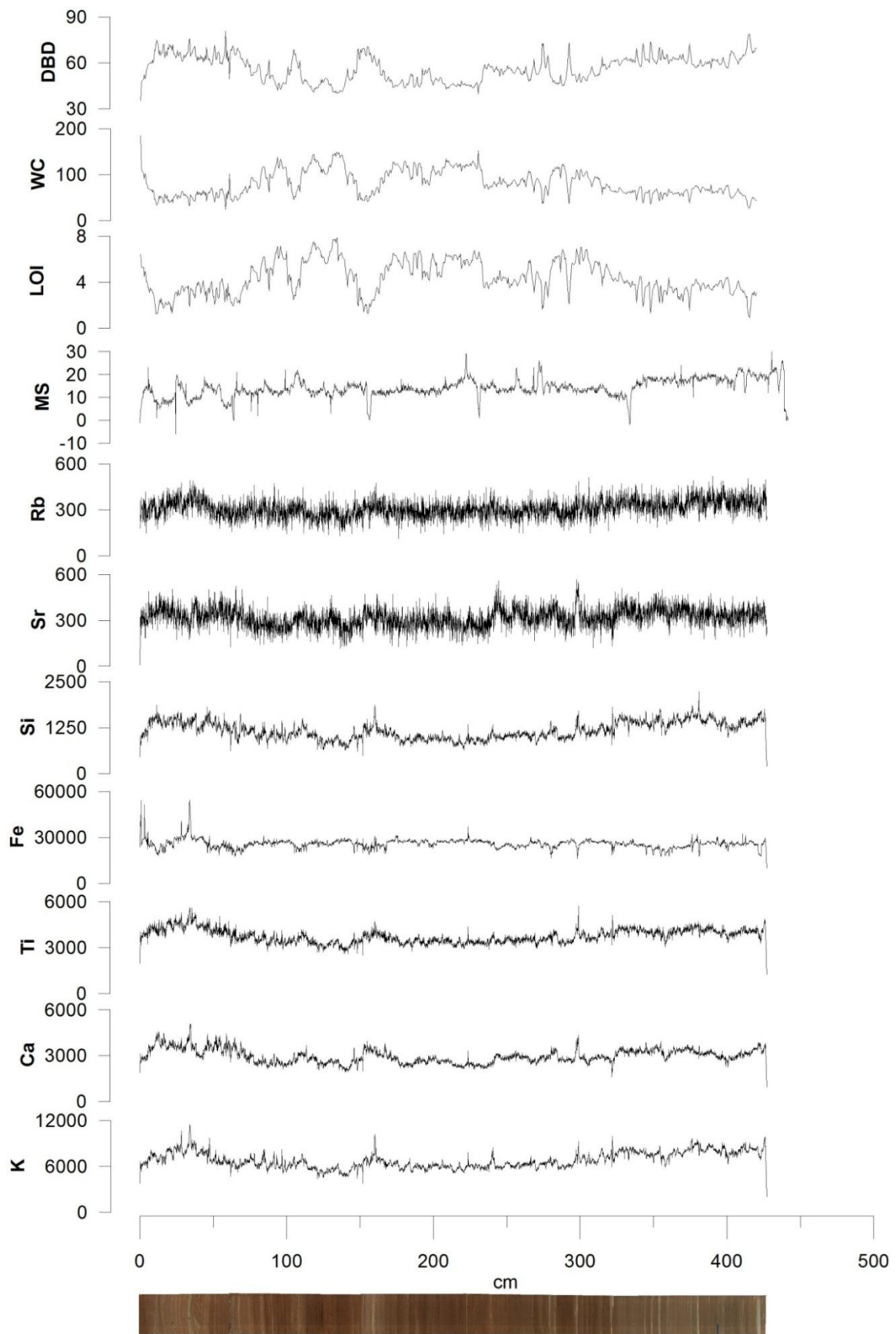
Resultatene fra alle målinger kan vises i figur 27. Deskriptiv statistikk i Tabell 11 og frekvenshistorgram i figur 26. Frekvenshistorgrammene viser en bimodal fordeling i K, Ca, Ti, Si og glødetap og figurene viser en positiv skjevhet utenom MS som viser en negativ. K, Ca, Ti, Si og LOI er de målingene som viser tydeligst de lyse lagene, hvor flere av de andre tar med en del støy fra bakgrunnssignalet.

Tabell 11: Deskriptiv statistikk for alle målinger utført i VIP111

Descriptive Statistics									
	N	Range	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation	Variance	Skewness	
	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Std. Error
K	4272	9415,0	2043,0	11458,0	6815,345	1047,9959	1098295,482	,418	,037
Ca	4272	4111,0	970,0	5081,0	2976,400	464,1589	215443,515	,484	,037
Ti	4272	4459,0	1254,0	5713,0	3747,988	456,0174	207951,913	,326	,037
Fe	4272	44573,0	10005,0	54578,0	25964,371	2945,6758	8677005,757	1,556	,037
Rb	4272	407,0	112,0	519,0	308,254	59,5531	3546,570	,145	,037
Sr	4272	557,0	9,0	566,0	317,802	64,8479	4205,246	,033	,037
Si	4272	2045,0	198,0	2243,0	1171,972	240,7307	57951,290	,222	,037
LOI	839	6,9358	,9323	7,8681	4,368569	1,4432677	2,083	,093	,084
WC	839	160,5605	23,9197	184,4802	81,126121	27,5884156	761,121	,436	,084
DBD	839	45,5456	35,1518	80,6974	56,466572	8,3598011	69,886	,057	,084
MS	2209	36,0	-6,0	30,0	14,113	4,0229	16,184	-,325	,052
Valid N (listwise)	839								



Figur 26: Frekvenshistogram for VIP111.



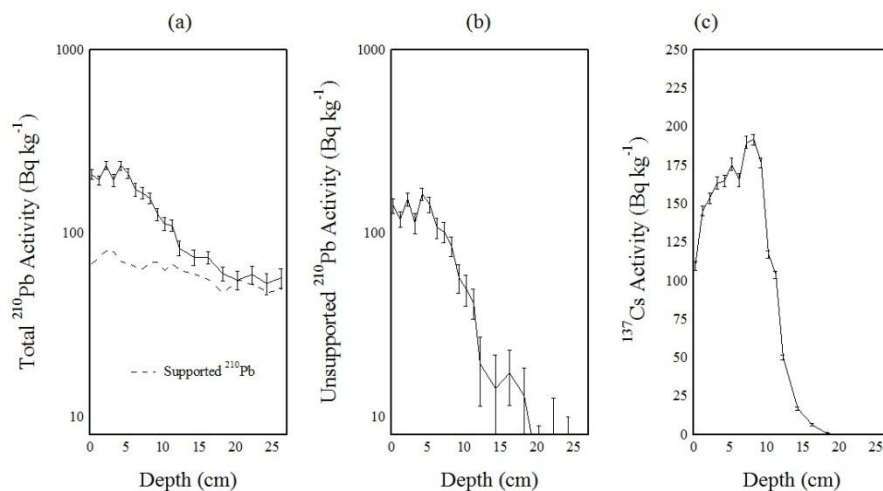
Figur 27: XRF målinger for VIP111

## 8. RADIOMETRISK KRONOLOGI

### 8.1 VIS513

VIS513 ble skivet i prøver pr 0,5cm (totalt 54 prøver) under feltarbeid og sendt til bly datering utført av Appleby ved environmental radioactivity research centre, Universitetet i Liverpool. Resultatene viser at ustøttet  $^{210}\text{Pb}$  konsentrasjon i kjernen varierer uregelmessig med dybde de øverste 6 cm, men avtar mer eller mindre eksponentielt med dybde (Figur 28b). Resultatene viser en relativt uniform sedimentasjon med unntak av en liten økning de siste årene.

I figur 28c vises det en høyde ved 7-9 cm dybde hvor det er et høyere innhold av  $^{137}\text{Cs}$  i kjernen. Dette sammenfaller trolig med atomkraftulykken i Tsjernobyl 1986. I tillegg til 1986 vises det en topp fra 1963 ved 10-12cm dybde som sannsynligvis stammer fra prøvesprengninger av atomvåpen på 1950- og 1960 tallet, som førte til en betydelig økning av  $^{137}\text{Cs}$  konsentrasjonen i atmosfæren.



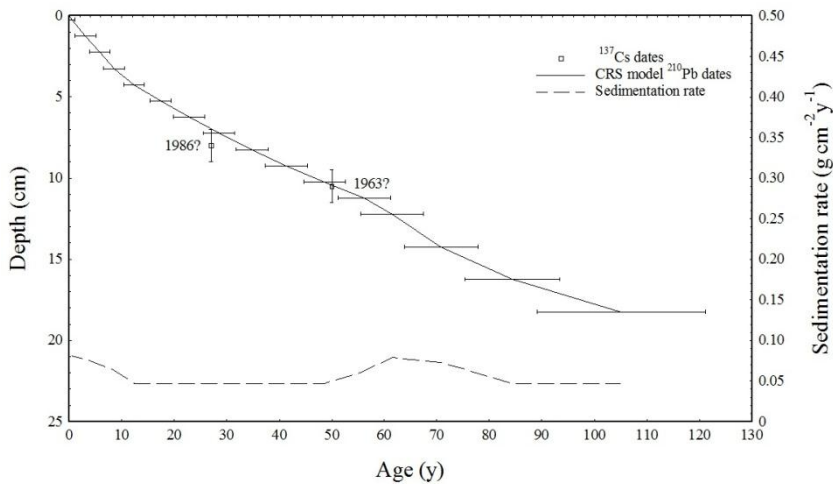
Figur 28: Radioaktivt nedfall i VIS513 viser (a) total og søttet  $^{210}\text{Pb}$ , (b) ustøttet  $^{210}\text{Pb}$ , (c)  $^{137}\text{Cs}$  konsentrasjon versus dybde

Den radiometriske kronologien vises i figur 29 og i detalj i Tabell 12. Kalkuleringene viser en forholdsvis uniform sedimentasjonsrate på  $0,047 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$  ( $0,17 \text{ cm/år}$ ) gjennom det det siste århundret, med unntak fra enkelte episoder med hurtigere akkumulasjon på 1940-, og 1950-tallet.

Tabell 12:  $^{210}\text{Pb}$  kronologi for VIS513

$^{210}\text{Pb}$  chronology of the Vingersjøen sediment core VIS-513

Depth		Chronology			Sedimentation Rate		
cm	g cm <sup>-2</sup>	Date AD	Age y	±	g cm <sup>-2</sup> y <sup>-1</sup>	cm y <sup>-1</sup>	± (%)
0.00	0.00	2013	0	0			
0.25	0.04	2012	1	1	0.081	0.42	12.7
1.25	0.24	2010	3	2	0.077	0.38	12.7
2.25	0.44	2007	6	2	0.070	0.36	12.7
3.25	0.63	2005	8	2	0.063	0.31	12.7
4.25	0.85	2001	12	2	0.047	0.23	9.5
5.25	1.09	1996	17	2	0.047	0.19	9.5
6.25	1.35	1990	23	3	0.047	0.18	9.5
7.25	1.62	1985	28	3	0.047	0.17	9.5
8.25	1.92	1978	35	3	0.047	0.16	9.5
9.25	2.22	1972	41	4	0.047	0.14	9.5
10.25	2.57	1964	49	4	0.047	0.13	9.5
11.25	2.93	1957	55	5	0.060	0.16	9.5
12.25	3.34	1952	61	6	0.079	0.21	19.5
14.25	4.14	1942	71	7	0.073	0.17	22.6
16.25	5.01	1929	84	9	0.047	0.12	22.6
18.25	5.99	1908	105	16	0.047	0.10	22.6

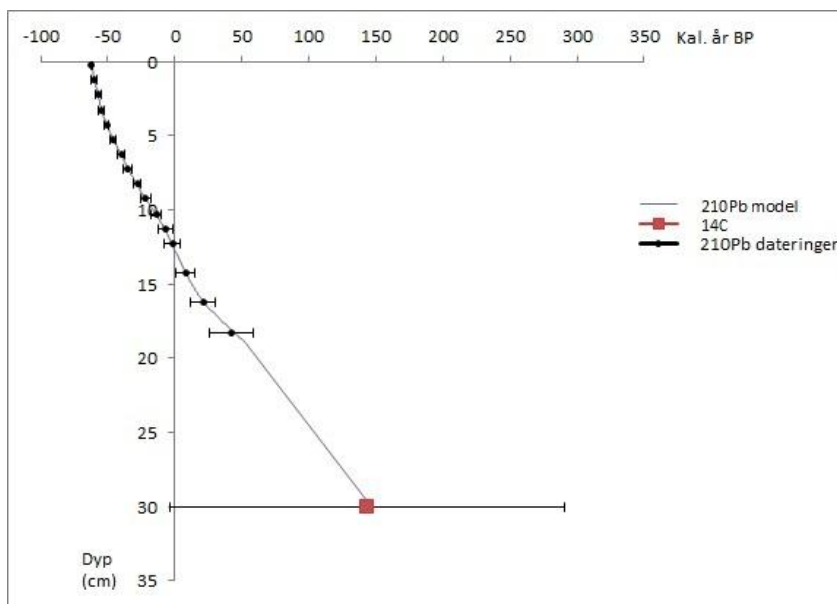


Figur 29: Radiometrisk kronologi for VIS513 med  $^{210}\text{Pb}$  alder, sedimentasjonsrate og trolige 1986 og 1963 dybder fra  $^{137}\text{Cs}$  data

Dateringene fra blydatering ble Tabell 12 benyttet for å lage en aldersmodell med programmet Clam i statistikkprogrammet R (Blaauw, 2010). VIS513 ble skivet opp og sendt inn til datering direkte fra feltarbeid, som hindret videre analyse av kjernen. Dateringene er derfor forsøkt å benytte på VIS413 som ble tatt rett ved siden av VIS513. Aldersmodellen som ble utarbeidet i Clam hadde kun verdier fra 1-19cm mens VIS413 kjernen er 26cm. For å kunne benytte modellen på denne kjernen ble verdiene ekstrapolert. Ved å ta endringen i alder mellom de tre siste punktene i VIS513 (AD 1942, 1929,1908 = dybde 14,25cm-16,25cm-

18,25cm) (Tabell 12) viste det en økning på 0,85 pr mm nedover i kjernen. På den måten ble 0,85 lagt til hver aldersverdi nedover fra 19-26cm.

Den øverste dateringen fra VIP111 er på 30cm dyp. For å kunne koble disse to kjernene i tillegg til å kontrollere ekstrapoleringen av VIS513 ble kalibrert alder til 30 cm med feilkilder av VIP111 lagt til i diagrammet av VIS513. Figur 30 viser markeringen fra VIP111 passer med ekstrapoleringen av VIS513 ned til 30cm dyp.



Figur 30: Ekstrapolering av VIS513 med markering av dateringer fra VIS513 i sort, datering fra VIP111 vises i rødt med feilkilder.

Aldersmodellen utarbeidet fra 9 makrofossildateringer vises i figur 31, kapittel 8.2. Gjennom XRF analyser ble VIP111 sammenlignet med VIS1-413. Rundt 10 cm dyp var det en synlig overlapping som førte til at dateringene fra VIS513 er lagt på aldersmodellen til VIP111 og alder 0 år = AD 1950. Ekstrapoleringen av VIS513 med alder fra VIP111 viser også at kjernene går godt sammen og kan vise at det er samme topplag på kjernene.

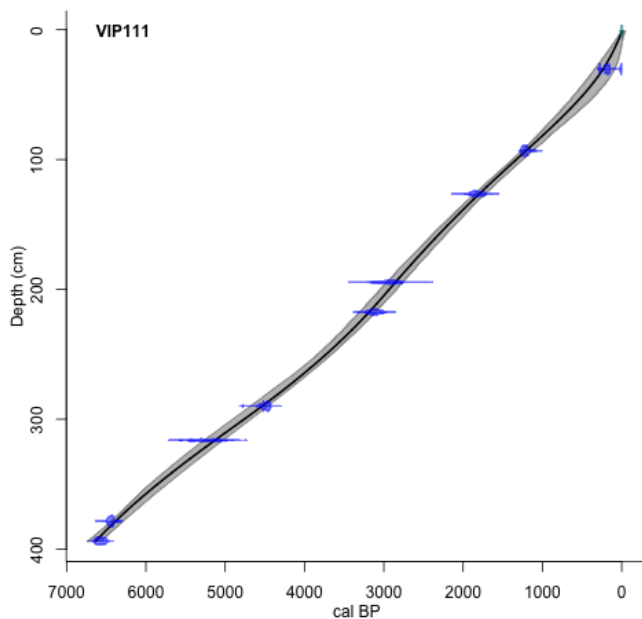
## 8.2 VIP111

9 prøver med makrofossiler ble plukket fra VIP111 og sendt til Radiokarbondatering ved Poznan radiokarbon laboratoriet i Polen. Resultatene vises i Tabell 13. Dateringene ble videre brukt for å lage en alder-dybde modell for å gi alder på hele kjernen ved hjelp av programmet Clam i statistikk programmet R (Blaauw, 2010). Modellen er modellert med en smooth spline funksjon med 2 standardavvik og er tilnærmet lineær. Aldersmodellen viser alder før nåtid (Before present, BP) som er satt til 1950. VIS513 er lagt til aldersmodellen som markert på toppen av figur 31. Som beskrevet i kapittel 8.1 overlapper VIP111 og VIS513 slik at ved å ta med VIS513 i modellen blir toppen av VIP111 godt dokumentert.

Tabell 13: Daterte makrofossiler, C<sup>14</sup> alder og kal. alder BP med 2.st.avvik.

Lab nr.	Navn	Dybde	C <sup>14</sup> alder	Kal. år BP 2 sigma	merknader
Poz-59020	VIP-111_1_30-30,7	30-30,7cm	185±25 BP	141-221	
Poz-59021	VIP-111_4_92,8-93,7	92,8-93,7cm	1260±30 BP	1172-1281	
Poz-59022	VIP-111_5_126-127	126-127cm	1890±60 BP	1700-1951	0,3mgC
Poz-59024	VIP-111_8_194-195	194-195cm	2810±100 BP	2751-3175	0,2mgC
Poz-59025	VIP-111_9_217-218,1	217-218,1cm	2960±50 BP	2965-3249	0,4mgC
Poz-59026	VIP-111_10_289,4-290,3	289,4-290,3cm	4030±35 BP	4419-4580	0,8mgC
Poz-59027	VIP-111_12_315,6-316,8	315,6-316,8cm	4570±100 BP	4960-5482	0,12mgC
Poz-55434	VIP-111_378-379	378-379cm	5655±35 BP	6389-6502	
Poz-59028	VIP-111_16_393,2-394,4	393,2-394,4cm	5770±35 BP	6489-6658	





Figur 31: Smooth spline alder-dybde modell for VIP111 med 2 standardavvik. VIS513 datering vises på

## 9. DISKUSJON

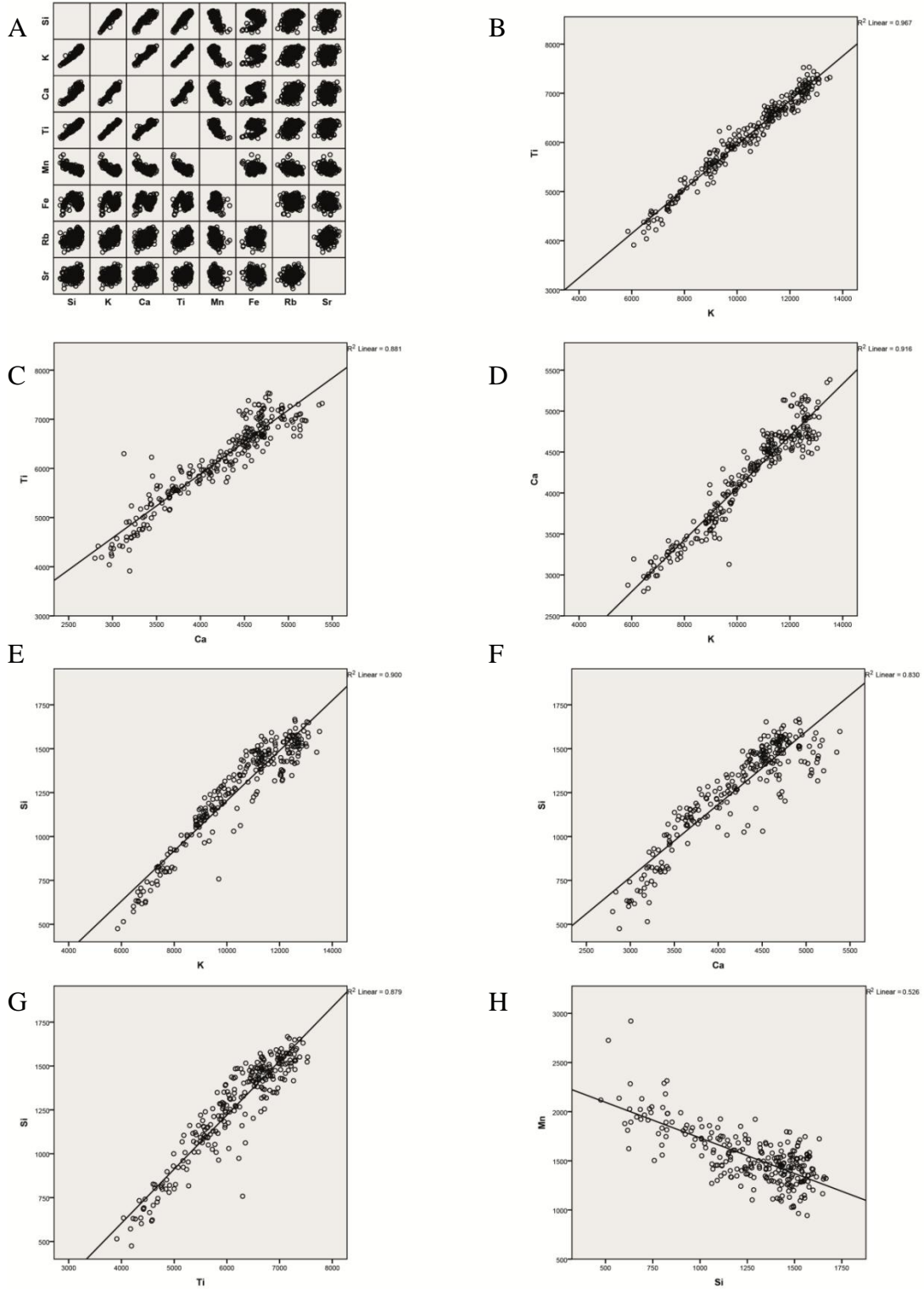
Under flommer i Glommavassdraget vil økt vannføring og kapasitet føre til økt erosjon og tilgang på materiale rundt Glomma. Sedimenttilførselen transporteres og lagres i bunnen av Vingersjøen når vannføringen i Glomma når over  $1500 \text{ m}^3/\text{s}$  og bifurkasjon ved Vingersjøen oppstår (Kapittel 2.1).

