

Flomfrekvensanalyse i øvre del av Vossovassdraget, Oppheimsvatnet

Bruk av innsjøsedimenter til å rekonstruere flomhistorien



Ørjan Dybvik

Masteroppgave i naturgeografi

Universitetet i Bergen

Samfunnsvitenskaplig fakultet, Institutt for Geografi

2020-2022

Forord

«To år er ikke så mye tid som dere tror, tiden går fort» husker jeg Rannveig Øvrevik Skoglund og Svein Olaf Dahl sa på et tidlig introduksjonsmøte, og som så ofte før hadde dere rett den gangen og. Det er vemodig, men godt å bli ferdig med prosjektet. En masteroppgave i naturgeografi er et stort prosjekt som har krevd mye lesing, hardt arbeid og diskusjoner med dyktige medstudenter, professorer og veiledere som har på hver sin måte bidratt til prosjektet. Derfor ønsker jeg å rette en velfortjent takk til:

- Kristian Vasskog, Rannveig Skoglund, Mohib Billah og Tom Hackelberg for all hjelp ved innhenting av sedimentkjerneprøver.
- Eivind Nagel Støren og Jan Magne Cederstrøm for veiledning på sediment labben.
- BKK og Institutt for Geografi for hjelp til finansiering av felt- og lab arbeid

Jeg vil gjerne rette en ekstra spesiell takk til min veileder Rannveig Øvrevik Skoglund og medveileder Kristian Vasskog. Prosjektet virket så stort og omfattende at det var vanskelig å ta fatt på, men ble ved hjelp av dere overkommelig. Dørene deres var aldri stengt, og selv i Covid-19 nedstengingen var dere aldri lengre enn et tasteklikk på Teams unna. Gjennom masteren har dere vært både motivatorer og diskusjonspartner, som istedenfor å gi meg svarene har lært meg å finne dem selv. Dere har den sjeldne kombinasjonen av en enormt imponerende faglig kunnskap og evnen til å forklare det på en forståelig måte. Jeg er svært takknemlig for veiledningen, samarbeidet og diskusjonene, i tillegg til all kunnskapen dere har videreført til meg

Avslutningsvis vil jeg gjerne takke medstudentene på universitetet og familien min. Takk til mastergjengen på Naturgeografi fra 2020-22, for å ha gjort all tiden på GIS-rommet på Institutt for Geografi til en svært underholdene og motiverende tid. Jeg må og takke familien med Mamma og Pappa, og mine søsken som alltid stiller opp når det trengs. Til slutt vil jeg rette en svært stor og hjertelig takk til min forlovede og samboer Aslaug Sletta som har vært oppmuntrende, motiverende, hjelpsom og forståelsesfull gjennom hele studieperioden, jeg tror masterprosjektet hadde blitt mye vanskeligere uten deg.

Sammendrag

I denne studien blir flomfrekvensen de siste om lag 1900 år rekonstruert på Oppheim i øvre del av Vossovassdraget ved å undersøke innsjøsedimenter. Flomfrekvensanalysen tar utgangspunkt i sedimentkjerneprøve OPP120 (380 cm) innhentet med en stempelkjerneprøvetaker fra Oppheimsvatnet (337 moh.). Oppheimsvatnet er øverste innsjø i den nordlige forgreiningen av Vossovassdraget og studeres i den hensikt å observere flomfrekvensen til en innsjø som ikke er påvirket av lang bassengforsinkelse. Feltarbeidet ble gjennomført med observasjon av sedimenttilgang, batymetrisk kartlegging og innhenting av kjerneprøver. Labmetodene som er benyttet er røntgen fluorescens, magnetisk susceptibilitet, glødetap, kornstørrelsesanalyser og radiokarbondatering. Flommer med en flomfrekvens på 50 år er identifisert i Oppheimsvatnet og flomfrekvensen har vært svært stabil i tidsrommet uten betydelige utvikling. Periodene fra 330-530 kal år BP, 1130-1330 kal år BP og 1630-1830 kal år BP kan indikere en økning i flomfrekvensen i perioder med økt vinternedbør, men resultatet kan også være en konsekvens av flomhendelsenes stokastiske opprinnelse. Flomlagene i OPP120 er av minerogen sammensetning og er identifisert med en fler-metodisk tilnærming. I OPP120 observeres en betydelig utglidning av sediment som kan være forårsaket av jordskjelv eller klimatiske endringer. To tykke flomlag korreleres til en periode etter 2200 kal år BP med økt forekomst av ekstreme nedbørsstormer og antas å ha blitt avsatt gjennom turbidittsstrøm forårsaket av flom med svært høyt sediment innhold. Basert på funn i OPP120 kan det ikke konkluderes med noen endring i flomfrekvensen de siste 1885 årene. Resultatet kan tyde på at ved en klimatisk endring til mer intense nedbørsbyger vil det oppstå betydelig større erosjon og sedimenttransport som kan ha store konsekvenser for hvor ødeleggende en flomhendelse blir i små bratte nedbørsfelt på Vestlandet.