Denne terskelen for tilgang på flomsedimenter fra Glomma gjør det mulig å etablere en flomrekonstruksjon og en alderskronologi for sedimentkjernene som videre kan vise hovedtrendene for flomfrekvensen gjennom holosen. Etablering av flomsignal, flomrekonstruksjon, langtidstrender og mulige opprinnelsessteder for flommer i holosen blir diskutert nærmere i dette kapittel. Innledningsvis vil korrelasjonsanalyser og prinsippal komponentanalyse (PCA) for VIS413 undersøkes for å tydeliggjøre hvordan parameterne i XRF målingene samvarierer og videre sikrer objektivitet for hvilke parametre som skal brukes for identifisering av flomsignal og flomterskel.

Korrelasjonsanalyse for VIS413 er utført for å vise sammenhengen mellom variablene målt gjennom XRF analyse. (Figur 25). Korrelasjonskoeffisienten, Pearsons r, tolker graden eller styrken av sammenhengen på variablene. Pearsons r brukes i forbindelse med lineære sammenhenger mellom to variabler. Testen måler ikke om det er en lineær sammenheng, men graden av lineær sammenheng mellom variablene. Til korrelasjonskoeffisienten er det en tilknyttet p-verdi.

$<0,4$  = svak sammenheng,  $0,4-0,8$  = moderat sammenheng og  $>0,8$  = sterk sammenheng (Andersen, 2010). Figur 32A viser en positiv sammenheng mellom Ti/K, Ti/Ca, K/Ca, Si/Ti, Si/Ca, Si/K og Si/Mn. De resterende variablene viser ingen eller svak negativ korrelasjon.

Variablene med positiv sammenheng er videre vist i individuelle diagrammer i figur 32(B-H). K har sterke positive korrelasjoner med Ti (0,967) og Ca (0,916). Si har sterk positiv korrelasjon med Ti, Ca, K (henholdsvis 0,879 – 0,830 – 0,900), i tillegg til å korrelere moderat med Mn (0,526). Ti og Ca har også en sterk positiv sammenheng med 0,881.



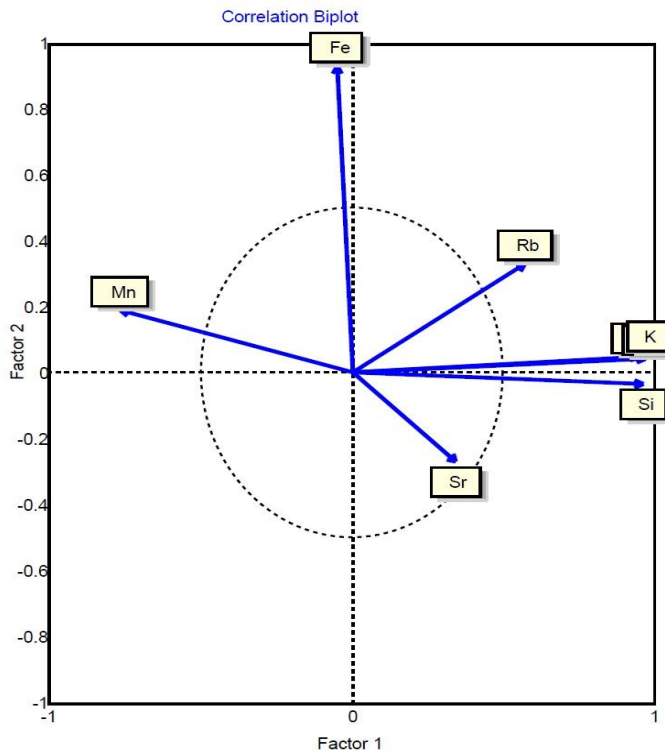
Figur 32: Korrelasjonsanalyse for VIS413. B-H er utvalgt på bakgrunn av resultatene i A.

For å kunne se hvordan de ulike proksyene samvarierer, er det utført en prinsippal-komponentanalyse (PCA) i statistikkprogrammet SAM (Spatial Analysis in marcoecology) (Rangel et al., 2010). PCA reduserer dimensjonene i datasettet og finner den underliggende strukturen i dataene. Analysen viser retningen der det er mest varians; retningen dataene er mest spredt. Analysen er spesielt nyttig med høyt korrelerte variabler hvor PCA reduserer Co-linearitet i lineære regresjonsanalyser. Ved identifisering av hvilke variabler som samvarierer, vil variablene arrangeres etter komponentakser (Rangel et al., 2010, Rangel et al., 2011). Tabell 14 viser at det er 8 variabler i datasettet med 8 dimensjoner/komponentakser. Tabellen viser videre hvor mye hver variabel bidrar til hver komponentakse. Eksempel: K forklarer 97,6 % av første komponentakse.

Tabell 15: Viser 1) Eigenvalues; graden av variansen som kan forklares av komponentaksen. 2) Proportion; andelen variabelen viser i hver komponentakse. 3) Acum.Prop; andelen observasjoner på hver variabel verdi. 3) Broken stick; hva som kan forventes av forklart varians i datasettet. For å finne ut hvilke variabler som er signifikante kan en benytte to metoder. Ved bruk av broken stick kriteriet sammenlignes proporsjonene av variansen med det som er forventet av broken stick kolonnen, (kolonne 2 og 4 i Tabell 15). Dersom proporsjonen av variasjonen er mindre enn det som forventes, skal ikke aksene benyttes videre. Den andre metoden er Kaiser-kriteriet som viser alle akser med eigenvalues som er større enn 1 (Rangel et al., 2011).

PCA viser i figur 33 at variablene K, Ti, Si og Ca er godt korrelerte og forklarer henholdsvis 97,6 %, 97,3 %, 96,1 %, 95,1 % av PC1(første komponentakse). Fe har en negativ korrelasjon med PC1, men en sterk positiv korrelasjon med PC2 med 92,9 %. I følge Kaiser kriteriet (Rangel et al., 2011) viser PCA at både K og Ca har verdier over 1 og dermed er signifikante. Ved bruk av broken stick kriteriet er det kun K som har høyere proporsjonsverdier enn broken stick. I tillegg til de to metodene kan sirkelen i figur 33 fungere som en likevekts-sirkel. Variabler innenfor sirkelen er ikke signifikante, som Sr viser i figur 33 (Rangel et al., 2011).

Samvariasjonen av K, Ti, Ca og Si forklarer ca. 85,2 % av variansen i datasettet, og dermed er det laget en ny PCA med kun disse 4 variablene. Figur 34, Tabell 16 og 17 viser resultatene. Igjen er det K som forklarer 99,3 % av PC1. Ved bruk av både Kaiser-kriteriet og Broken Stick er K også signifikant i denne PCA.



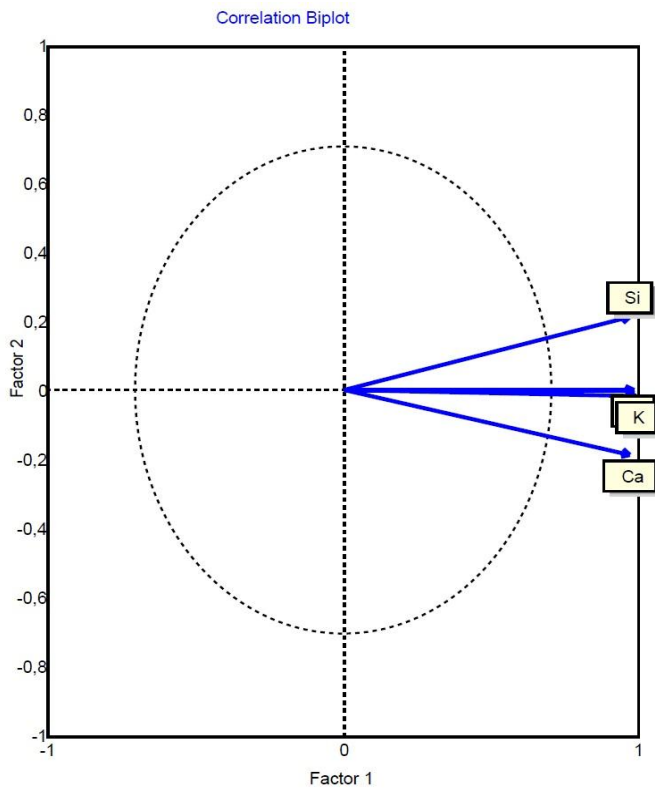
Figur 33: PCA for VIS413 (Ca og Ti plassert under K på figuren).

Tabell 14: Resultat av PCA for VIS413

	1	2	3	4	5	6	7	8
K	0,976	0,048	-0,096	-0,028	0,149	0,015	-0,06	-0,091
Ca	0,951	0,045	-0,112	-0,033	0,185	-0,196	0,083	0,018
Ti	0,973	0,039	-0,084	-0,044	0,125	0,037	-0,151	0,06
Fe	-0,051	0,929	0,12	-0,335	-0,085	<0,001	0,004	<0,001
Rb	0,571	0,328	0,333	0,665	-0,113	0,011	0,013	0,002
Sr	0,346	-0,269	0,861	-0,255	0,043	-0,005	0,001	-0,001
Si	0,961	-0,034	-0,124	-0,107	0,056	0,166	0,134	0,015
Mn	-0,766	0,186	0,107	0,135	0,589	0,037	0,012	0,004

Tabell 15: Eigenvalues for VIS413

Eigenvalues	Proportion	Acum. Prop.	Broken Stick
4,763	0,595	0,595	0,34
1,086	0,136	0,731	0,215
0,921	0,115	0,846	0,152
0,653	0,082	0,928	0,111
0,444	0,055	0,983	0,079
0,069	0,009	0,992	0,054
0,052	0,006	0,998	0,033
0,012	0,002	1	0,016



Figur 34: PCA for utvalg av VIS413 (Ti under K)

Tabell 16: PCA resultat for utvalg av VIS413

	1	2	3	4
K	0,993	-0,02	0,069	-0,093
Ca	0,974	-0,191	-0,123	0,02
Ti	0,986	<0,001	0,155	0,064
Si	0,972	0,212	-0,104	0,01

Tabell 17: Eigenvalues for utvalg av VIS413

Eigenvalues	Proportion	Acum. Prop.	Broken Stick
3,85	0,963	0,963	0,521
0,081	0,02	0,983	0,271
0,055	0,014	0,997	0,146
0,013	0,003	1	0,063

Korrelasjonsanalyse og PCA viser at flere variabler er samvarierte (Ti, Si, Ca, K). K er variabelen som forklarer størstedelen av variansen i hele datasettet. K ansees derfor som den best egnede variabelen til å si noe om endringer i datasettet, og dermed også om endringer i det sedimentære regimet i innsjøen. Sterk samvariasjon mellom variablene kan indikere at variabiliteten er en respons på en felles ytre påvirkning. Både historiske og instrumentelle data viser at det tidligere har vært store flommer i området (Kapittel 2), og den mest sannsynlige ytre faktoren som fører til endringer i det sedimentære regimet i innsjøen er derfor tolket til å komme fra flommer (dette utdypes videre i kap. 9.1).

### **9.1 Etablering av flomsignal i Vingersjøen**

XRF analyser kan fortelle noe om den geokjemiske komposisjonen i materialer (Brouwer, 2010, Shanahan et al., 2008, Croudace et al., 2006). Økt sedimenttilførsel under flom kan føre til en økning i enkelte geokjemiske signaler slik at XRF-metoden kan benyttes som et hjelpemiddel for identifisering av flomlag (Vannière et al., 2013, Swierczynski et al., 2013, Wilhelm et al., 2013, Vasskog et al., 2011).

Resultatene av frekvenshistogram, korrelasjonsanalyse og PCA av VIS413 viser at K, Ti, Ca og Si samvarierer og forklarer 85,2 % av variansen i datasettet i PCA1. I tillegg forklarer K 99,3 % av PCA2. Utover dette vises tydelige bimodale frekvens-fordelinger i målingene som kan indikere at det er to forskjellige sedimentasjonsregimer som dominerer; «normale» forhold og flomsituasjoner (figur 24 og 26).

Undersøkelser har vist at flomavsetninger som hovedsakelig består av silt kan identifiseres som lysegrå lag med lave LOI verdier i kontrast til høyere verdier i organisk bakgrunns-signal (Bøe et al., 2006). Gilli et al., 2013 viser til at økt signal av Si, Al, Fe, K og Ti kan brukes som indikator for forvitringssedimenter og gi utslag i minerogene lag i lakustrine sedimenter. Korrelasjonsanalysen viser at Si, K og Ti har en sterk positiv korrelasjon (figur 32), og K, Ti, Ca, Si samvarierer også med lyse lag i VIP111. Disse variablene kan brukes som indikator for minerogen tilførsel til innsjøen (Shanahan et al., 2008, Croudace et al., 2006, Gilli et al., 2013, Bakke et al., 2009). Dette underbygges tillegg av at LOI viser negative verdier og DBD positive verdier i lysere lag (figur 27), disse variablene er derfor antatt å indikere økt tilførsel av minerogent materiale under flomhendelser, og i den følgende analysen er K, Ti, Ca, Si og LOI tatt med for videre identifisering av flomlag, med hovedvekt på K. Skillet mellom flom og «normal» situasjon er mulig å definere i instrumentelle vannføringsdata (kapittel 2.2.4),

men er ikke nødvendigvis like tydelig i de sedimentære avsetningene. Kvalitativ beskrivelse av «topper» i parametere antatt å indikere flom-avsatt materiale eller telling av visuelt synlige lag var tidligere mye brukt, men Støren et al. (2010) argumenterer for at forhåndsdefinerte kriterier bør brukes for å sikre objektivitet og reproduserbarhet i identifiseringen av flomhendelser i sedimentkjerner.

I VIS413 er det ikke like tydelige lyse minerogene flomlag som i VIP111, men heller en overgang fra organisk materiale på toppen av kjernen, mot mer minerogent materiale i bunnen. Storofsen er markert som distinkte tykke lag i både Butjønn (Bøe et al., 2006) og Flyginnsjøen (Steffensen, 2014). I VIP111 derimot er Storofsen markert som et lysere minerogent lag, men ikke like tydelig som i FLP213 i Flyginnsjøen (Steffensen, 2014). Storflommene i 1966,1967 (kapittel 2.2.4) vises også tydelig i VIP111 som grovere minerogene lag i sedimentkjernen. Vannstanden under flommene nådde opp til 7 m på vannmerket i Vingersjøen med vannføring opp mot 3000 m<sup>3</sup>/s registrert ved 2.2 nor.

Ved kun å se på topper målt i XRF parameterne får man et bilde av mengden av ulike geokjemiske elementer i innsjøen. I tillegg til flom kan det forekomme andre prosesser som landsbruksendringer, vegetasjon, massebevegelse, m.fl. (kapittel 3.1). Tilgjengelig materiale i elveløpene varierer og flommer av både stor og liten størrelse får tak i ulik mengde sedimentmateriale. Dette vil si at man ikke bør basere skillet mellom flom og «normal» situasjon på tilførselen av geokjemiske signaler alene.

En mulig måte å skille mellom flomsituasjoner i Vingersjøen er å sette en terskelverdi for flomhendelser til verdien for den bimodale fordelingen i variablene som vist i frekvenshistogram for VIP111 og VIS413 (Figur 24 og 26). I figur 37 illustrerer stiplet linje en markering for verdien for fordelingen i K vist i histogram, figur 26. Gjennom denne metoden vises verdiene over terskelnivået som langvarige flomhendelser. Spesielt begynnelsen og slutten av holosen vil se ut som en lang flomhendelse. Metoden er dermed ikke egnet for flomterskel og benyttes ikke videre.

For å unngå påvirkning fra langtidstrender fra innsjøproduksjon og avrenning fra nedbørsfeltet i gjenkjennelse av flomhendelser i kjernestratigrafien, kan endringsraten (Engelsk: Rate of change (RoC)) i de ulike parameterne benyttes. På denne måten identifiseres raske endringer i sedimentasjonen i området, og markerer starten på individuelle flomhendelser (Støren et al., 2010). Endringsraten i K, Ti, Ca, Si og LOI vil gi økt verdi ved

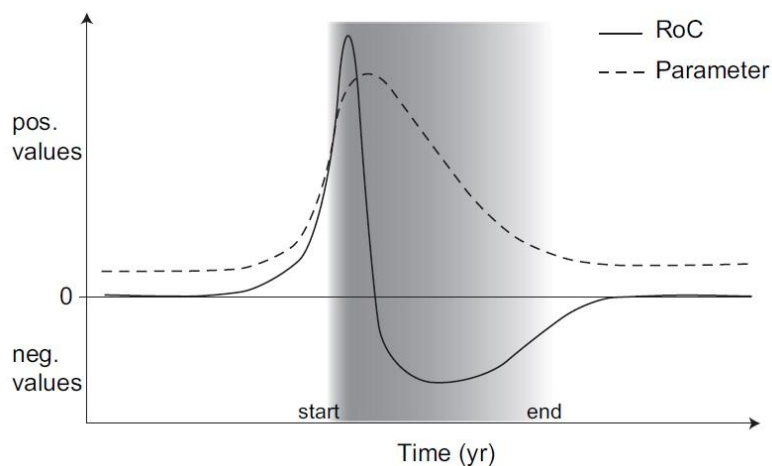


rask tilføring av minerogent materiale til innsjøen, som i denne sammenheng kan kobles til økt erosjon som følge av flommer.

Endringsraten kalkuleres ved å dele endringen i parameteren( $\delta y$ ) med endringen i tid ( $\delta t$ )

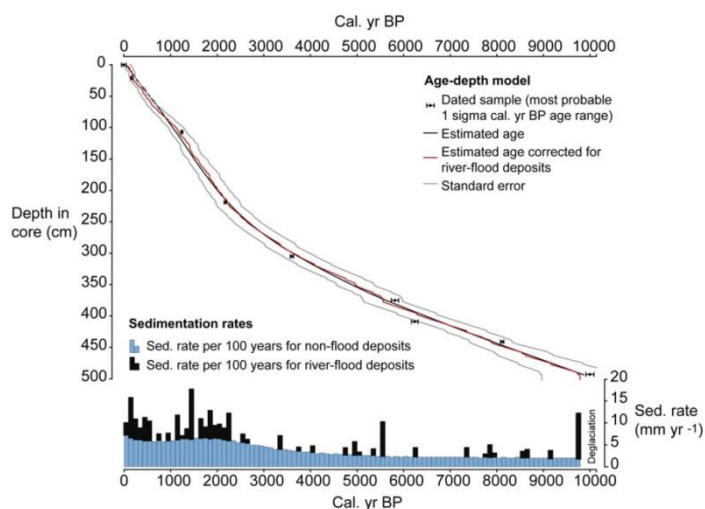
$$\text{RoC} = \delta y / \delta t$$

Positiv endringsrate i sedimentene ved flomhendelser vil ha høy og rask positiv respons i parameterne som igjen representerer en økning av minerogent materiale. Enhver rask økning i endringsraten vil følges av en negativ respons når flommens intensitet og avsetning minker (figur 35).



Figur 35: Forhold mellom sedimentlag, endring i parameter og endringsrate (RoC) over tid (Støren et al., 2010)

Ved bruk av endringsraten kan man bruke endring over tid eller dybde i sedimentkjernen. Gjennom endring over tid kan man vise flommer som hurtige hendelser i sedimentasjonsraten. Ved bruk av endring over tid tar man flomhendelsene ut av aldersmodellen som brukes og gir flomhendelser en alder = 0. Støren et al. (2010) har benyttet endring over tid og viser i figur 36 estimert alder samt estimert alder for flomhendelsene. Figuren viser at selv om en tar ut flommene fra aldersmodellen og lager en ny aldersmodell, vil fortsatt aldersdateringene gi større usikkerhet enn om man ikke endret flomalderen. Med tynne, tydelige flomlag og en tilnærmet lineær aldersmodell og sedimentasjonsrate som i VIP111 (Kapittel 8) vil det ikke gi store utslag på resultatene ved å bruke endring over dyp. Endringsraten =  $\delta y / \delta d$  er derfor benyttet videre i undersøkelsene.



Figur 36: Støren et al., 2010 viser estimert alder (markert i sort) og estimert alder med flomhendelser med alder = 0 (markert i rødt) Grå linje viser standardavviket for aldersmodellen.

Endringsraten vil gi utslag når parameteren brått endrer utslag, som vil si at endringsraten ikke fokuserer på faktiske verdier, men den relative endringen mellom punktene. Som følge av dette vil flommer med slakere endringskurve enn det som settes som kriterium ikke registreres, og flommer med flere raske endringer kan gi flere utslag i endringsraten. I tillegg kan flere tettliggende flommer registres som én. Ved beregning av endringsrate må det defineres en terskelverdi for hva som er identifisert som flom og hva som er en «normal» situasjon. Støren et al. (2010) og Støren et al. (2012) benytter ett og to standardavvik i endringsraten som terskelverdier for å identifisere flom.

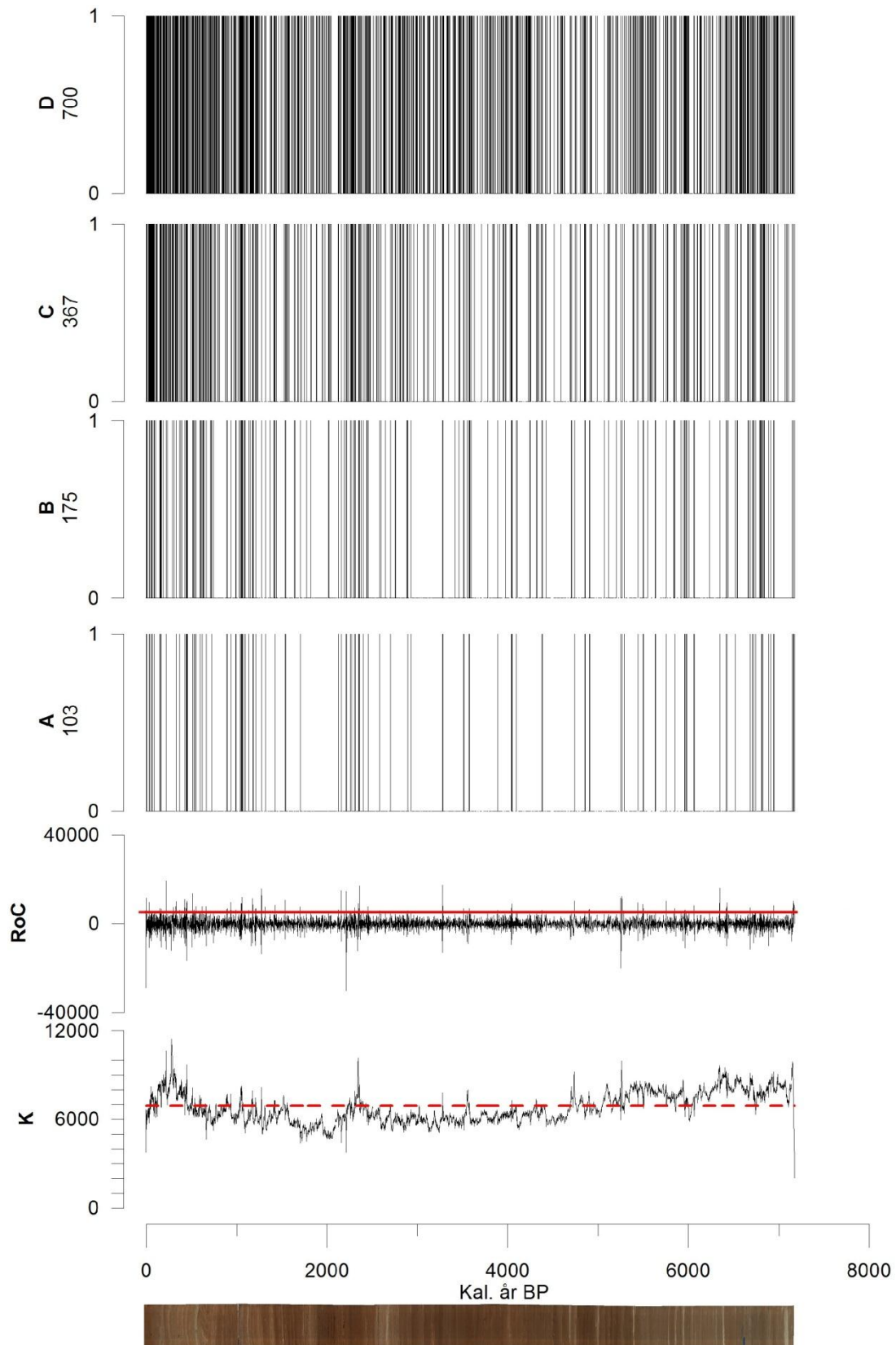
Terskelnivået må være høyt nok til å redusere støy fra bakgrunnssignalene, men tilstrekkelig lavt til å plukke opp mindre flommer. For flomterskel i Flyginnsjøen ble sedimentlag tolket til 2000, og 1995-flommen valgt ut som referanseverdier for flomterskelen gjennom endringsraten. For å sikre objektivitet i metoden vil flomterskelen for VIP111 ikke baseres på tidligere flommer og sedimenttilførsel, hvor dette kan variere stort. For VIP111 ble endringsraten beregnet på de ulike parameterne med terskler på 97., 95., 90. og 80. persentil.

Undersøkelser av endringsraten er utført på K, Ti, Ca, Si og LOI i Vedlegg 9 og VIS413 i Vedlegg 8.

Endringsraten for K vises i figur 37. I figuren vises tydelig hvordan følsomheten av flomtellingene øker når terskelens kriterium senkes. I flomtellingene med lavest kriterium (80.

og 90. persentil) vil det registreres flere flommer. På denne måten illustreres det at terskelverdien her blir for lav, og flomtrender blir mindre synlige, siden mye av bakgrunnssignalene blir tatt med. Dette blir omtalt som Signal to noise ratio (Støren et al., 2012). Terskelverdier med 95. og 97. persentil viser tydeligere flomtrender, som med større sikkerhet kan tolkes som flomhendelser uten bakgrunnssignal, som følge av en høyere terskel. Ved bruk av den 97. persentil er det synlig at flomhendelser spesielt rundt 2000 og mellom 2000-3000 kal. år BP forsvinner ved bruk av denne terskelen. Dermed ble konklusjonen å sette terskelverdi til 95. persentil, som viser de 5 % høyeste målingene (2 standardavvik) for videre flomtelling i sedimentkjernen (se rød linje i figur 37).

Ved bruk av metoden baseres flomsignalet hverken på tidligere flommer eller sedimenttilførsel. Det er kun de raske endringene som gjenkjenner ekstremhendelser og som står til grunn for flomtellingene.



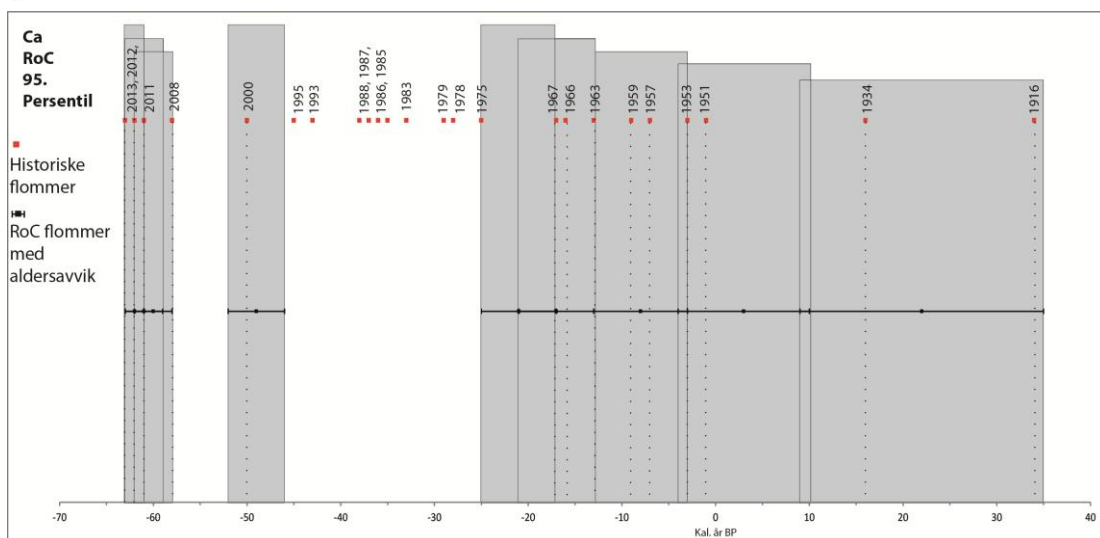
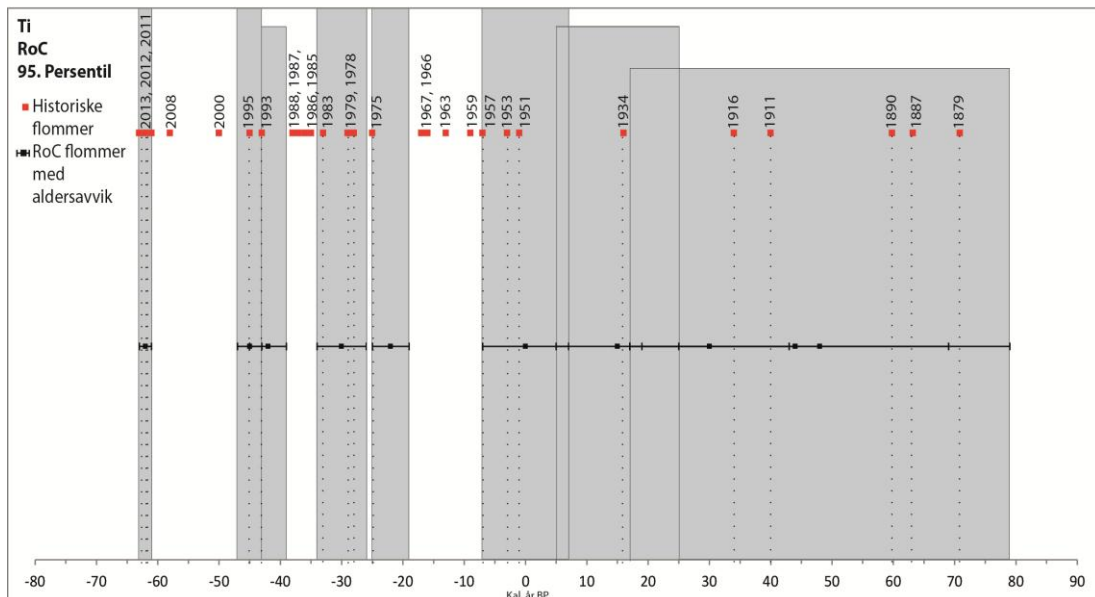
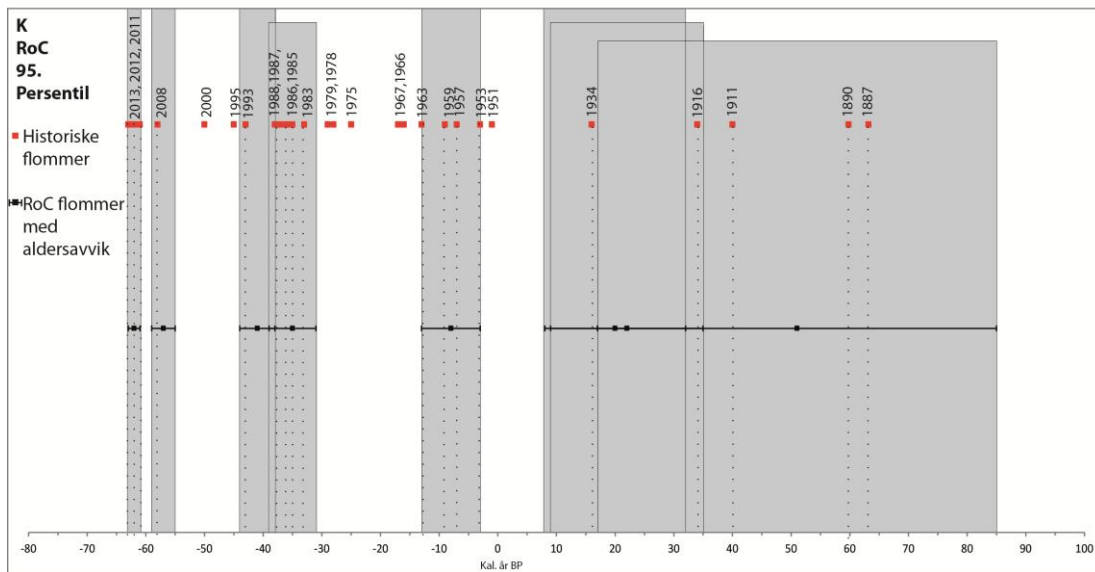
Figur 37: VIP111: Måling av K, RoC for K, A med 97. persentil som teller 103 flommer, B med 95. persentil som teller 175 flommer, C med 90. persentil som finner 367 flommer og D med 80. persentil med 700 flommer. Stiplet rød linje viser til bimodal fordeling i figur 30. Rød linje viser 95. persentil.

Sammenligning av dokumenterte flommer og flommer registret gjennom endringsraten for VIS413 vises i figur 38.

Ved hjelp av blydatering på VIS513 er det forsøkt å gi alder til VIS413 til tross for at datert alder kommer fra en annen kjerne (kapittel 8.1). Dermed vil utslagene i målingene ikke gi nøyaktig alder, i tillegg til at dateringene har aldersavvik (Tabell 12).

Ved å identifisere historiske og instrumentelle flommer gjennom bruk av endringsraten, vil dette støtte troverdigheten av metoden og bruken videre for rekonstruksjon av flommer i holosen. Som vist tidligere er det ikke like tydelige visuelle flomlag i VIS413 som i VIP111. Endringsraten vil dermed kunne gi en god indikasjon på endringer i parameterne som ikke er synlig for det blotte øyet.

Flomtellingene fra endringsraten sett i sammenheng med historiske flommer og alder viser at endringsraten har fanget opp flere av de store dokumenterte flommene innenfor feilkildene for dateringene. Endringsraten til Ti fanger opp blant annet vesleofsen 1995, og storflommene i 1934, 1916 og 1911. K viser flommene i 1957, 1959, 1934, 1916, 1911 i tillegg til flommer etter 1890 og 1887. Ca marker blant annet storflommene i 1966 og 1967. Ulike flomsignaler i ulike parametre kan ha sin opprinnelse i ulike sedimentmaterialer fra både lokal avrenning fra nedslagsfeltet og fra Glomma. Totalt viser endringsraten til et flertall av historiske flommer som gjør at vi med større sikkerhet kan identifisere flommer basert på endringsraten som faktiske flommer i Vingersjøen.



Figur 38: Flomsignal i VIS413 vist av endringsraten (RoC) ved 95. persentil for K, Ca og Ti (sort) med aldersavvik. Historiske og instrumentelle flommer vises i rødt.

## 9.2 Flomfrekvens gjennom holosen

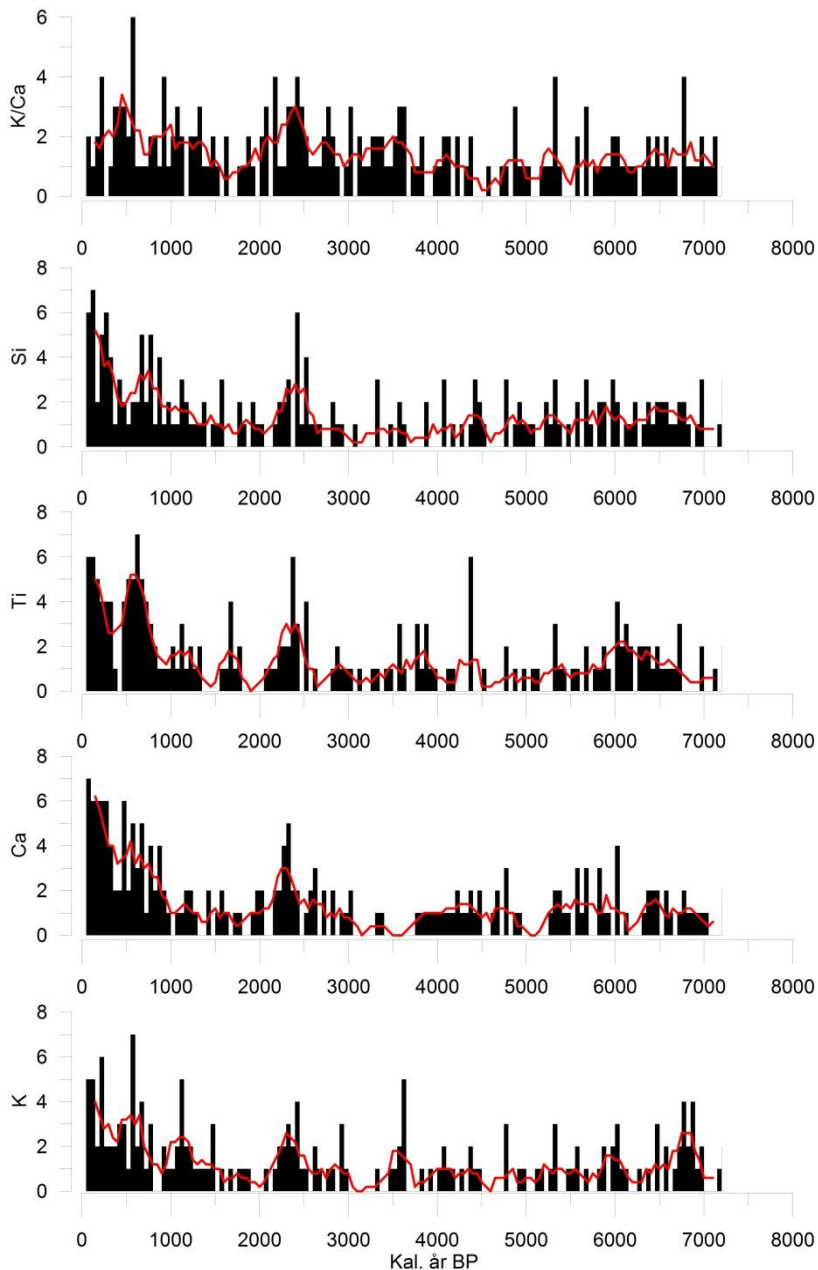
Ekstremverdiene (> 95<sup>te</sup> persentil) i endringsraten er antatt å indikere flommer i Vingersjøen, og endringer i frekvensen av disse hendelsene kan dermed legge grunnlaget for å studere trender i holosens flomfrekvens. I et langtidsperspektiv er det trendene som er hovedfokuset, og nøyaktig antall flommer blir mindre viktig. Enkeltflommer kan være utløst av tilfeldige forhold, men dersom en ser trender med en økning eller reduksjon av flomhendelser i et lengre perspektiv er det mindre sannsynlighet for at flomhendelsene er tilfeldige. På bakgrunn av dette kan en med større sikkerhet sammenligne flomhendelser med klimaendringer. Rekonstruksjonen har vist ca. 200 flommer som er en av de store fordelene med paleodata i forhold til instrumentelle data, hvor det i instrumentelle data kun er registrert et par store flommer.

IPCCs klimarapport sier: «... there is limited to medium evidence available to assess climate-driven observed changes in the magnitude and frequency of floods at regional scales because the available instrumental records of floods at gauge stations are limited in space and time...» ((IPCC, 2012)Kapittel 3.5.2, side 178). Paleodata er en mulig løsning på dette problemet ved å utvide tidsrammen fra ca. 150 år (instrumentelle data) til ca. 7300 år. På denne måten vil ikke «time» være en begrensende faktor da datagrunnlaget økes og åpner for muligheter til å studere nærmere hvilke effekter klimaendringer har på disse flomhendelsene.

For å kunne oppnå et helhetsinntrykk over flomtrendene gjennom holosen er flomfrekvensdiagrammer for 50-års perioder tilbake til 7250 kal. år BP utarbeidet for K, Ti, Ca, Si og K/Ca (Figur 39). Flommene gjennom kjernen inntreffer ikke på samme tidspunkt under alle målingene. Dette kan ha en sammenheng med tilgang på materiale under flomsituasjoner. Alle flommer er ulike og vil transportere med seg forskjellig mengde erodert materiale fra elveløpene. Dette fører til at de ulike variablene på denne måten viser ulike geokjemiske signaler i målingene (kapittel 3). Det kan i tillegg ligge feilkilder i XRF målingene i forhold til kornstørrelse, tetthet, vanninnhold, m.m. (Kapittel 5.2.2). Ca og Ti har de høyeste tellingene med 197 flommer gjennom holosen, Si med 194 og K viser færrest flommer med 175 (figur 39/Vedlegg 9). K kan fungere som et minimums antall flommer i holosen. Flomfrekvensen av de ulike variablene viser at det har vært regelmessige flommer gjennom holosen med et gjennomsnitt på 1 flom pr 50 år (1/50). Det har imidlertid vært enkelte perioder med ingen markerte flommer ca. 1500, 1800-2000, 3000-3200, 4500-4700 kal. år BP i K og Ti. Ti viser i tillegg ingen markerte flommer i perioden 6700-6900 kal. år BP.

Til tross for ulike totalverdier i antall flomhendelser viser frekvenskurvene enkelte felles trender. En økning i flomhyppighet vises i periodene fra ca. 5500-6500, 3500-4500 og fra ca. 2500 kal. år BP frem til i dag. Flomtrendene viser også nedgang rundt 3000, 2000, 1500,1000 og 500 kal. år BP.

Ti og K en viser de høyeste flomtoppene rundt 550-600 kal. år BP (7 flommer/50år). Ti, Ca og Si viser flomtopper mellom 2300-2400 (6flommer/50år). K viser høy flommåling rundt 3600 (5flommer/50år) og Ti rundt 4350 kal. år BP (6flommer/50år).



Figur 39: Flomfrekvens for Vingersjøen med ulike variabler



På bakgrunn av undersøkelsene av flomsignal (Kapittel 9,1) er K valgt ut til sammenligning mellom flomfrekvens andre steder i Sør-Norge (Kapittel 9 og 9.1).