Abstract

In this study, the flood frequency of the upper part of the Vosso river catchment area will be reconstructed for the last 1900 years by investigating lacustrine sediments. The flood frequency analysis is based on lake core OPP120 (380 cm) and the sample is retrieved from Oppheimsvatnet (337 m.asl.) with a piston corer. Oppheimsvatnet is the uppermost lake in the northern branch of the Vosso river catchment and is investigated with the intention of studying floods in a catchment with short catchment delay. The fieldwork included bathymetric mapping, core collection and field observations of sediment available for river erosion. The lab methods include X-ray fluorescence, Magnetic susceptibility, loss'on'ignition, grain-size analysis, and radiocarbon dating. The identified floods in Oppheimsvatnet have a flood frequency of 50 years, and the flood frequency has been stable with small changes in the occurrence of floods. A period between 330-530 cal. yr. BP, 1130-1330 cal. yr. BP and 1630-1830 cal. yr. BP may indicate an increase in the flood frequency during periods with increased winter precipitation. The flood layers of OPP120 consists of a minerogenic composition and is identified with a multi-methodical approach. In OPP120 there is signs of a significant sub-aquatic slide, possibly due to earthquake activity or a fault in a nearby sediment sequence. Two thick flood layers correlate to a period with an increased occurrence of heavy rainstorm and the layers themselves are interpreted to be deposited by density flow and/or turbidity currents caused by floods with high sediment content in the water. It is not possible to conclude with any major changes in the flood frequency since 1815 cal. yr. BP based on the findings in OPP120. The results from OPP120 may indicate a greater erosion and more debris in the floods while the watersheds are adapting to climate change, which might cause increased damage in small step watersheds on the western part of Norway.

Innholdsfortegnelse

Forord.....	II
Sammendrag.....	III
Abstract.....	IV
Innholdsfortegnelse.....	V
Figurliste.....	VII
Tabell liste.....	IX
1. Introduksjon.....	1
1.1 Problemstilling.....	3
2. Områdebeskrivelse.....	4
2.1 Berggrunnsgeologi.....	6
2.1.1 Løsmasser i feltområdet.....	7
2.2 Nedbørsfeltets oppbygning.....	8
2.3 Glasiasjonshistorie.....	11
2.4 Tidligere studier fra området.....	12
3. Klima og Hydrologi.....	14
3.1 Hva er flom?.....	14
3.2 Årsaker til nedbør og flom.....	16
3.2.1 Årsaken til nedbør og flom på Vestlandet.....	18
3.3 Den fluviale geomorfologiske agens.....	22
3.4 Flomfrekvensanalyse.....	25
3.4.1 Flomfrekvensanalyse ved benyttelse av innsjøsedimenter.....	25
3.4.2 Identifisering av flomlag.....	27
3.4.3 Endringsratemetoden - Rate of change.....	28
4. Metoder.....	29
4.1 Feltarbeid.....	29
4.1.1 Prøvetaking av innsjøsedimenter.....	29
4.1.2 Batymetrisk kartlegging med ekkolodd.....	30
4.2 Labmetoder.....	31
4.2.1 Visuell logging.....	31
4.2.2 Røntgen fluorescens (XRF).....	31
4.2.3 Magnetisk Susceptibilitet (MS).....	34
4.2.4 Glødetap (LOI).....	35
4.2.5 Kornstørrelsesanalyser.....	36
4.2.6 Radiokarbondatering.....	39
4.3 Databehandling.....	42
4.3.1 Co-registrering og korrelasjonsanalyse.....	42

4.3.2	Batymetrisk kartlegging	42
4.3.3	Hypsografisk kurve	43
5.	Resultat.....	44
5.1	Feltobservasjoner	44
5.1.1	Batymetrisk kartlegging og hypsografisk kurve	47
5.2	Lab resultater	48
5.2.1	Laginndeling	49
5.2.1.2	MS.....	50
5.2.1.3	Glødetap	51
5.2.2	XRF.....	52
5.2.3	Kornstørrelsesanalyser	55
5.2.4	Radiokarbondatering.....	58
5.3	Kjerneprøve OPG120	61
6.	Diskusjon.....	63
6.1	Stratigrafiske forandringer i OPP120	64
6.1.1	Forstyrrelse i kjerneprøve OPP120	68
6.2	Flomfrekvensanalyse av OPP120.....	70
6.2.1	Oppløsning og terskelverdi ved endringsratemetoden	73
6.2.2	To typer hendelseslag identifisert som flomlag	76
6.3	Flomfrekvensutvikling	81
6.3.1	Aldersmodell for seksjon S1 av OPP120	82
6.3.2	Endring i flomfrekvens over tid	84
6.3.3	Estimering av flomstørrelse basert på sedimentkjerneprøve	86
6.3.4	Analyse av paleodata uten målinger av vannføring eller historiske data	88
6.4	Tidligere flomstudier i vassdraget og klimaendringer.....	89
6.4.1	Oppheimsvatnets flomhistorie i et klimatisk perspektiv	93
6.5	Fremtiden	95
7.	Konklusjon	97
8.	Videre forskning	98
9.	Referanseliste	99

Figurliste

Figur 1: Kart over feltområdet ved Oppheimsvatnet	5
Figur 2: Berggrunnskart over feltområdet, hentet fra Norges geologiske undersøkelser (Norges geologiske undersøkelser, 2022a).	6
Figur 3: Kwartærgeologisk kart over feltområdet fra Norges geologiske undersøkelser (Norges geologiske undersøkelser, 2022b).	7
Figur 4: Bilde øverst: En oversikt over alle merkbare inn og utløp i Oppheimsvatnet. Bilde nederst: Oversikt over de tydeligste innløpene i vestenden av Oppheimsvatnet, samt utløpet mot Vinjedalen (Statens Kartverk, 2022d).	9
Figur 5: Hypsografisk kurve over Oppheimsvatnets nedbørsfelt (Egenprodusert, se kapittel 4.3.3).	10
Figur 6: Brebevegelser gjennom siste isavsmelting (Sindre, 1973).	11
Figur 7: Ulike former for "density flows" eller tetthetsstrøm i vannlagene (modifisert fra Gilli et al, 2013).	24
Figur 8: Grov skala batymetrisk kart over Oppheimsvatnet (Johnsen et al., 2009).	30
Figur 9: Bilde t.v. viser hvordan prøvene ble hentet ut for å unngå overlappende punkter. Bilde t.h. viser hvordan ferdig brente prøver kjøles ned i eksikator, mens et nytt brett med prøver gjøres klar til tørking og brenning.	36
Figur 10: Fargede knappenåler benyttes for å markere prøvepunkt, hvit under laget, rød i laget og blå over laget.	38
Figur 11: Identifisering av makrofossiler med mikroskop. Her kan flere typer organisk materiale identifiseres, blant annet ble det identifisert <i>Betula pubescens</i> fruit, <i>Betula nana</i> fruit, <i>Betula pubescens</i> female catkin scale, blad fragment.	41
Figur 12: Område med synlige fluviale erosjonssoner, den antatte hovedkilden til sedimentavsetning i Oppheimsvatnet er markert rosa. Digital terrain modell (DTM) er benyttet som bakgrunns kart og er hentet fra Høydedata (Statens kartverk, 2022c).	44
Figur 13: Erosjonssone i nedre del av Langegjolo. Skråningen ned til vassdraget er svært ustabil og tilgang på minerogent materiale er god. Tilsvarende erosjonssoner finnes flere steder i Langegjolo og Sundsvåselvi.	45
Figur 14: Erosjonskontrollerende tiltak i nedre del av Sundsvåselvi.	45
Figur 15: Elveosen ved utløpet av Langegjolo.	46
Figur 16: Batymetrisk kart over Oppheimsvatnets vestlige del. Illustrasjonen viser også lokalitetene til de innhentede sedimentkjerneprøvene.	47
Figur 17: Optisk foto av de første 136cm i OPP120	49
Figur 18: Optisk foto av 136-242 cm i OPP120.	49
Figur 19: Optisk foto av 242-380 cm i OPP120.	50
Figur 20: Resultatet fra MS-skanning med oppløsning på 0,2 cm.	50
Figur 21: Glødetapet for OPP120 med oppløsning på 0,5 cm.	51
Figur 22: Fremstilling av korrelasjonen mellom Inc/coh og Glødetap. Ved å benytte en logaritmisk skala på glødetapsverdien er det sterk grafisk korrelasjon mot Inc/coh, og $r = 0,89$	53
Figur 23: Fremstilling av resultat fra XRF skanning. Her kan det observeres en visuell korrelasjon mellom MS, Ti, Ca og K, med en negativ korrelasjon til Inc/coh. Mn/Fe viser kun tydelige utslag i perioden den delen av OPP120 med forstyrret laginndeling.	54
Figur 24: Kornstørrelsesanalyser av 18 hendelseslag <5 mm i OPP120. Hendelseslagene kjennetegnes med en smalere fordeling med lavere gjennomsnittligkornstørrelse og lavere typetall. Illustrasjonen viser 2 representative lag fra kornstørrelsesanalysene.	55
Figur 25: Kornstørrelsesanalyser av 18 tynne hendelseslag i OPP120 sammenlignet med bakgrunns sedimentasjon over og under hendelseslaget.	56