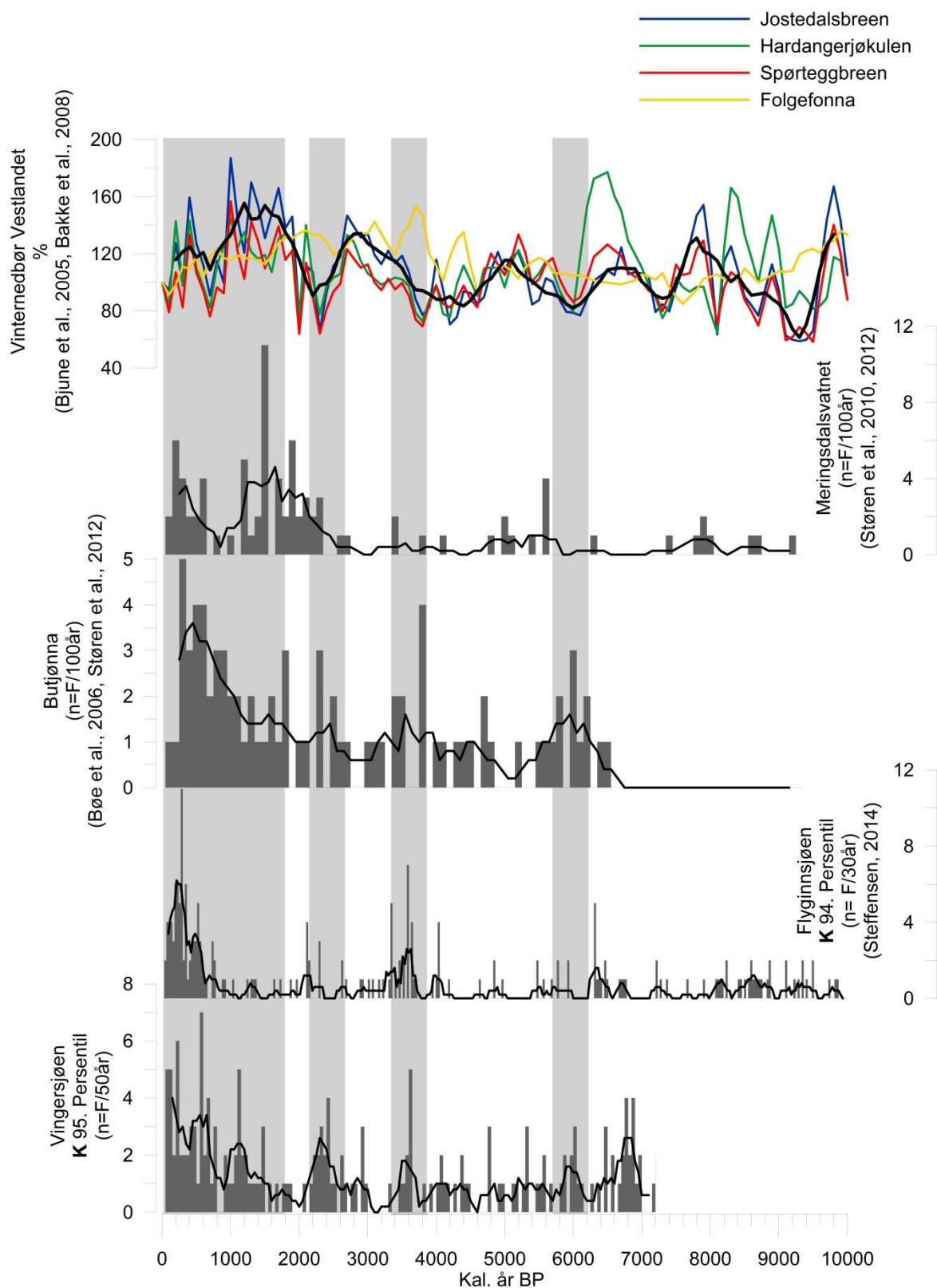
Rekonstruksjoner av flomfrekvensen i Butjønna (Rondane) (Bøe et al., 2006, Støren et al., 2012, Støren and Paasche, 2014), Meringsdalsvatnet (Jotunheimen) (Støren et al., 2010, Støren et al., 2012, Støren and Paasche, 2014) og Flyginnsjøen (Kongsvinger) (Steffensen, 2014) er vist sammen med flomfrekvensen i Vingersjøen for å se flomtredene i sammenheng med andre områder i Sør-Norge. Flomfrekvensen for Butjønna og Meringsdalsvatnet er oppgitt i antall flommer pr 100 år, mens Flyginnsjøen viser per 30 år og Vingersjøen per 50 år (figur 40). Påfølgende undersøkelser viser flomfrekvensen i innsjøene under ulike klimaperioder gjennom holosen, og hvordan de generelle flomtrendene påvirkes av temperatur og nedbør. Rekonstruerte temperaturer fra Chironomider og pollen-data i tillegg til nedbørsdata rekonstruert fra Vestlandet, er tilgjengelig for hele holosen (Velle et al., 2005, Seppä et al., 2009, Bjune et al., 2005, Bakke et al., 2008). Rekonstruert fuktighetsdata basert på stabile  $\delta^{18}\text{O}$  isotoper fra Sverige dekker i midlertid kun de siste 4500 år (Andersson et al., 2010). Påvirkningen fuktighetsdata har på innsjøene i Sør-Norge vil undersøkes nærmere under delkapittel om sen-holosen.

Klimaet i holosen har variert mye gjennom de siste 10 000 år, og det er flere faktorer som sammen har ført til klimavariabiliteten (Mayewski et al., 2004). Variasjonene i det globale klimaet har hovedsakelig vært avhengig av naturlige endringer i jordens preisjon, solinnstråling og vulkanske utbrudd som også har påvirket forholdet mellom atmosfærisk sirkulasjon og havstrømmene. Det er trolig kun under de siste århundrene at variasjoner på bakgrunn av menneskelig aktivitet (hurtig landskapsendringer, økning i drivhusgasser og aerosoler og oppløsning av ozonlaget) har spilt en økende rolle (Mayewski et al., 2004, Wanner et al., 2008).

Holosen kan inndeles i tre hovedperioder: Tidlig deglasiationsfase (tidlig-holosen) ca. 10 000-8000 kal. år BP, klimaoptimum (midt-holosen) ca. 8000-5000 kal. år BP og neoglasial (sen-holosen) ca 5000 kal. år BP- pre industriell tid (Nesje and Dahl, 1993, Wanner et al., 2008, Bjune et al., 2005). Globalt er de tre hovedperiodene i holosen blitt avbrutt av korte ujevne kuldeperioder som kan omtales som Bond-hendelser eller hurtige klima endringer (RCC- Rapid climate change)(Wanner et al., 2011, Mayewski et al., 2004) En enkelt prosess kan ikke forklare omfanget til disse fasene, men trolig er flere faktorer ansvarlig for de ulike fasene som; nedgang i solinnstråling, vulkanske utbrudd, intern variabilitet i ENSO og NAO,

endringer av den termohaline sirkulasjonen i tillegg til komplekse tilbakekoblingseffekter mellom hav, atmosfære, havis og vegetasjon (Wanner et al., 2008, Wanner et al., 2011). Mye av den naturlige klimavariasjonen er regional, da varme perioder i noen geografiske områder kan være kalde perioder i andre. Særlig gjelder dette for klimasvingninger med kortere enn hundre års varighet (Hanssen-Bauer et al., 2009).

Tidligere studier viser at flomfrekvensen gjennom holosen har endret seg dramatisk i Sør-Norge, men i gjennomsnitt viser paleodata 1 flom per århundre gjennom holosen i Meringsdalsvatnet, Butjønna, Vingersjøen og Flyginnsjøen (Bøe et al., 2006, Støren et al., 2012, Steffensen, 2014). Ved å sammenstille vinternedbørsrekonstruksjoner med holosene flomrekonstruksjoner fra Meringsdalsvatnet og Butjønna fant Støren and Paasche (2014) at vinternedbør på hundreårsskala kan forklare rundt 40 % av variabiliteten i holosens flomfrekvens, og at responsen i flomfrekvens er ikke-lineær. Det vil si at en økning i vinternedbør over dette tidsrommet har ført til en eksponentiell økning i flomfrekvens.



Figur 40: Flomfrekvensen i Vingersjøen, Flyginnsjøen, Butjønna og Meringsdalsvatnet. Rekonstruert vinternedbør fra Vestlandet markert øverst. Svart linje representerer løpende gjennomsnitt. Grå felt i figuren markerer perioder med økt flomfrekvens i flere av innsjøene.

## **Tidlig holosen ca. 10 000- 8000 kal. år BP**

Under tidlig holosen er det registret en lav flomfrekvens i Meringsdalsvatnet (9730-8200 kal. år BP) (Støren et al., 2010). Rekonstruert julitemperatur utført av Velle et al. (2005) viser til økte temperaturer i begynnelsen av deglasiasjonsfasen mellom 10 000 og 9600 kal. år BP, videre en overgang mot kaldere klima mellom 9500-8200 kal. år BP.

Frem til ca. 8500 kal. år BP var det et mer maritimt klima som dominerte på Vestlandet med lave julitemperaturer og høy årlig nedbør som følge av et sterkere sonalt vestavindsbelte som førte til brefremrykk på Vestlandet. Mellom 8500-8000 kal. år BP oppstod to kalde perioder 8400 og 8200 kal. år BP (Bjune et al., 2005).

Minimumsnivåer av  $\delta^{18}\text{O}$  isotoper er registret i iskjerner fra Grønland, og brevekst i Sør-Norge reflekterer kuldeperioden Finsehendelsen/8,2kyr-eventet som følge av en endring i det nordatlantiske sirkulasjonssystemet som trolig var utløst av tappingen av Laurentide issjøer i Canada (Dahl and Nesje, 1996, Alley et al., 1997). Under denne kalde perioden sank tregrensen, breer ekspanderte og sommertemperaturer tilvarende dagens nivå, og økning i vinternedbør (Dahl and Nesje, 1996, Nesje et al., 2001b, Nesje et al., 2006). Korte somre, kjølig vår og økning i nedbør i form av snø kan ha økt snølagringspotensialet og dermed også flomfremkallende forhold i Sør -Norge.

Økt flomfrekvens i Meringsdalsvatnet under Finsehendelsen er trolig koblet mot en økning i snøsmelteflommer om våren (Dahl and Nesje, 1996, Nesje et al., 2001a, Støren et al., 2010). I figur 40 viser rekonstruert vinternedbør fra Vestlandet med høyere verdier under Finsehendelsen som tyder på mer nedbør i form av snø under den kalde perioden. Flyginnsjøen viser en periode med økt flomfrekvens rundt ca. 8600 kal. år BP, mens det i Butjønna og Vingersjøen ikke er registret flommer før ca. 6600 og 7200 kal. år BP (Støren et al., 2012). Økning i flomfrekvens i Flyginnsjøen kan være et resultat av overgangen mot kaldere klima frem mot Finsehendelsen (Steffensen, 2014).

Med kun et par registrerte flommer i tidlig-holosen i Meringsdalsvatnet kan høyere temperaturer og lavere vinternedbør vise til mindre snølagring og dermed mindre snøsmelteflommer (Velle et al., 2005, Barnett et al., 2001). Tilfellene som faktisk markeres kan ha sammenheng med nedbørperioder med lokal avrenning og regnflommer om sommeren.

### **Midt-holosen – Klimaoptimum ca. 8000-5000 kal. år BP**

Rekonstruksjonen fra Vingersjøen viser lav flomfrekvens i denne perioden. I Butjønna var flomfrekvensen lav med 0,7 flommer per hundre år fra 7000-5000 kal. år BP. Meringsdalsvatnets flomfrekvens var også lav frem til ca. 6000 kal. år BP (Støren et al., 2012, Støren et al., 2010, Bøe et al., 2006).

Vingersjøen viser imidlertid økt flomfrekvens i periodene 5600-6200 og 6600-7200 kal. år BP. Samme trend vises også i Butjønna med økt flomaktivitet ca. 6600-5600 kal. år BP (Bøe et al., 2006, Støren et al., 2012) og Flyginnsjøen ca. 6200-6600 kal. år BP. Rekonstruert vinternedbør fra Vestlandet (figur 40) viser nedgang i denne perioden (markert som grått felt i figur 40), noe som kan tyde på at økt flomfrekvens i Butjønna og Vingersjøen ikke påvirkes av vestlandsnedbør, men heller fra andre gjeldende vindsystemer. Dette forholdet vil bli nærmere redegjort for i kommende underkapittel (Sen-holosen).

Klimaoptimum er karakterisert som en varm og fuktig periode med de høyeste julitemperaturene gjennom holosen (Bjune et al., 2005). En stabil økende trend i temperaturer fra 9000 kal. år BP nådde holosen maksimums nivå rundt 8000 kal. år BP. Påfølgende periode varte over 3000 år, og temperaturene var omtrent 1,5-2 °C høyere i Norge enn i normalperioden (Hanssen-Bauer et al., 2009). Mange breer forsvant fullstendig eller var kraftig redusert i de europeiske alpene og Skandinavia. I tillegg nådde tregrensen sitt maksimum under klimaoptimum (Bjune et al., 2005, Seppä et al., 2009, Wanner et al., 2008, Hanssen-Bauer et al., 2009). Det varme klimaet under klimaoptimum kan skyldes blant annet jordens helningsvinkel som var større enn i dag, og at jorden var nærmere solen (Hanssen-Bauer et al., 2009).

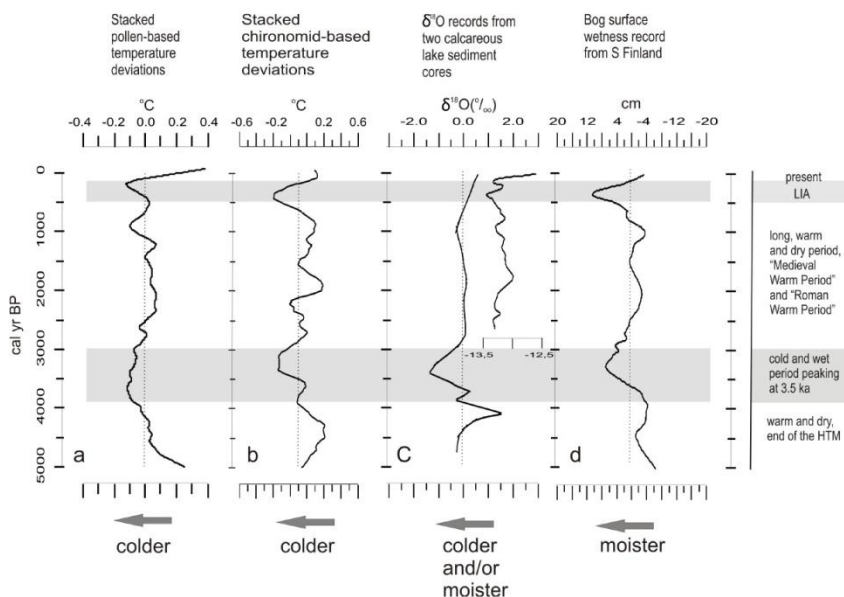
En generell lav flomfrekvens i innsjøene kan knyttes til et varmt klima med mindre snølagring. Vingersjøen, Flyginnsjøen og Butjønna viser imidlertid en økning i flomfrekvensen under Klimaoptimum, noe som kan indikere et skifte i flomregime. Dette kan ha ført til en økning i regnflommer framfor snøsmelteflommer, som er det dominerende flomregimet i innsjøene som er undersøkt (Støren 2010).

## Sen-holosen – Neoglasial ca. 5000-preindustriell tid

Under de siste 5000 år er det en markant økning av flomfrekvensen i innsjøene undersøkt fra Sør-Norge, som også gjelder i Vingersjøen (Figur 40). Vingersjøen viser spesielt en økning i flomfrekvensen i periodene; 3000-4000, 2000-3000, 900-1500 og 800 kal. år BP til i dag. Butjønna viser tilsvarende trend med økning i flomfrekvensen mellom 3000-4000, og ca. 1800 kal. år BP til i dag. Flyginnsjøens flomfrekvens øker mellom 3000-4000 kal. år BP og ca. 1000 kal. år BP til i dag. Meringsdalsvatnet har en økende trend fra ca. 2500 kal. år BP til i dag, men med en nedgang i den økende trenden ca. 800-1000 kal. år BP.

På bakgrunn av økt flomfrekvens vil perioden bli nærmere undersøkt for kortvarige variasjoner i temperatur og nedbør som kan ha forklarende effekt på den nevnte økningen av flomfrekvensen. Det er allerede påvist at flommer i Glommavassdraget er dominert av snøsmelteflommer om våren som et resultat av mye vinternebbør og kjølige temperaturer (Kap. 2.3.2 og 3.1.2).

Seppä et al. (2009) viser rekonstruerte julitemperaturer for Nord-Europa gjennom holosen som er basert på 36 pollen data rekonstruksjoner. De siste 5000 år er karakterisert som en tilnærmet lineær nedkjølingstrend. For å undersøke potensielle varme og kalde avvik fra langtids-kuldetrenden er den lineære kuldetrenden fjernet for tydeligere å vise de kalde og varme avvikene gjennom de siste 5000 år (figur 41).



Figur 41: Temperatur variasjoner gjennom de siste 5000 år a) pollen baserte data. Avvikene fra den lineære kuldetrenden vises i figuren (Seppä et al., 2009) b) chironomid basert juli temperatur fra seks lokaliteter i Norge (Velle et al., 2005) og en lokalitet i Nord Finland (Seppä et al., 2002) c) To  $\delta^{18}\text{O}$  baserte data fra lakustrine kalkholdige sedimenter fra Sør Sverige (Hammarlund et al., 2003) og nord Sverige (Rosqvist et al., 2007) d) Fuktighetsdata basert på myroverflate endringer fra makrofossilkomposisjon i sør-Finland (Väiliranta et al., 2007).

Alle dataene i figur 41 viser flere fellestrekk. Tre perioder med positive avvik viser til høye temperaturer, henholdsvis 5000-4000, 3000-1000 og de siste 150 kal. år BP. To kuldeperioder er også synlig de siste 5000 år; 3800-3000 og 500-100 kal. år BP (Markert i margen på figur 41). Flere studier utført i Sør-Norge viser nedgang i temperaturer og økning i snøfall i perioden etter 4000 kal. år BP som førte til brefremrykk flere steder (Dahl and Nesje, 1994, Bjune et al., 2005, Nesje et al., 2001b).

Under neoglasial fra ca. 5500-2300 kal. år BP økte flomfrekvensen i Meringdalsvatnet som trolig hadde sammenheng med en økning av nedbør i form av snø og dermed økt snøsmeltingspotensiale (figur 40) (Støren et al., 2010). I Butjønna var det høy flomaktivitet i perioden 4900-2300 kal. år BP med flomtopper 3700-3800 kal. år BP, som samsvarer med flomtopp i Vingersjøen ca. 3600 kal. år BP (Støren et al., 2012, Bøe et al., 2006). Anderson et al. (1998) foreslår at en nedgang i den termohaline sirkulasjonen, mulig i kombinasjon med sol og vulkan-faktorer, medvirket til en storskala klimaendring fra 3900 til 3500 kal. år BP (Velle et al., 2005).

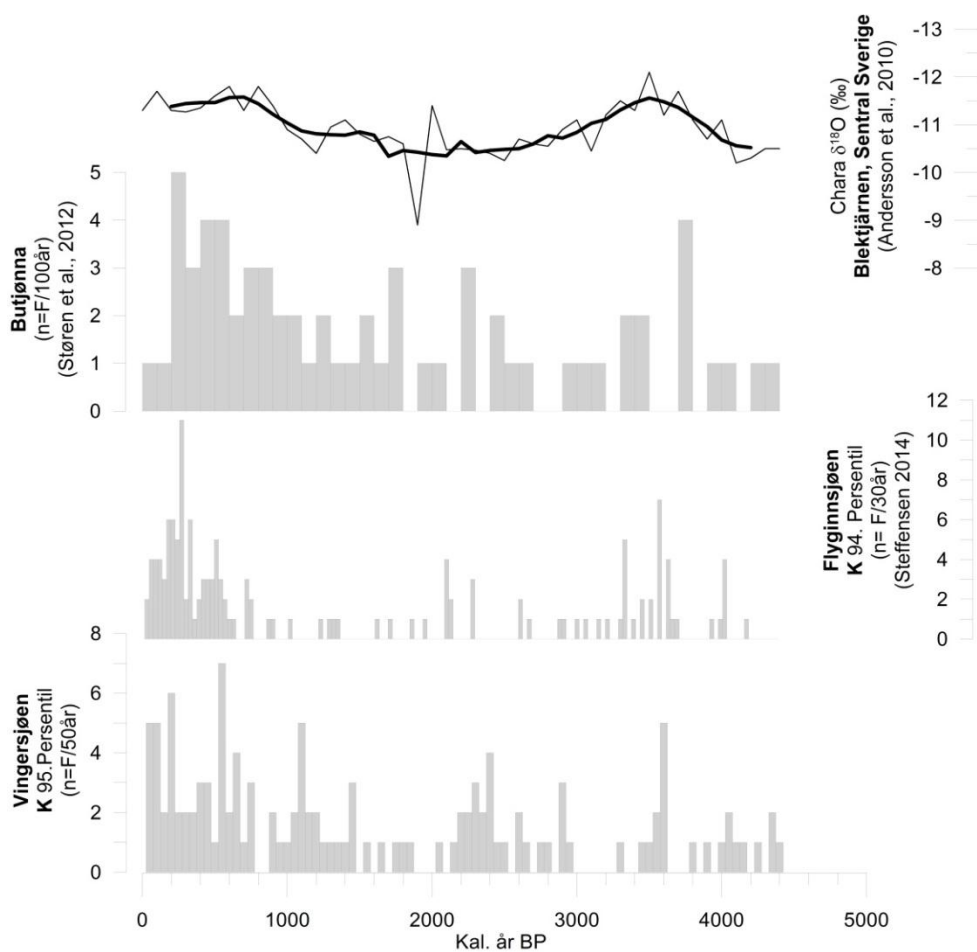
Støren et al. (2012) viser at det er store forskjeller i flomfrekvens i Sør-Norge mellom Meringsdalsvatnet i vest og Butjønna i øst som følge av skiftende atmosfæriske sirkulasjonsmønstre. Hoveddelen av fuktig luft fra Nord-Atlanteren fører til høy vinternedbør i Meringsdalsvatnet når sørlige vinder dominerer, mens Butjønna mottar mer vinternedbør gjennom nordlige vinder. Det er derfor foreslått at de vestlige flomdataene (Meringsdalsvatnet) er påvirket av sør-sørvestlige vinder som også tar med vinternedbør til isbreene, mens Butjønna mottar vinternedbør hovedsakelig under nordlige vinder (Støren et al., 2012).