Figur 26: Tykt hendelseslag mellom 116-119cm i OPP120. Illustrasjonen viser hvordan hendelsen har tydelig grovere kornstørrelse i hendelseslaget enn over og under, samt at det er en sortering i hendelseslaget fra bunn av laget og oppover.	56
Figur 27: Stort hendelseslag mellom 358,5 og 372cm. Hendelsen har en invers gradering og økende sorteringsgrad fra bunn av det minerogene laget og til det organiske laget i midten. Over det organiske laget er det en normalgradering med avtagende sorteringsgrad. Denne utviklingen er lik ved gjennomsnittskornstørrelse og typetall.	57
Figur 28: Aldersmodell over OPP120 ned til 280cm dybde. De dateringene som ligger dypere, er enten markert feil eller inverse. Merk at i denne modellen er ikke hendelseslag ekskludert, hvilket kan påvirke resultatet.	60
Figur 29: Samlefigur over resultatene fra lab analyser av OPG120. Bunndatering av OPG120 er 961 – 1175 kal år BP.	62
Figur 30: Resultatet fra OPP120 med seksjonstypene avgrenset og eksempler på facies plassert. Dateringene 5615 - 5895 kal år BP er markert rødt ettersom det er en svært usikker datering. Den visuelle loggen viser hvordan orienteringen på lagene endres i S2.....	67
Figur 31: Konseptuell modell over hvordan den tolkede utglidningen av løsmasser i Oppheimsvatnet kan ha foregått.....	69
Figur 32: Mn/Fe for OPP120 viser forhøyede verdier i S2(136-320 cm) som tolkes som en utglidning.	69
Figur 33: Endringsraten til Ca/(inc+coh) visualisert med 90., 95. og 99. persentil av endringsraten som terskelverdier.	71
Figur 34: Flomrekonstruksjon ved endringsratemetoden og utslag som overgår terskelverdi på 90. persentil. Figuren viser utslag (Rød linje) og den kvalitative gjennomgangen i ettertid kan observeres ved grå skygger(flomhendelser) og rød skygger (falske utslag), avgjort ved å sammenligne utslagene med Ca/(inc+coh) og Inc/coh.	72
Figur 35: Sammenligning av endringsratemetoden ved benyttelse på 1 mm og 2 mm oppløsning. Forskjellene er tydelige og viser at det oppdages flere hendelser over 99. persentil ved benyttelse av 1 mm oppløsning, samtidig som at forskjellig oppløsning også identifiserer forskjellige lag ved denne terskelverdien.....	74
Figur 36: Samlet resultat av endringsratemetoden på første 136cm av OPP120. Figuren viser flomhendelser som er facies F (grå skygger), samt utslag som ikke er flomhendelser (rosa skygger) hvor endringsraten slo ut pga. endring lav Ca til bakgrunns sedimentasjon, Facies O til Facies B.....	75
Figur 37: Oppdeling av T2 i 2 faser, fase 1 med invers gradering med organisk lag over og fase 2 med normalgradering.....	78
Figur 38: Aldersmodell for øverste 136cm av OPP120 med sedimentasjonsrate uten hendelseslag. Aldersmodellen er basert på 5 dateringspunkter(blå) som er presentert med usikkerheten tilknyttet dateringspunktet. På aldersmodellen er også sedimentasjonsraten presentert for intervallene mellom dateringspunkter.	82
Figur 39: Flomfrekvensen i Oppheimsvatnet siden (1737 – 1921) kal år BP.....	84
Figur 40: En sammenligning av flomfrekvensen på Oppheim og i Lønnavatnet med tre forskjellige skalaer; 100, 200 og 500 år. Flomfrekvensen i Lønnavatnet er hentet fra (modifisert fra Tufteland, 2018).....	90
Figur 41: Flomfrekvensen i Oppheimsvatnet og Vangsvatnet identifisert med Ca, med flommer pr. 210 års periode. Flomfrekvensen viser en ulik endring mot nåtid (Vangsvatnet modifisert fra Fjellheim, 2018).	91

Tabell liste

Tabell 1: XRF korrelasjonstabell for OPP120	52
Tabell 2: Resultat fra radiokarbondatering av OPP120 og OPG120. ¹⁴ C alder BP er kalibrert med IntCal20 (Reimer et al., 2020) og kalibrert alder oppgis ved BP, som er definert med 1950.	59
Tabell 3: Resultat av flomrekonstruksjon på de første 136cm av OPP120, som viser flomfrekvensen siden 1737 – 1921 kal år BP	72
Tabell 4: Resultat av flomfrekvensanalyse av de første 136 cm av OPP120 med 2 og 1 mm oppløsning.	75
Tabell 5: Lagtykkelsen til de identifiserte flomlagene i S1 0-136 cm i OPP120 målt ved å måle lengden på utslaget i Ca/(inc+coh).	81
Tabell 6: Tolkning av ¹⁴ C datering. Aldersintervallet som passet best med aldersmodellen er blitt presentert som tolket aldersintervall og skrives med median av aldersintervall avrundet til nærmeste 5år.	83

1. Introduksjon

Norge er et langstrakt vakkert land som strekker seg fra Lindesnes i sør til Nordkapp i nord. Sør-Norge deles i to av Hardangervidda og Jotunheimen som skiller Vestlandet fra Østlandet. Vestlandet med sine fjorder og kystlinje mot Atlanterhavet er spektakulært, men beliggenheten gjør også Vestlandet svært utsatt for ekstremvær og flomhendelser. Ekstremnedbør i kombinasjon med Vestlandets topografi kan forårsake naturfarer som skred og flommer som er en stor samfunnsutfordring fordi det kan påføre store skader på både materiell og infrastruktur, og i verste fall kan liv gå tapt. Flom medfører en betydelig samfunnskostnad for Norge og siden 1980 har flomhendelser kostet i underkant av 1.2 milliarder kroner i innrapporterte forsikringssaker kun på Vestlandet (Finans Norge, 2022).