På grunn av manglende sammenheng mellom vinternedbør på Vestlandet og flomfrekvens på Østlandet (figur 40) er det benyttet fuktighetsdata fra stabile  $\delta^{18}\text{O}$  isotoper fra Blektjärnen, Sverige som representerer et kontinentalt skandinavisk klima (høyere verdier indikerer fuktige forhold) (Andersson et al., 2010). Hensikten er å oppsummere hvordan dataene fra Blektjärnen (Andersson et al., 2010) har påvirket snøsmelteflommer i Vingersjøen. Merk at korrelasjon mellom fuktighetsdata (Andersson et al., 2010) og Vingersjøen ikke er utført. Fuktighetsdata fra Sverige og Butjønna avslørte et ikke-lineært forhold og signifikant positiv korrelasjon. På denne måten kan fuktighetsdata fra Sverige belyse flomfrekvensen i Butjønna i likhet med at Vestlandsnedbøren har en forklarende evne for flomfrekvensen i Meringsdalsvatnet (Figur 42). Det var imidlertid ingen korrelasjon mellom dataene fra

Sverige og Meringsdalsvatnet, i likhet med Butjønnna og Vestlandet (Støren et al., 2012). Figur 42 viser en økning i fuktighet i Blektjärnen i Sverige i periodene mellom 4000-3000 kal. år BP i tillegg til de siste 2000 år som også viser økt flomfrekvens i Butjønnna, Vingersjøen og Flyginnsjøen.

Økt vinternedbør sammen med en nedkjølingstrend fra ca. 4000-3000 som vist i figur 41 kan tyde på perioder med økt snødybde og snøsmeltepotensiale for snøsmelteflommer på Østlandet.

Økningen av antall flommer fra ca. 2500 kal. år BP kan sees i sammenheng med en sterk sørvestlig sirkulasjonskomponent ved dette tidspunktet. Overgangen faller sammen med en endring fra meridionalt til sonalt sirkulasjonsmønster som intr traff for ca. 2000 år siden som kan tolkes fra  $\delta^{18}\text{O}$  isotoper fra et vest-øst transekt på tvers av Sverige (Støren et al., 2012, St. Amour et al., 2010).



Figur 42: Frekvensdiagrammer for Vingersjøen, Flyginnsjøen, og Butjønnna de siste ~4500 kal. år BP satt sammen med fuktighetsdata fra Blektjärnen i Sverige (Andersson et al., 2010)

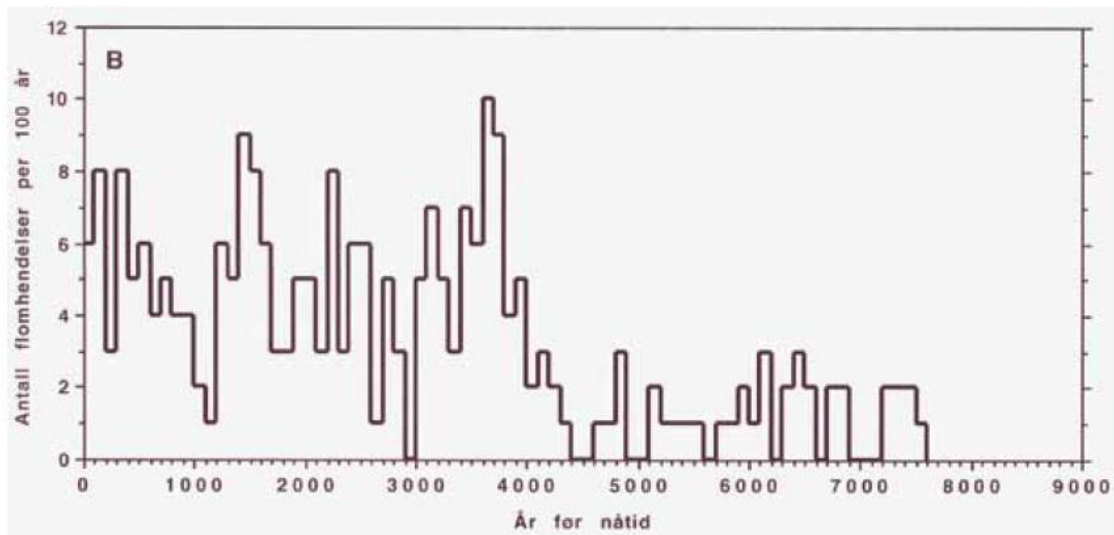


Varmere temperaturer rundt 2000 kal. år BP (Seppä et al., 2009, Velle et al., 2005) og nedgang i fuktighetsdata (figur 42) reflekteres i flomfrekvensen i Butjønnå og Vingersjøen, med fravær av flom. I sentral Europa vises perioden med relativt høye temperaturer og lav fuktighet. I Alpene er det funnet glasiologiske bevis som tyder på en tilbakegang av breer rundt 2100-1800 kal. år BP som kan reflektere varme og tørre forhold (Grosjean et al., 2007, Joerin et al., 2006, Seppä et al., 2009). Denne perioden kan kobles sammen med en varmeperiode (Engelsk: Roman warm period (RWP)) rundt 2000 kal. år BP. En nedgang i flomfrekvensen vises også i Atnasjøen (Nesje et al., 2001a), Meringsdalsvatnet, Flyginnsjøen og Vingersjøen rundt 1000 kal. år BP som viser til enda en kort varmeperiode (Engelsk: Medieval warm period (MWP)).

RWP og MWP kan separeres av en kort kuldeperiode rundt 1500-1400 kal. år BP som kan være utløst av vulkanske utbrudd. Temperatur rekonstruksjonene (Seppä et al., 2009, Velle et al., 2005) viser ikke tydelig varm MWP, men en generell varmere periode med overgang til en kaldere periode som vises i figur 41a rundt 1100 og i 41b rundt 900 kal. år BP (Seppä et al., 2009). Velle et al. (2005) viser også til en temperaturnedgang fra 1400 til 900 kal. år BP. Vingersjøen viser økende flomfrekvens under den korte kalde perioden mellom RWP og MWP ca. 900-1500 kal. år BP. MWP kan markere overgangen til et kaldere klima mot den lille istid (LIA).

Alle flomrekonstruksjonene viser en økende flomfrekvens etter 1000 kal år, i takt med nedkjølingstrenden, i tillegg til økene nedbør (figur 40, 41 og 42). Den siste perioden med kulde avvik 500-100 kal. år BP (figur 41) samsvarer med LIA. LIA kan ha blitt introdusert av lav presisjon i jordens akse i nordlige hemisfære med uvanlig lav solaktivitet og høyt antall vulkanske utbrudd (Wanner et al., 2008). Nesje and Dahl (2003) viser til at LIA hovedsakelig var preget av økt vinternedbør i sammenheng med en positiv NAO indeks. Alle innsjøene viser en økning i flomfrekvensen i forbindelse med LIA. Basert på flere prokxybaserte rekonstruksjoner ser en et økende varmere klima etter LIA. Dette vises også i historiske og meteorologiske data. Denne oppvarmingen representerer den sterkeste varmetrenden i holosen siden 8,2 kyr eventet/Finsehendelsen (Seppä et al., 2009).

Som en oppsummering viser figur 43 en samlet oversikt over elveflommer i Glomma gjennom holosen rekonstruert fra Glommas nedslagsfelt og tre innsjøer i vassdraget. Antall elveflommer per 100 år viser en markert høyere flomaktivitet etter 4000 kal. år BP i neoglasial med markerte flomtopper 3800-3600, 2300-2200, 1600-1400, 400-300 og 200-100 kal. år BP (Hanssen-Bauer et al., 2009). Periodene samvarierer i takt med Vingersjøen og Flyginnsjøen som beskrevet over. Flommer har oppstått under både varme og kalde perioder (Bøe et al., 2006, Nesje et al., 2001a, Støren et al., 2010, Støren and Paasche, 2014). Historiske data viser at det er flere sommer regnstormer i varmere perioder enn i kalde, og som kan føre til regnflommer (Roald, 2008). Økt flomfrekvens har trolig sammenheng med at tykt snødekke blir liggende over lengre perioder i tillegg til hyppigere stormer assosiert med kaldere klima, spesielt rundt LIA (Nesje et al., 2001a, Støren et al., 2010).



Figur 43: Elveflommer i øvre del av Glommas nedslagsfelt (bøe et al 2006) og elveflommer rekonstruert i tre innsjøer (nesje et al 2001, Sletten og Blikra, 2007, Støren et al 2008)(hanssen-bauer et al)

Undersøkelsene fra Meringsdalsvatnet og Butjønnå indikerer en generell langtids tendens mot høyere flomfrekvens under snørike vintre (Støren and Paasche, 2014) som også kan vises i Vingersjøen. Til tross for at Glomma og Vingersjøen er dominert av snøsmelteflommer under kalde perioder med høy vinternedbør, viser undersøkelsene at flommer også har oppstått under varmere perioder (5600-6200 og 6600-7200 kal. år BP i Vingersjøen). En mulig årsak til dette kan være en økning i regnflommer, som en konsekvens av hyppigere og kraftige regnskyll i et varmt klima. I kommende kapittel skal catchmentprøver fra Vingersjøen undersøkes nærmere for å se om det er mulig å skille snøsmelteflommer under kalde perioder i Glomma, med lokal avrenning og regnflommer i Vingersjøens nedbørsfelt.

### 9.3 Skille mellom regionale og lokale flommer

I dette kapitlet diskuteres om det kan skilles mellom regionale flomhendelser fra Glomma og lokale flomhendelser fra Vingersjøens nedbørsfelt. Forholdet mellom rekonstruert flomfrekvens og XRF målinger av catchmentprøvene skal undersøkes nærmere i sammenheng med nedbørs- og temperaturdata. Ideelt sett kan forholdene mellom dem avdekke sammenhenger med en økning av snøsmelteflommer regionalt under kalde perioder og regnflommer/ekstremnedbør lokalt, assosiert med mildere temperaturer.

Historiske og instrumentelle data har gitt informasjon om flomregimet i Glommavassdraget som kan vise til hendelser med både snø- og regnflommer i Glomma. Glommavassdraget er dominert av snøsmelteflommer, men under varme perioder med lite snødekke kan regnflommer inntreffe om sommeren (kapittel 2.3.1). Kapittel 4.3 viser til at klimaet i Kongsvinger opplever mest nedbør i august, som er årets nest varmeste måned i området. Roald (2008) viser at det basert på historiske data er 60 % sannsynlighet for at regnflommer kan inntreffe i august (Tabell 7).

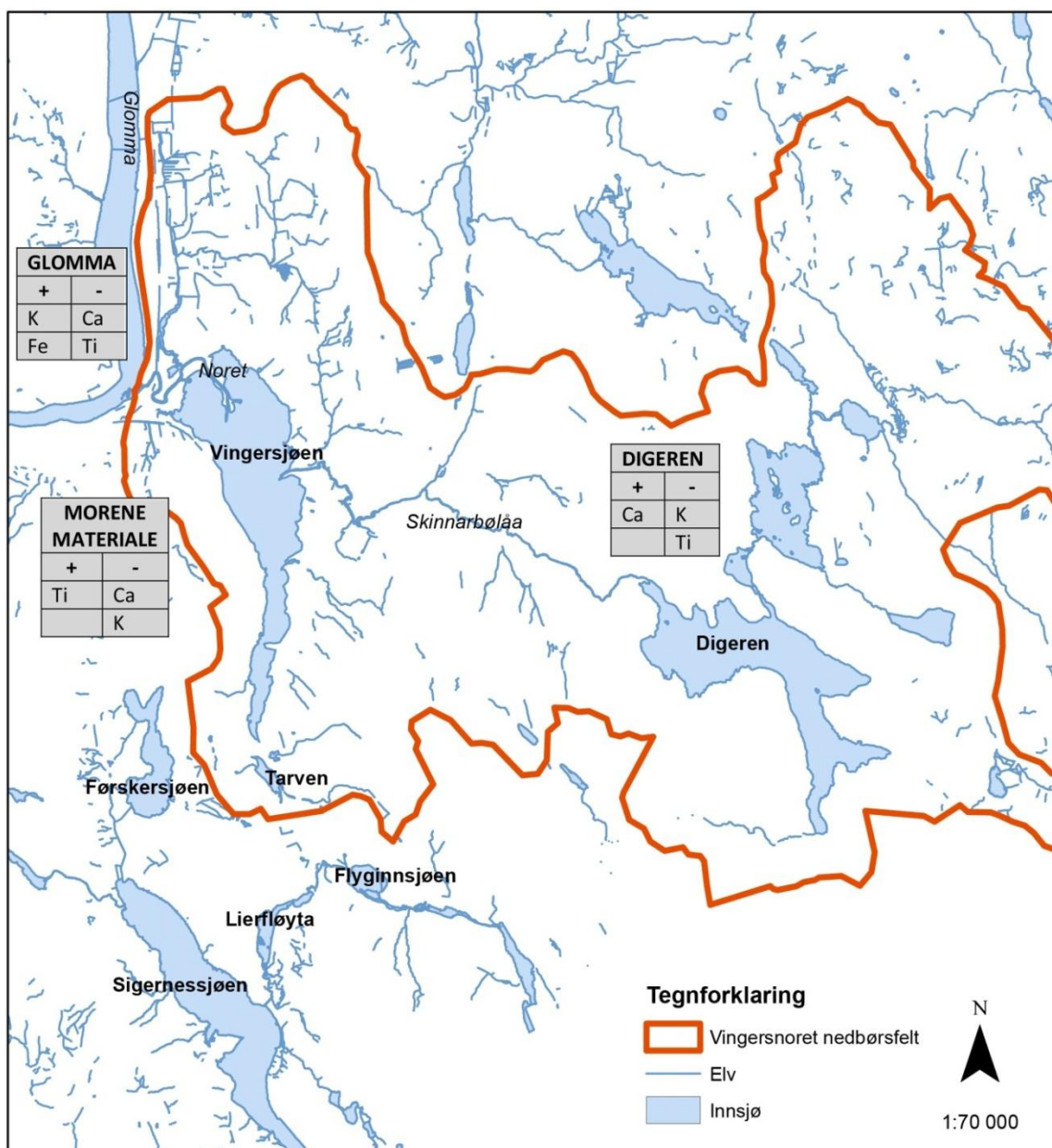
Det er lite forskning utført på kildeområder for flomrekonstruksjon. Dette gjør det utfordrende å støtte seg til tidligere arbeid. Her kan det imidlertid vises til Vasskog et al. (2011) som har benyttet Rb/Sr ratio for å separere lag fra ekstremhendelser fra bakgrunns-sedimentasjonen i sedimentkjerner fra Oldevannet på Vestlandet. Gjennom videre undersøkelser av kornstørrelser ble hendelseslagene inndelt i tre grupper: flom, snøskred og jordskred. Simonneau et al. (2013) undersøkte seismiske profiler og innsjøsedimenter fra innsjøen Ledro i Italia. Prøver fra nedslagsfeltet ble brukt for å skille mellom jordskjelv og flomhendelser i området. Til tross for lite forskning på kildeområder i relasjon til flomhendelser er det likevel forsøkt å skille signalene fra catchmentprøver med flomfrekvensen basert på forhold i XRF målingene for å se om dette kan gi informasjon om kildeområder for flomhendelser i forhold til ulike klimaperioder.

XRF-analyser av catchmentprøver fra Vingersjøen indikerer at ulike kildeområder rundt Vingersjøen har ulik geokjemisk signatur (Kapittel 7.1). Følgelig kan kildeområdene gi en indikasjon på ulike prosesser i området. Ved å sette funnene sammen med klimavariasjoner kan en påvise effekten klimavariasjoner har på gjeldende flomregime.

Prøvene tatt lags Glomma og ved Noret (Prøve 28,29,31) har et relativt lavt innhold av Ca og Ti, mens det er relativt høy konsentrasjon av K og Fe. Prøver fra morenedekkede områder på vestsiden av Vingersjøen har relativt høyt innhold av Ti, men lavt innhold av Ca og K (prøve

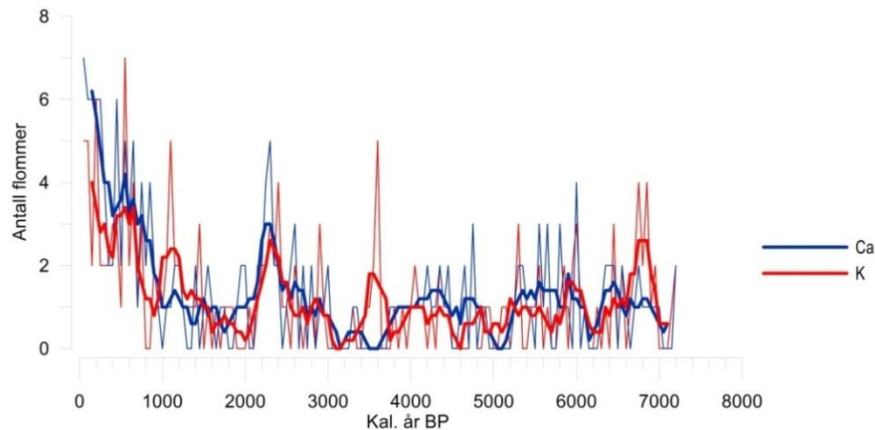
24,25,26,27). Prøver tatt fra innsjøen Digeren og elven Skinnarbølåa viser relativt høye konsentrasjoner av Ca, men lave av K og Ti (Prøve 15, 19). En konseptfigur for fordelingen av signaler i nedslagsfeltet er vist i figur 44 basert på analysene i kap. 7.1. Figuren representerer signaler fra catchmentprøvene med sterkere eller svakere signal av ulike geokjemiske signaler fra lokalitetene.

For å separere de geokjemiske signalene fra ulike kildeområder er K/Ca ratio benyttet for Digeren, Fe/Ti fra Glomma i tillegg til Ti-signal fra morenemateriale vest for Vingersjøen (løsmassekart figur 16). Målingene fra catchmentprøvene viser samme trender både i størrelse  $< 63\mu\text{m}$  og  $< 4\mu\text{m}$ .

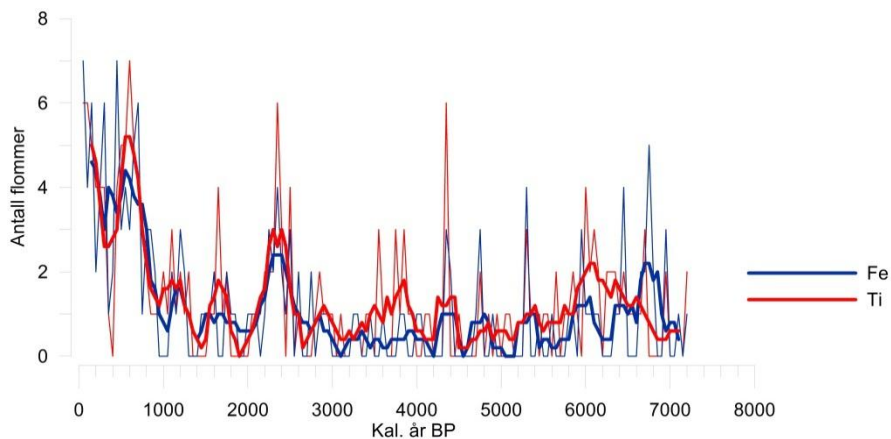


Figur 44: Kildeområdene i Vingersjøens nedslagsfelt viser ulike geokjemiske signaturer. +/- viser høy og lav konsentrasjon av signalene.

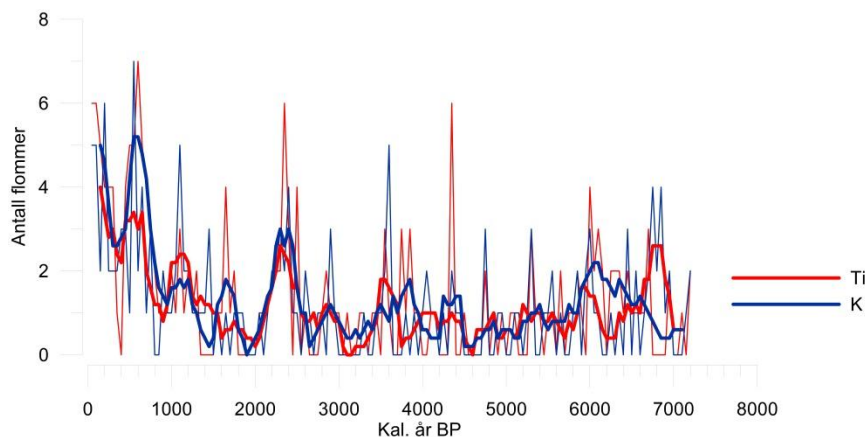
Forholdet mellom K (Glomma) og Ca (Digeren) er undersøkt nærmere ved å se på flomfrekvensen for K og Ca i VIP111 sammen i figur 45. Forholdet mellom variablene viser hovedsakelig et jevnt over høyere signal fra Ca i VIP111, i likhet med høyere signal fra nedslagsprøvene. Dette kan tyde på lokal avrenning fra Digeren til Vingersjøen. I midlertid viser K enkelte topper i målingene rundt periodene 1000-1500, 3500-3800, 5000, 6600-7000 kal. år BP. Ca og K samvarierer med høy flomtelling rundt 2000-3000 kal. år BP og de siste 1000 år.



Figur 45: Flomfrekvens for Ca og K i VIP111. Ca markert i blått og K i rødt. Figuren viser løpende



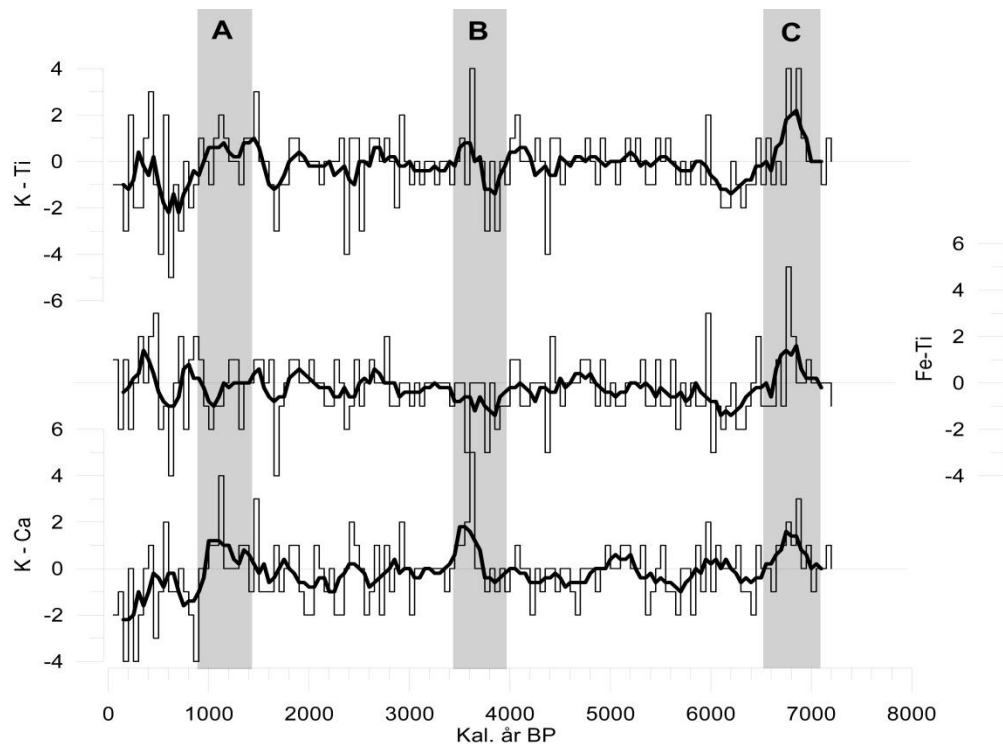
Figur 46: Flomfrekvens for Fe og Ti i VIP111. Fe markert i blått og Ti i rødt. Figuren viser løpende gjennomsnitt



Figur 47: Flomfrekvens for K og Ti i VIP111. Ti markert i rødt og K i blått. figuren viser løpende gjennomsnitt

Flomfrekvensen for Fe (Glomma) og Ti (morenemateriale) viser at Ti jevnt over har et høyere signal enn Fe. Fe viser i midlertid høyere signal rundt 6600-7200, 5200 og 4600kal. år BP. Fe og Ti samvarierer med høy flomfrekvens rundt 2000-2600 og fra ca. 800 kal. år BP til i dag (Figur 46). Flomfrekvensen mellom K (Glomma) og Ti (morenemateriale) viser tilsvarende flomperioder jevnt over holosen, spesielt mellom 2000-3000 kal. år BP, og fra ca 1000 kal. år BP frem til i dag. Ti har et høyere signal enn K i slutten av holosen rundt 6600-7000 kal. år BP (figur 47). Figur 45, 46 og 47 illustrerer en samvariasjon i flomfrekvensen i periodene 2000-3000 kal. år BP og ca. 1000 kal. år BP til i dag. Under disse to periodene er det vist en økt flomfrekvens i Glomma som følge av tilstrekkelig vinternedbør og lavere temperaturer, som trolig er dominert av snøsmelteflommer.

Relative forhold mellom K/Ca, Fe/Ti og K/Ti viser enkelte perioder med økt signal som tilsvarende flomtopper. Figur 48 illustrerer de relative forholdene mellom variablene og flomfrekvensen og viser tre tydelige perioder med økt K signal i K-Ca og K-Ti ratioen med tilsvarende motsatte negative verdier i i Fe-Ti (Henholdsvis periode A, B og C). Periodene sammenfaller rundt 900-1400, 3400-3800 og 6600-7000 kal. år BP (Figur 48). Periode A viser økt signal av K i både K/Ca og K/Ti, mens Fe/Ti viser svakere signal av Ti. Periode B viser tilsvarende trend. Periode C viser imidlertid samme topp i alle tre periodene. Økt signal av Fe og K kan tyde på signal fra Glomma. Konsentrasjon av Fe i XRF målinger må imidlertid behandles med varsomhet. Fe har den høyeste telleraten av alle parameterne som er målt (kap. 7.3.) I tillegg til å ha ekstrem høy konsentrasjon er Fe følsom for redoksprosesser. På bakgrunn av dette vil Glommasignalet K settes sammen med Ti for å undersøke forholdene mellom dem. Sammensetningen viser at Ti gir et høyere signal. Dette indikerer at signalet ikke er fra Glomma, men lokalt morenemateriale fra Vest-Vingersjøen med høy konsentrasjon av Ti. Høyere konsentrasjon av materiale lokalt fra nedslagsfeltet kan anyde at perioden er påvirket av andre klimaforhold enn periode A og B som skal undersøkes nærmere.

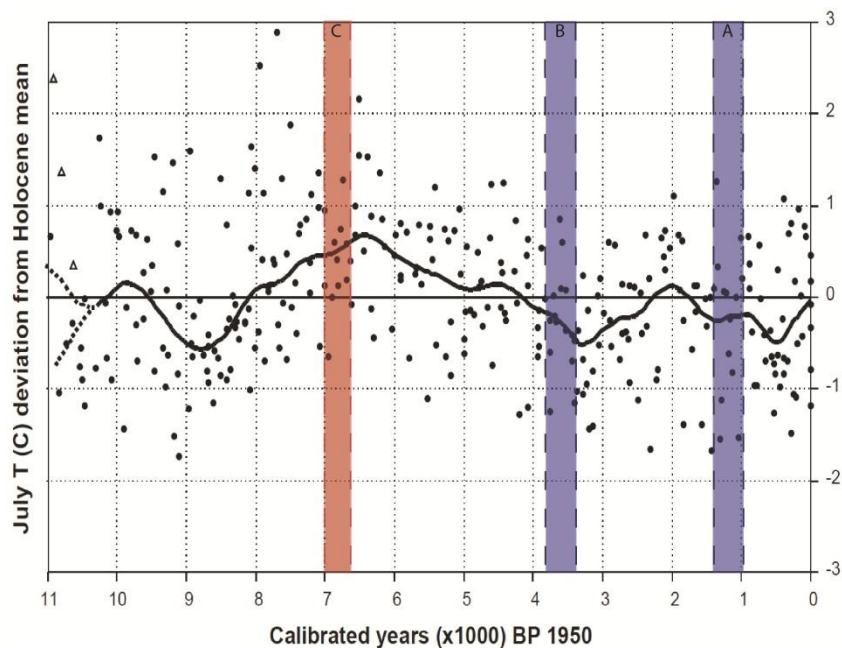


Figur 48: Forholdene mellom K-Ca, Fe-Ti og K-Ti. Målingene viser tre tydelige topper/bunner markert A, B og C.

Trendene som vises i signalene må videre sees i sammenheng med flomfremkallende forhold for videre undersøkelser. Endringer i temperatur og nedbør kan på den måten fortelle noe om utslagene i flomsignalene og om mulige opprinnelsesområder. I kapittel 9.2 vises det til at økt flomfrekvens i Vingersjøen kan forklares med en nedkjølingstrend mellom 3000-4000 kal. år BP, i tillegg til en kort kuldeperiode 900-1500 kal. år BP. I Begge periodene viste fuktighetsdata (Andersson et al., 2010) en økning som kan antyde tilstrekkelig nedbør for snøsmelteflommer. Flomfrekvensen viste også en økning under klimaoptimum (6600-7000 kal. år BP) i et varmere klima med fuktige forhold (Bjune et al., 2005).

Flomforholdene i figur 48 er videre satt sammen med rekonstruert julitemperatur utført av Velle et al. (2005). Rekonstruksjonen er basert på seks ulike innsjøer i Vest-Norge, Øst-Norge og en i Sverige (figur 49). Periode A-C (figur 48) er markert i figuren. Periode A og B er markert i figur 49 som negative avvik fra holosens gjennomsnitt (kalde perioder) mens periode C med positive avvik (varm periode). Innsjøer lokalisert på Vestlandet er i stor grad påvirket av et mer maritimt klima. Innsjøen Spåime i Vest-Sverige er også ansett som en innsjø påvirket av et maritimt klima. Som følge av forskjeller mellom Vestlands- og Østlandsklima (Kap 2.3.2) er Råtåsjøen, lokalisert ved Folldal i Hedmark, utvalgt for å se nærmere på temperaturvariasjoner gjennom holosen på Østlandet.





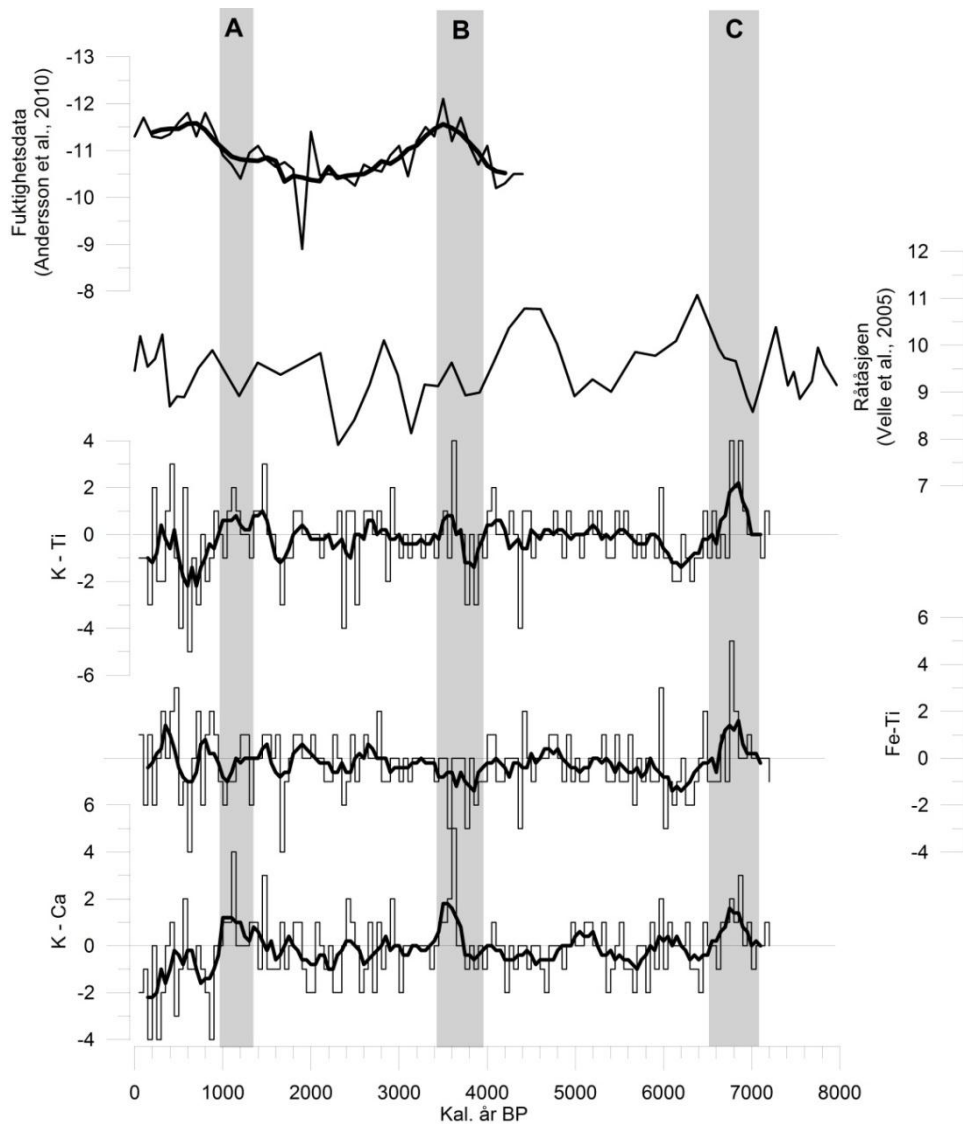
Figur 49: Rekonstruert julitemperaturer basert på Chironomider fra seks lokaliteter: Spåime, Råtåsjøen, Bruskardstjørni, Finse, Holdebudalen og Vestre Øykjamyrstjørn. Figuren viser temperaturavvik fra holosens gjennomsnitt (Velle et al., 2005).

Figur 50 illustrerer temperaturendringene i Råtåsjøen gjennom holosen satt sammen med forholdene i flomfrekvensen fra Vingersjøen og fuktighetsdata fra Sverige (Andersson et al., 2010). Variasjonene i temperatur sammenfaller med periode A og B. Periode C viser en overgang fra lave til høyere temperaturer som er en kontrast til klimaoptimums høye temperaturer vist i figur 49. Fuktighetsdata dekker kun periode A og B. Periode B passer inn med en fuktighetstopp, mens periode A går sammen med en økning i fuktighetsforholdene som starter ca. 2000 kal. år BP.

Topper i K (Glomma) og bunner i Ca (Digeren) og Ti (morenemateriale) inntreffer ved lave temperaturer i periode A og B med økende fuktighetsdata som kan indikere økt signal fra Glomma under kaldere perioder. Økt signal fra Glomma kan tolkes som en økning i snøsmelteflommer, hvor både periode A og B sammenfaller med lave temperaturer og økt nedbør som undersøkt i kapittel 9.2. Periode C med lave nivåer i K (Glomma), Ca (Digeren) og høyt nivå i Ti (morene materiale) kan vise til en varmere periode med regnflommer lokalt fra Kongsvinger. Temperatur-rekonstruksjoner (Seppä and Birks, 2001, Seppä et al., 2009, Velle et al., 2005, Bjune et al., 2005) viser at periode C i klimaoptimum opplevde holosens høyeste temperaturer. Utslag i flomfrekvensen koblet opp mot signaler fra catchmentprøver viser at utslag i K kan vise til kalde perioder med økning i snøsmelteflommer, mens Ti og Ca kan vise til perioder høyere temperaturer som vil føre til mindre snølagring, og heller kan vise



avrenning fra kildeområder til Vingersjøen under ekstremvær om sommeren eller mindre lokale regnflommer.



Figur 50: Relative flomforhold mellom K-Ca, Fe-Ti og K-Ti vist sammen med rekonstruert temperatur basert på Chironomider fra Råtasjøen (Velle et al., 2005)

Innsjøsedimenter gir lange nok tidsserier som gjør langtidstrender i flomfrekvensen synlige og gir dermed et godt grunnlag for å studere den klimatiske påvirkningen dette har på flomhendelser. Støren et al. (2012), Støren and Paasche (2014) argumenterer for at det på tross av mange lokale faktorer, i hovedsak er endringer i vinternedbør og snøsmelting som fører til trender i flomhyppighet gjennom holosen. Undersøkelsene av Vingersjøen har vist at Ti, Fe, Ca og K samvarierer i periodene 2000-3000 kal. år BP og fra ca. 1000 kal år frem til i dag med økt flomfrekvens. Trolig er dette et resultat av økt vinternedbør i form av snø

sammen med temperaturer som danner grunnlaget for snølagring og dermed snøsmelteflommer (Støren et al., 2010). I tillegg til disse periodene kan variasjoner i temperatur og nedbør sammen med signaler fra catchmentprøver vise til lokale endringer i flomsignalet. Dette kan tyde på enkelte perioder med økte temperaturer og dermed lokale regnflommer og ekstremnedbørshendelser. Undersøkelsene utført i forbindelse med flomhendelser i Glomma og Vingersjøen gir verdifull informasjon som igjen kan gi en indikasjon på forholdene mellom flomhendelser og kildeområder. Det er utført begrenset med forskning rundt dette temaet, og følgelig er det et behov for videre undersøkelser om catchmentprøver kan være et verktøy for å kunne avdekke flere detaljer rundt endringer i flomfrekvens og flomregimer som følge av klimavariasjoner.

#### **9.4 Fremtiden**

Kraftige nedbørshendelser opptrer hyppigere og har økt i intensitet i løpet av de siste 50 årene i Norge. Økningen er mest markant i Vest-Norge og langs kysten i Nord-Norge. Undersøkelser av fremtidige klimaendringer tyder på at årsnedbøren vil fortsette å øke i gjennomsnitt med 5-30 % frem mot slutten av århundret (Hanssen-Bauer et al., 2009, Røde Kors et al., 2014).

Høyere temperaturer og mer regn, særlige lokale intense nedbørsepisoder, vil påvirke flomforholdene. Hvordan og hvor mye varierer imidlertid avhengig av store eller små vassdrag. Frem til midten av dette århundre kan økende vinternedbør føre til større snømengder i høyfjellsområder og i indre deler av Finnmark. I andre områder forventes temperaturøkningen å føre til at mindre nedbør faller som snø, slik at snømengdene vil avta. For siste del av dette århundret vil temperaturen ha økt så mye at også på høyereliggende fjellområder og Finnmarksvidda vil det forventes minkende snødybder. Snøsesongen blir kortere i hele Norge frem mot år 2100. De største endringene ventes i lavlandet, med 2-3 måneder kortere snøsesong. Det forventes at snøsmelteflommene vil bli mindre mot slutten av århundret, spesielt i de store elvene i de indre delene av Østlandet og Finnmark. I områder hvor regnflom dominerer, vil flommene bli større. Langs kysten vil flomstørrelsen øke fra 20-60 % mot slutten av århundret (Røde Kors et al., 2014, Roald, 2013, Dankers et al., 2014, Hanssen-Bauer et al., 2009).

Europa opplevde tilsvarende temperaturer under klimaoptimum som er predikert for kommende århundre. Rekonstruksjon av temperaturer i Norge viser temperaturer under klimaoptimum opptil 1,5-2 °C høyere enn i dag (Hanssen-Bauer et al., 2009). Fremtidens klima forventes å få en økning i gjennomsnittstemperaturer med 1,9 °C i perioden 2021-2050 og 3,4 °C i 2070-2100 (Hanssen-Bauer et al., 2009). Klimaoptimum skiller seg imidlertid fra framtidens klima med å ha dominerende varme sommertemperaturer, mens undersøkelser av framtidens klima viser at det vil bli en temperaturøkning over hele året. (Støren and Paasche, 2014).

Rekonstruksjon av flomfrekvensen i Glomma viser at flommer har inntruffet under både kalde og varme perioder. Størst flomfrekvens er observert under kalde perioder med høy vinternedbør, spesielt i neoglasial. Mer lokal avrenning under varmere temperaturer kan få en økning som følge av framtidige klimaendringer, og Østlandet kan oppleve inntil 10-20 % økning i nedbørintensiteten under nedbørsperioder (Røde Kors et al., 2014). Informasjon om rekonstruerte flommer i Glomma gjennom varme perioder i holosen kan gi antydninger på at Vingersjøens nedslagsfelt kan oppleve et skifte til økt lokale regnflommer på bakgrunn av mer ekstremvær under et varmere og fuktigere fremtidig klima, hvor snøsmelteflommene fra Glomma vil avta på sikt. Prøver fra nedslagsfelt kan på denne måten tilegne verdifull informasjon om effekter av klimaendringer og hva som kan forventes av flomhendelser med et mer regnflomdominert flomregime.

## 10. Konklusjon

Som følge av bifurkasjonen ved Noret i Vingersjøen når Glommas vannføring overstiger 1500 m<sup>3</sup>/s, fungerer Vingersjøen som en sediment-fanger som har gjort det mulig å rekonstruere flomfrekvensen gjennom holosen. Resultatene og diskusjonen gir følgende konklusjoner:

- Ved hjelp av ulike sediment- og statistiske analyser viser undersøkelsene at lyse lag i kjernene samvarierer med minerogene flomlag. Topper i K, Si, Ti, Ca, MS og DBD og bunner i LOI styrker konklusjonen om at de lyse lagene i kjernen er flomlag. PCA og korrelasjonsanalyse er utført for å vise hvilke variabler som best mulig representerer flomlagene, og hvor begge viste til at K er den variabelen som forklarer mest av variasjonen i datasettene.

- For å vise flommer som raske hendelser i sedimentasjonen er endringsraten benyttet for å sette et objektiv kriterium for å skille flomsituasjoner og normale forhold. En terskelverdi ved 95. persentil ble brukt som minimumsnivå for flomhendelser, noe som tilsier at de 5 % høyeste verdiene i endringsraten brukes for å skille ut de mest ekstreme tilfellene.

- Basert på undersøkelser og datering av korte sedimentkjerner satt sammen med instrumentell og historisk data, vises at de lyse lagene i VIP111 og VIS413 samsvarer med faktiske flommer som har inntruffet. Dette styrker dermed troverdigheten til metoden og til videre tolkning av paleodata.

- Ved hjelp av datering er det etablert en alderskronologi på kjerneprøvene som har gjort det mulig å etablere et flomfrekvensdiagram som illustrerer trender i flomhyppighet gjennom holosen (0 - ca. 7300 kal. år BP).

- Flomfrekvensen er sammenlignet med rekonstruksjoner fra Butjønna og Flyginnsjøen som er to andre innsjøer i Glommavassdraget og viser tilsvarende like trender.

- Vinternedbør fra Vestlandet er satt opp mot flomfrekvensen i Butjønna, Meringsdalsvatnet (Jotunheimen), Vingersjøen og Flyginnsjøen. Vestlandsnedbør samspiller med flomfrekvensen i Meringsdalsvatnet som tyder på at innsjøen i Jotunheimen er mer påvirket av Vestlandsklima enn innsjøene i Glommavassdraget.

- Fuktighetsdata rekonstruert fra Sverige har en forklarende evne for flomfrekvensen i Butjønna, noe som kan tyde på at Vingersjøen også er påvirket av mer nordlige vindsystemer.

- Samling av catchmentprøver fra Vingersjøens nedbørsfelt har gjort det mulig med grundigere undersøkelser av flommene i Vingersjøen. Relative forhold mellom flomfrekvens og signatur i catchmentprøvene sammenholdt med temperatur og nedbørsdata gjør det mulig å skille mellom varmere perioder med økt lokal avrenning som følge av regnflommer og ekstremnedbør, og kalde perioder som forsterker snøsmelteflommene som er det dominerende flomregimet på Østlandet og i Glomma/Vingersjøen. Catchmentprøver gir informasjon om ulike kildeområder og ulike prosesser som igjen kan knyttes til temperatur og nedbør. Som nevnt tidligere er det utført begrenset med forskning rundt dette temaet, og det er følgelig et behov for videre undersøkelser hvorvidt catchmentprøver kan være til hjelp for å avdekke flere detaljer rundt flomhendelser under ulike klimatiske forhold.

## 11. REFERANSER

- ALLEY, R. B., MAYEWSKI, P. A., SOWERS, T., STUIVER, M., TAYLOR, K. C. & CLARK, P. U. 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 483-486.
- ANDERSEN, L. Ø. J., KARSTEN U. 2010. *Introduktion til statistikk med SPSS*, Frederiksberg, Samfundslitteratur.
- ANDERSON, D. E., BINNEY, H. A. & SMITH, M. A. 1998. Evidence for abrupt climatic change in northern Scotland between 3900 and 3500 calendar years BP. *The Holocene*, 8, 97-103.
- ANDERSSON, S., ROSQVIST, G., LENG, M. J., WASTEGÅRD, S. & BLAAUW, M. 2010. Late Holocene climate change in central Sweden inferred from lacustrine stable isotope data. *Journal of Quaternary Science*, 25, 1305-1316.
- ARCGIS 2014. Geographic information system (GIS) Software. ESRI.
- ARNAUD, F., LIGNIER, V., REVEL, M., DESMET, M., BECK, C., POURCHET, M., CHARLET, F., TRENTESAUX, A. & TRIBOVILLARD, N. 2002. Flood and earthquake disturbance of <sup>210</sup>Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). *Terra Nova*, 14, 225-232.
- ARNESSEN, O. F. 1997. stortingsmelding Nr. 42 1996-97: Tiltak mot flom. Oslo: Olje- og energidepartementet.
- BAKKE, J., LIE, O., HEEGAARD, E., DOKKEN, T., HAUG, G. H., BIRKS, H. H., DULSKI, P. & NILSEN, T. 2009. Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nature Geosci*, 2, 202-205.
- BAKKE, J., LIE, Ø., DAHL, S. O., NESJE, A. & BJUNE, A. E. 2008. Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change*, 60, 28-41.
- BAKKE, J., TRACHSEL, M., KVISVIK, B. C., NESJE, A. & LYSÅ, A. 2013. Numerical analyses of a multi-proxy data set from a distal glacier-fed lake, Sørsendalsvatn, western Norway. *Quaternary Science Reviews*, 73, 182-195.
- BARNEKOW, L., POSSNERT, G. & SANDGREN, P. 1998. AMS <sup>14</sup>C chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, northern Sweden – a comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples. *GFF*, 120, 59-67.
- BARNETT, C., DUMAYNE-PEATY, L. & MATTHEWS, J. A. 2001. Holocene climatic change and tree-line response in Leirdalen, central Jotunheimen, south central Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 117, 119-137.
- BJUNE, A. E., BAKKE, J., NESJE, A. & BIRKS, H. J. B. 2005. Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15, 177-189.
- BLAAUW, M. 2010. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512-518.
- BROUWER, P. 2010. *Theory of XRF*, The Netherlands, PANalytical BV.
- 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. 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 51-63.
- DAHL, S. O., BAKKE, J., LIE, Ø. & NESJE, A. 2003. Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22, 275-287.

- DAHL, S. O. & NESJE, A. 1994. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4, 269-277.
- DAHL, S. O. & NESJE, A. 1996. A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case stud from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6, 381-398.
- DANKERS, R., ARNELL, N. W., CLARK, D. B., FALLOON, P. D., FEKETE, B. M., GOSLING, S. N., HEINKE, J., KIM, H., MASAKI, Y., SATOH, Y., STACKE, T., WADA, Y. & WISSER, D. 2014. First look at changes in flood hazard in the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project ensemble. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 3257-3261.
- DEAN, W. E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. *Journal of Sedimentary Research*, 44, 242-248.
- EIKENÆS, O., NJØS, A., ØSTDAHL, T. & TAUGBØL, T. 2000. Flommen kommer. Sluttrapport fra HYDRA -et forskningsprogram om flom. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- EKLIMA 2013. eKlima. Meteorologisk institutt.
- GILLI, A., ANSELMETTI, F., GLUR, L. & WIRTH, S. 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*. Springer Netherlands.
- GIOVANOLI, F. 1990. Horizontal Transport and Sedimentation by Interflows and Turbidity Currents in Lake Geneva. In: TILZER, M. & SERRUYA, C. (eds.) *Large Lakes*. Springer Berlin Heidelberg.
- GROSJEAN, M., SUTER, P. J., TRACHSEL, M. & WANNER, H. 2007. Ice-borne prehistoric finds in the Swiss Alps reflect Holocene glacier fluctuations. *Journal of Quaternary Science*, 22, 203-207.
- HANSEN-BAUER, I., DRANGE, H., FØRLAND, E. J. R., LARS A, BØRSHEIM, K. Y., HISDAL, H., LAWRENCE, D., NESJE, A., SANDVEN, S., SORTEBERG, A., SUNDBY, S., VASSKOG, K. & ÅDLANDSVIK, B. 2009. Klima i Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU klimatilpassing. Oslo: Norsk Klimasenter.
- HEGGE, K. 1968. Glommas bifurkasjon ved Kongsvinger. *Norges vassdrags- og elektrisitetsvesen*.
- HEIRI, O., LOTTER, A. & LEMCKE, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101-110.
- HIRABAYASHI, Y., MAHENDRAN, R., KOIRALA, S., KONOSHIMA, L., YAMAZAKI, D., WATANABE, S., KIM, H. & KANAE, S. 2013. Global flood risk under climate change. *Nature Clim. Change*, 3, 816-821.
- IPCC 2012. Managing the Risks of Extreme Events and Disaster to Advance Climate Adaptation: A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: FIELD, C. B., BARROS, V., STOCKER, T. F., QIN, D., DOKKEN, D. J., EBI, K. L., MASTRANDREA, D. D., MACH, K. J., PLATTNER, G.-K., ALLEN, S. K., TIGNOR, M. & MIDGLEY, P. M. (eds.). Cambridge, UK, New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- IPCC 2013. Summary for Policymakers. In Climate Change 2013: The physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: STOCKER, T. F., QIN, D.,

- PLATTNER, G.-K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG, J., NAUELS, A., XIA, Y., BEX, V. & MIDGLEY, P. M. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- JOERIN, U. E., STOCKER, T. F. & SCHLÜCHTER, C. 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene*, 16, 697-704.
- KILLINGLAND, K. E. N. 2009. *Ekstremflommer i Grimsa, øvre Glommavassdraget. Rekonstruksjon av flomfrekvens gjennom holosen og sårbarhetsanalyse av dagens elv*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.
- KLÆBOE, H. 1947. Glommas bifurkasjon ved Kongsvinger. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 11:5-6, 266-275.
- KRISTENSEN, S. E. 2003. Flomsonekart. Delprosjekt Kongsvinger. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- LONGVA, O. & BAKKEJORD, K. J. 1990. Iceberg deformation and erosion in soft sediments, southeast Norway. *Marine Geology*, 92, 87-104.
- MAYEWSKI, P. A., ROHLING, E. E., CURT STAGER, J., KARLÉN, W., MAASCH, K. A., DAVID MEEKER, L., MEYERSON, E. A., GASSE, F., VAN KREVELD, S., HOLMGREN, K., LEE-THORP, J., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER, R. R. & STEIG, E. J. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL 2013. Abrupt impacts of Climate Change: Anticipating Surprises. *National Academies Press, Washington D.C.*
- NESJE, A. 1992. A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24, 257-259.
- NESJE, A., BJUNE, A. E., BAKKE, J., DAHL, S. O., ØYVIND, L. & BIRKS, H. J. B. 2006. Holocene palaeoclimate reconstructions at Vanndalsvatnet, western Norway, with particular reference to the 8200 cal. yr BP event. *The Holocene*, 16, 717-729.
- NESJE, A., DAHL, S., MATTHEWS, J. & BERRISFORD, M. 2001a. A ~4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology*, 25, 329-342.
- NESJE, A. & DAHL, S. O. 1993. Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway: A review. *Quaternary Science Reviews*, 12, 255-261.
- NESJE, A. & DAHL, S. O. 2003. The "Little Ice Age"; only temperature? *The Holocene*, 13, 139-145.
- NESJE, A., MATTHEWS, J. A., DAHL, S. O., BERRISFORD, M. S. & ANDERSSON, C. 2001b. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalsbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records. *The Holocene*, 11, 267-280.
- NESJE, A., OLAF DAHL, S. & LIE, Ø. 2004. Holocene millennial-scale summer temperature variability inferred from sediment parameters in a non-glacial mountain lake: Danntjørn, Jotunheimen, central southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23, 2183-2205.
- NGU 2013a. Nasjonal Berggrunnsdatabase. Norges geologiske undersøkelse.
- NGU 2013b. Nasjonal Løsmassedatabase. Norges geologiske undersøkelse.
- NGU 2014. Nasjonal Løsmassedatabase. Marin grense. Norges geologiske undersøkelse.
- NIJSSEN, B., O'DONNELL, G., HAMLET, A. & LETTENMAIER, D. 2001. Hydrologic Sensitivity of Global Rivers to Climate Change. *Climatic Change*, 50, 143-175.
- NJØS, A. A., JAN; HANCKE, KAREN; HEGGHEIM, ODD RUNE; HØISVEEN, PER HÅKON; RIISE, ULF; SKAARAAS, SVEIN M.; STRØMMEN, TORGEIR; WOLD, BJØRN; BERG, HALLVARD; HERMANSEN, GEIR Y. 1996. Tiltak mot flom. *In: NOU, N. O. U. (ed.). Oslo: Statens forvaltningstjeneste.*



- NORGEDIGITALT. 2014. *Statens kartverk*. Hønefoss.
- NVE 2014. Geodata NVE atlas.
- PAASCHE, Ø. & STØREN, E. W. N. 2014. How Does Climate Impact Floods? Closing the Knowledge Gap. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 95, 253-254.
- PETTERSSON, L.-E. 2000. Flomberegning for Glomma oppstrøms Vormå. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- PETTERSSON, L.-E. 2001. Glommas bifurkasjon ved Kongsvinger. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- POLYNEX. 2013. *HTH sediment corer* [Online]. Sweden.
- RANGEL, T. F., DINIZ-FILHO, A. F. & BINI, L. M. 2010. SAM: a comprehensive application for Spatial Analysis in Macroecology. *Ecography*, 33, 46-50.
- RANGEL, T. F., FIELD, R. & DINIZ-FILHO, A. F. 2011. Sam Spatial Analysis in Macroecology tutorial. . *SAM Workshop, IBS meeting*. Kreta.
- ROALD, L. A. 2002. Two major 18th century flood disasters in Norway. *Norwegian Water Resources and Energy Directorate*.
- ROALD, L. A. 2008. Rainfall floods and weather patterns. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- ROALD, L. A. 2013. *Flom i Norge*, Forlaget Tom & Tom, Norges vassdrags- og energidirektorat NVE.
- RUDDIMAN, W. F. 2008. *Earth's climate past and future*, W.H. Freeman and Company.
- RØDE KORS, N. K., METEOROLOGISK INSTITUTT, NORGES VASSDRAG- OG ENERGIDIREKTORAT (NVE) & TNS GALLUP 2014. Felles beredskap - felles ansvar.
- RØMCKE-MOE, M., BJERKELY, B. & CHRISTENSEN, P. Skansgården. Privat bok.
- SCHILLEREFF, D. N., CHIVERRELL, R. C., MACDONALD, N. & HOOKE, J. M. 2014. Flood stratigraphies in lake sediments: A review. *Earth-Science Reviews*, 135, 17-37.
- SEPPÄ, H. & BIRKS, H. J. B. 2001. July mean temperature and annual precipitation trends during the Holocene in the Fennoscandian tree-line area: pollen-based climate reconstructions. *The Holocene*, 11, 527-539.
- SEPPÄ, H., BJUNE, A. E., TELFORD, R. J., BIRKS, H. J. B. & VESKI, S. 2009. Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Clim. Past*, 5, 523-535.
- SHANAHAN, T. M., OVERPECK, J. T., HUBENY, J. B., KING, J., HU, F. S., HUGHEN, K., MILLER, G. & BLACK, J. 2008. Scanning micro-X-ray fluorescence elemental mapping: A new tool for the study of laminated sediment records. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q02016.
- SIMONNEAU, A., CHAPRON, E., VANNIÈRE, B., WIRTH, S. B., GILLI, A., DI GIOVANNI, C., ANSELMETTI, F. S., DESMET, M. & MAGNY, M. 2013. Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy: implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards. *Clim. Past*, 9, 825-840.
- SKF RAUFØRINGEN. 2013. *Sportfiskeklubb* [Online]. Available: <http://sfkraufjoringen.blogspot.no/2011/02/fisketips-vingersjen.html> 2013].
- ST. AMOUR, N. A., HAMMARLUND, D. A. N., EDWARDS, T. W. D. & WOLFE, B. B. 2010. New insights into Holocene atmospheric circulation dynamics in central Scandinavia inferred from oxygen-isotope records of lake-sediment cellulose. *Boreas*, 39, 770-782.
- STEFFENSEN, I. 2014. *Rekonstruksjon av storflommer i Glomma gjennom holosen - mulige koblinger til naturlig klimavariabilitet og global atmosfærisk sirkulasjon*. Masteroppgave, Universitetet i Bergen.

- STOKES, G. G. 1851. *On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums*, Transactions of the Cambridge Philosophical Society.
- STØREN, E. N., DAHL, S. O. & LIE, Ø. 2008. Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene*, 18, 1179-1191.
- STØREN, E. N., DAHL, S. O., NESJE, A. & PAASCHE, 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.
- SWIERCZYNSKI, T., LAUTERBACH, S., DULSKI, P., DELGADO, J., MERZ, B. & BRAUER, A. 2013. Mid- to late Holocene flood frequency changes in the northeastern Alps as recorded in varved sediments of Lake Mondsee (Upper Austria). *Quaternary Science Reviews*, 80, 78-90.
- SÆLTHUN, N. R. 1999. Flommer og flomberegninger. Oslo: Institutt for geofysikk, Universitetet i Oslo.
- TJALLINGII, R., RÖHL, U., KÖLLING, M. & BICKERT, T. 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8, Q02004.
- UVO, C. B. 2003. Analysis and regionalization of northern European winter precipitation based on its relationship with the North Atlantic oscillation. *International Journal of Climatology*, 23, 1185-1194.
- VANNIÈRE, B., MAGNY, M., JOANNIN, S., SIMONNEAU, A., WIRTH, S. B., HAMANN, Y., CHAPRON, E., GILLI, A., DESMET, M. & ANSELMETTI, F. S. 2013. Orbital changes, variation in solar activity and increased anthropogenic activities: controls on the Holocene flood frequency in the Lake Ledro area, Northern Italy. *Clim. Past*, 9, 1193-1209.
- VASSKOG, K., NESJE, A., STOEREN, 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. *Holocene*, 21, 597-614.
- VELLE, G., LARSEN, J., EIDE, W., PEGLAR, S. M. & BIRKS, H. J. B. 2005. Holocene environmental history and climate of Råtåsjøen, a low-alpine lake in south-central Norway. *Journal of Paleolimnology*, 33, 129-153.
- WALKER, M. 2005. *Quaternary dating methods*, England, John Wiley & Sons Ltd.
- WANNER, H., BEER, J., BÜTIKOFER, J., CROWLEY, T. J., CUBASCH, U., FLÜCKIGER, J., GOOSSE, H., GROSJEAN, M., JOOS, F., KAPLAN, J. O., KÜTTEL, M., MÜLLER, S. A., PRENTICE, I. C., SOLOMINA, O., STOCKER, T. F., TARASOV, P., WAGNER, M. & WIDMANN, M. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791-1828.
- WANNER, H., SOLOMINA, O., GROSJEAN, M., RITZ, S. P. & JETEL, M. 2011. Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3109-3123.
- WILHELM, B., ARNAUD, F., SABATIER, P., MAGAND, O., CHAPRON, E., COURP, T., TACHIKAWA, K., FANGET, B., MALET, E., PIGNOL, C., BARD, E. & DELANNOY, J. J. 2013. Palaeoflood activity and climate change over the last 1400

years recorded by lake sediments in the north-west European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 28, 189-199.

ØSTMOE, A. 1985. *Stor-Ofsen 1789*, Ski, Oversiktsregisteret.

# VEDLEGG

## VEDLEGG 1: Deskriptiv statistikk for VIS113-313.

VIS113

Descriptive Statistics								
	N	Range	Minimum	Maximum	Mean		Std. Deviation	Variance
	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Std. Error	Statistic	Statistic
Si	218	1165	537	1702	1327,24	13,151	194,176	37704,441
K	218	7503	5794	13297	10925,38	97,987	1446,762	2093119,020
Ca	218	3175	2741	5916	4518,50	36,456	538,260	289723,772
Ti	218	3703	3860	7563	6503,18	45,090	665,752	443226,341
Mn	218	2160	1139	3299	1577,42	17,213	254,141	64587,811
Fe	218	11779	41008	52787	45329,16	124,720	1841,467	3390999,008
Br	218	106	0	106	15,59	1,570	23,177	537,174
Rb	218	238	55	293	173,71	2,987	44,102	1945,001
Sr	218	241	44	285	158,10	2,908	42,931	1843,040
Valid N (listwise)	218							

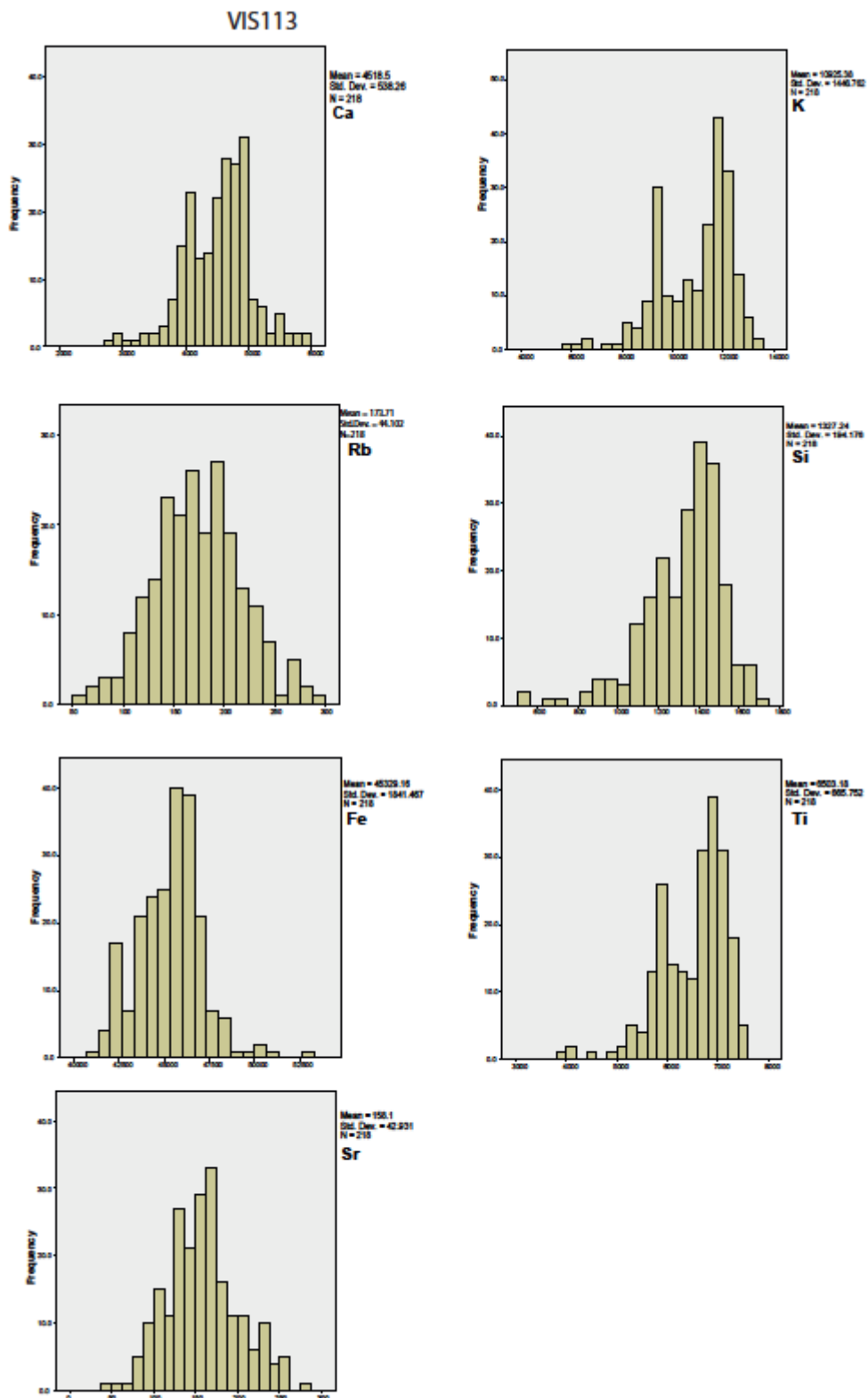
VIS213

Descriptive Statistics								
	N	Range	Minimum	Maximum	Mean		Std. Deviation	Variance
	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Std. Error	Statistic	Statistic
Si	221	1118	216	1334	832,66	13,224	196,590	38647,716
K	221	12094	2543	14637	7530,27	138,904	2064,952	4264025,569
Ca	221	50792	2437	53229	3747,93	250,453	3723,250	13862588,209
Ti	221	11907	3398	15305	5004,24	84,588	1257,497	1581299,763
Mn	221	820	1291	2111	1650,83	10,975	163,157	26620,231
Fe	221	51268	12963	64231	51746,20	320,294	4761,512	22671994,136
Br	221	151	0	151	30,40	2,381	35,401	1253,213
Rb	221	330	0	330	138,31	3,962	58,898	3469,005
Sr	221	249	26	275	136,90	3,057	45,443	2065,059
Valid N (listwise)	221							

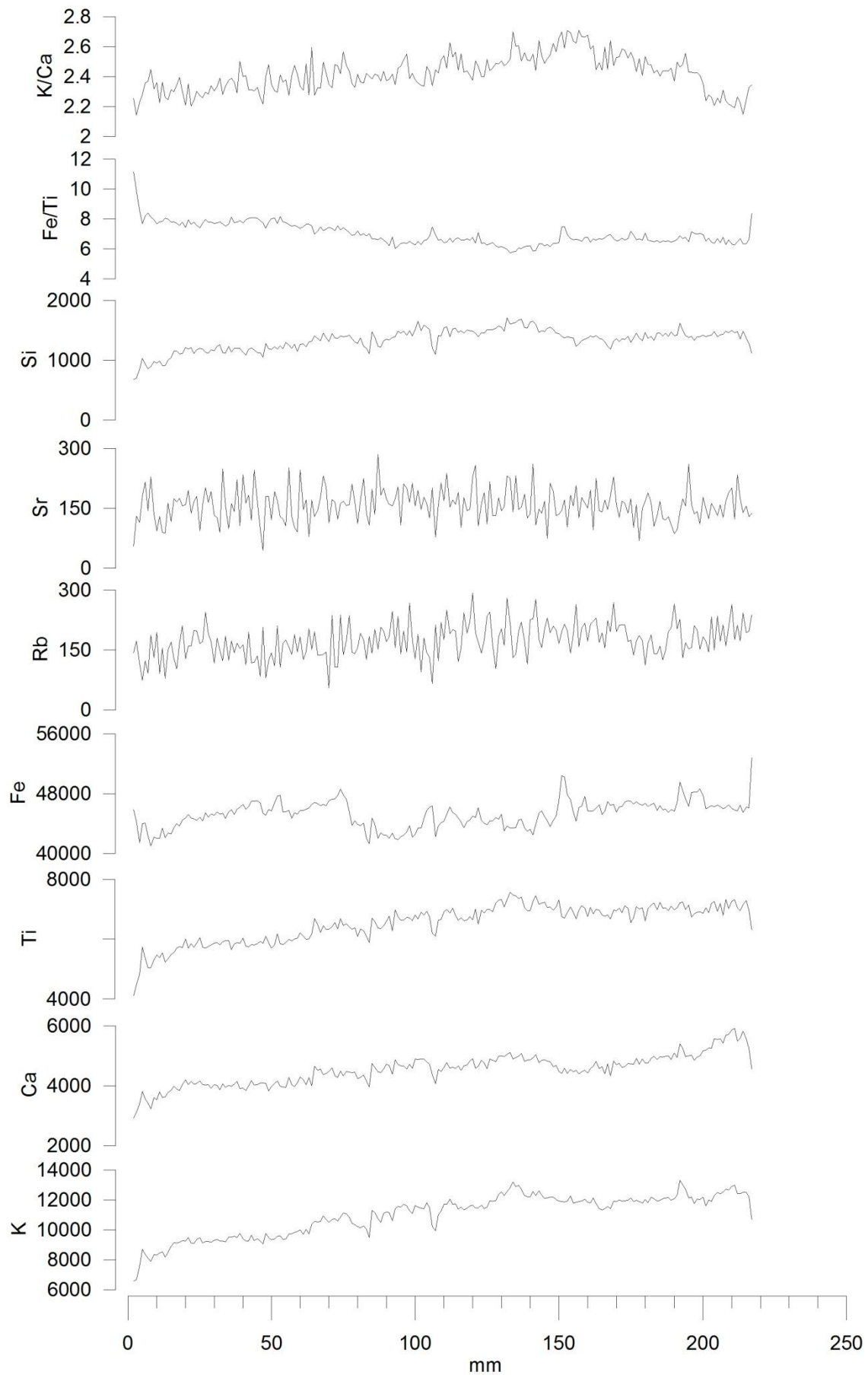
VIS313

Descriptive Statistics								
	N	Range	Minimum	Maximum	Mean		Std. Deviation	Variance
	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Statistic	Std. Error	Statistic	Statistic
Si	168	445	267	712	512,23	8,093	104,891	11002,212
K	168	3071	1871	4942	2864,57	44,028	570,668	325662,391
Ca	168	1758	1226	2984	1975,05	28,023	363,216	131925,632
Ti	168	2349	1153	3502	1999,92	33,281	431,371	186080,886
Mn	168	1430	1038	2468	1495,77	17,519	227,067	51559,389
Fe	168	25866	8763	34629	18227,21	418,802	5428,291	29466339,890
Br	168	99	0	99	17,21	1,887	24,463	598,433
Rb	168	256	0	256	58,20	3,754	48,654	2367,180
Sr	168	234	0	234	104,42	4,178	54,149	2932,150
Valid N (listwise)	168							

## VEDLEGG 2: VIS113 - Frekvenshistogram

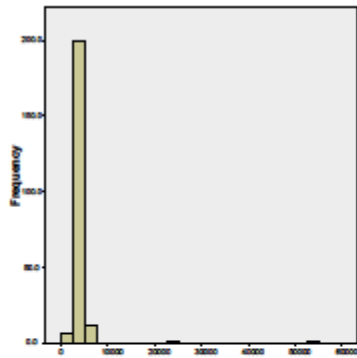


### VEDLEGG 3: VIS113 – XRF målinger

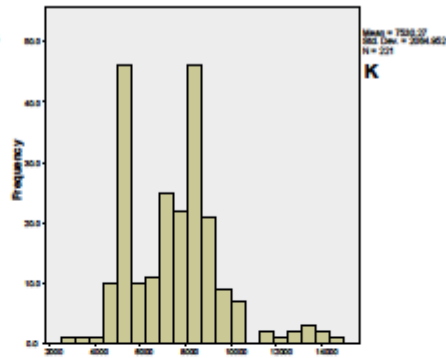


# VEDLEGG 4: VIS213 – Frekvenshistogram

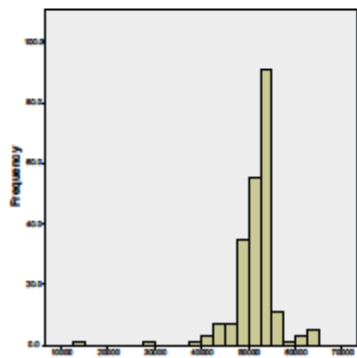
FREKVENSHISTOGRAM VIS213



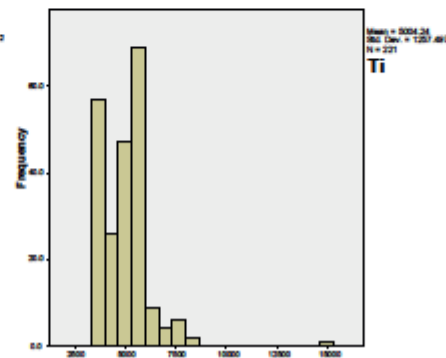
**Ca**



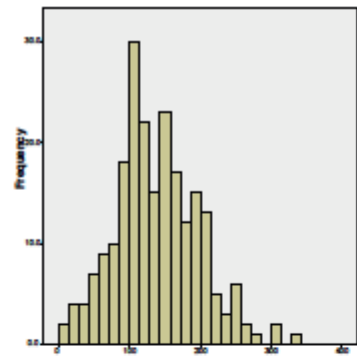
**K**



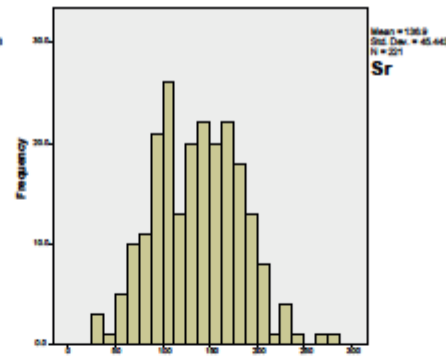
**Fe**



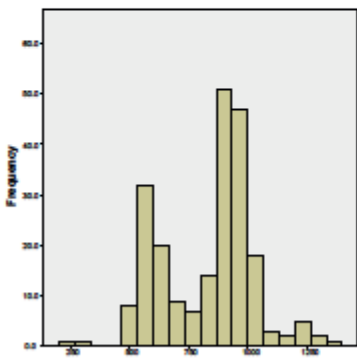
**Ti**



**Rb**

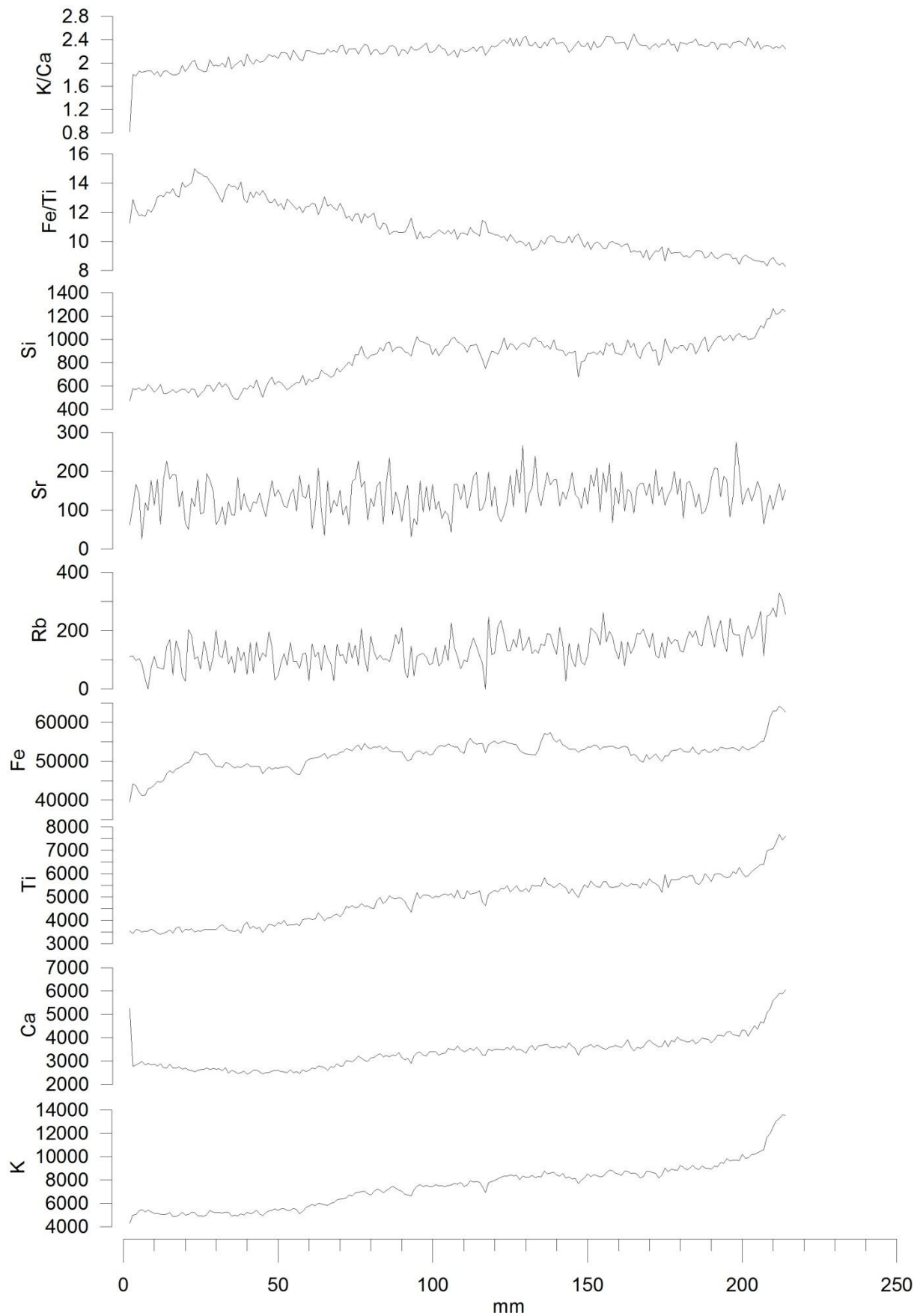


**Sr**



**Si**

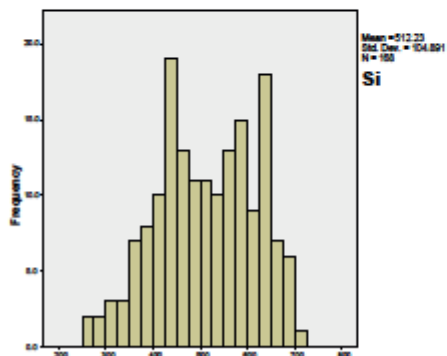
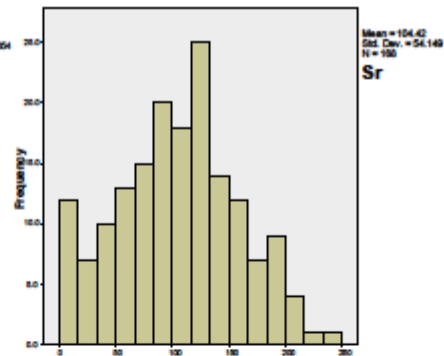
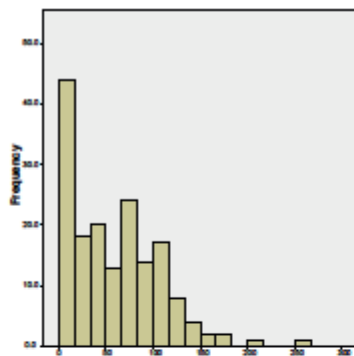
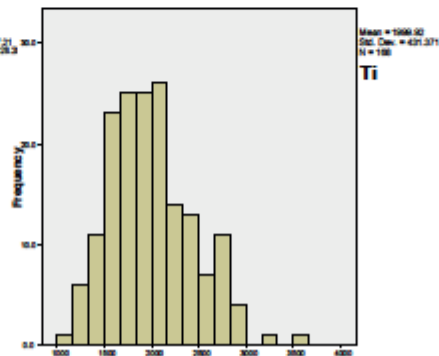
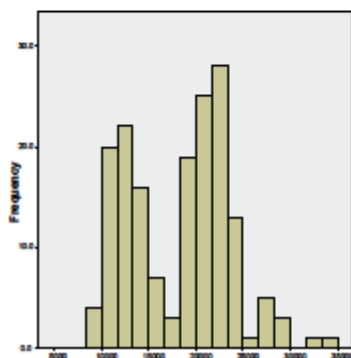
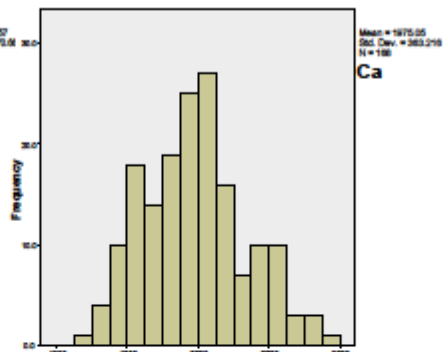
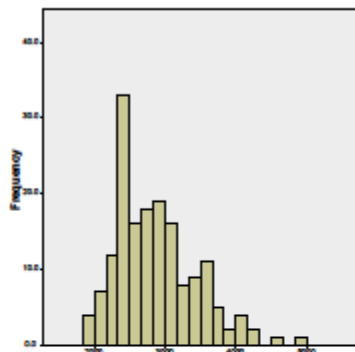
## VEDLEGG 5: VIS213 – XRF målinger



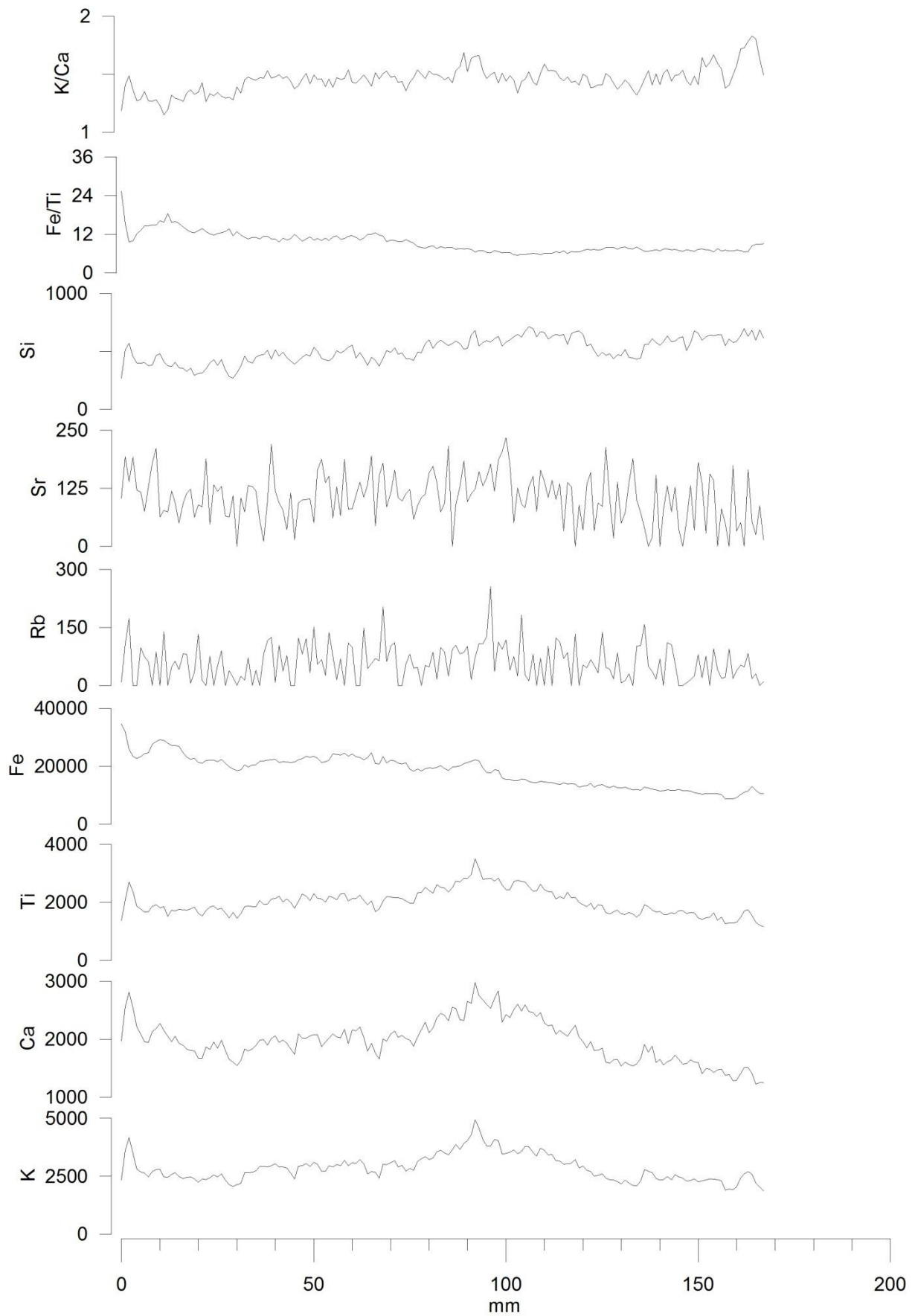


# VEDLEGG 6: VIS313 – Frekvenshistogram

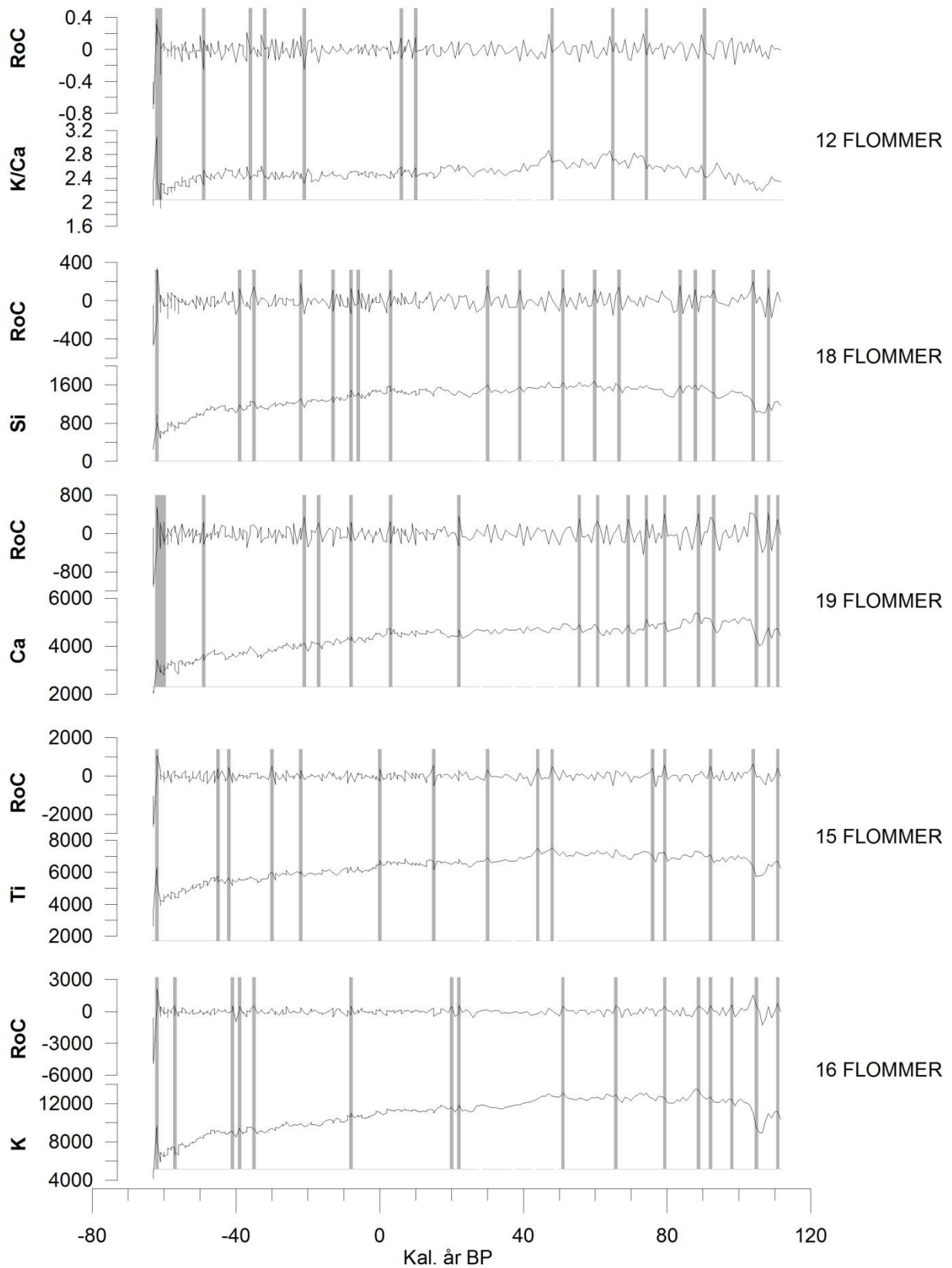
## VIS313



## VEDLEGG 7: VIS313 - XRF-målinger



## VEDLEGG 8: VIS413 – Endringsrate ved 95. persentil.



**VEDLEGG 9: VIP111 – Endringsrate ved 95. persentil.**