Det har i moderne tid vært mange flomhendelser på Vestlandet, samtidig gjør forskjellene i nedbørsfeltenes utforming og flomgenererende prosess at alle flomhendelsene og alle nedbørsfeltene er unike. Storflommen i 2014 rammet både store og små nedbørsfelt på Vestlandet, og det ble rapportert inn skade på over 1000 eiendommer, med en kostnad på flere hundre millioner kroner i Hordaland og Sogn og Fjordane (Langseth et al., 2015). Spesielt flommer forårsaket av intens nedbør kan være brutalt i små bratte nedbørsfelt som i Jølster i 2019, hvor en lokal intens nedbørsperiode førte til flom og flere skråningsprosesser som ble til en grov massestrøm og et menneskeliv gikk tapt (Norges vassdrags- og energidirektorat, 2019). Det er sterke indikasjoner på at klimaendringer vil påvirke fremtidens ekstremnedbør og flomhendelser, og føre til hyppigere og mer intens nedbør på Vestlandet (Hanssen-Bauer et al., 2015). Denne utviklingen vil med stor sannsynlighet føre til at forholdet mellom flomfrekvens og flomstyrke endres, og at det vi i dag regner som ekstreme flommer vil bli mer vanlig (Lawrence, 2016). Nedbørsfeltenes utforming har stor påvirkning på hvordan en flomhendelse utfolder seg. I små bratte vassdrag er konsentrasjonstiden kort, som betyr at det er kort bassengforsinkelse (Stenius og Glad, 2015). Det er nettopp mangelen på reaksjonstid ved flomhendelser i små bratte vassdrag som gjør det er svært viktig med samfunnsplanlegging som tar høyde for konsekvensene ved flomhendelser før hendelsen inntreffer. Den største utfordringen med å inkludere ekstremnedbør og flomfare i samfunnsplanlegging er knyttet til å forstå frekvensen av hendelsene, ettersom ekstremnedbør og flomhendelser er stokastiske fenomener.

Store deler av forståelsen av flommer og ekstremnedbør er basert på et kort tidsrom med nedbørs og vannføringsdata, som har stor usikkerhet knyttet til hvorvidt måleperioden er

representativ for et lengre tidsrom (Lawrence, 2016). Det er derfor svært nyttig med paleoklimatiske studier av fortidens flommer. Studier av innsjøsediment har tidligere blitt benyttet for å studere flomfrekvensen utover tidsrommet med vannføringsmålinger (Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010; Gilli et al., 2013; Ekblom Johansson et al., 2020; Engeland et al., 2020). Gjennom studier av sedimentkjerneprøver i innsjøer er det mulig å undersøke flomfrekvensen over et mye lengre tidsrom enn ved instrumentell data (Støren et al. 2010). Studier av flommer i paleoarkiv benytter forståelsen av hvordan flommer vil påvirke erosjon, sedimenttransport og sedimentasjon for å rekonstruere flomhendelsene. Paleoklimatiske studier gjør det mulig å indirekte observere flomfrekvensen over et stort nok tidsrom til å kunne gi indikasjoner på hvordan flomfrekvensen endres ved klimaendringer (Schillereff et al. 2014). Flomfrekvensen vil både gi informasjon om flommene i seg selv, i tillegg til at områder med isolerte flomårsaker som ekstremnedbør kan flomfrekvensen gi et innblikk i klimatiske variasjoner. I studier av flomhendelser kan både store flommer av lav frekvens og mindre flommer av høy frekvens studeres, men det vanligste er å studere de store flommene (Edwards et al., 2019). Denne studien vil sette søkelys på de store flommene med lav frekvens ettersom det er de mest ekstreme nedbørs- og flomhendelsene som det finnes minst kunnskap om.

Flommer i små bratte nedbørsfelt på Vestlandet er sterkt koblet til ekstremnedbør korttidsnedbør (Lawrence, 2016). Derfor er disse nedbørsfeltene både svært utsatt for den ventede klimatiske endringen og har en flomhistorie som kan være svært godt korrelert med variasjoner i ekstremnedbør. I denne studien vil derfor et lite bratt nedbørsfelt på Vestlandet benyttes til å observere endringer i frekvensen av flomhendelser og ekstremnedbør. Utfordringen på Vestlandet er å finne passende innsjøer med tilstrekkelig sedimenttilgang til å gi gode flomsignaler i kjerneprøven. Landhevning, dreneringsendringer, mangel på sediment og mangel på passende innsjøer før utløpet i fjordene gjør flomstudier med kjerneprøver krevende. Det har tidligere lyktes å gjøre flomfrekvensanalyser i Vossovassdraget (Fjellheim, 2018; Tufteland, 2018), men de tidligere flomstudiene har alle til felles at overliggende innsjøer kan påvirke hvilke forhold som forårsaker flomhendelser. For å studere flommer i bratte nedbørsfelt forårsaket av intens korttidsnedbør er den ideelle lokaliteten en innsjø uten overliggende innsjøer. Derfor har valget falt på Oppheimsvatnet, som sammen med Myrkdalsvatnet er de øverste innsjøene i den nordlige forgreiningen av Vossovassdraget.

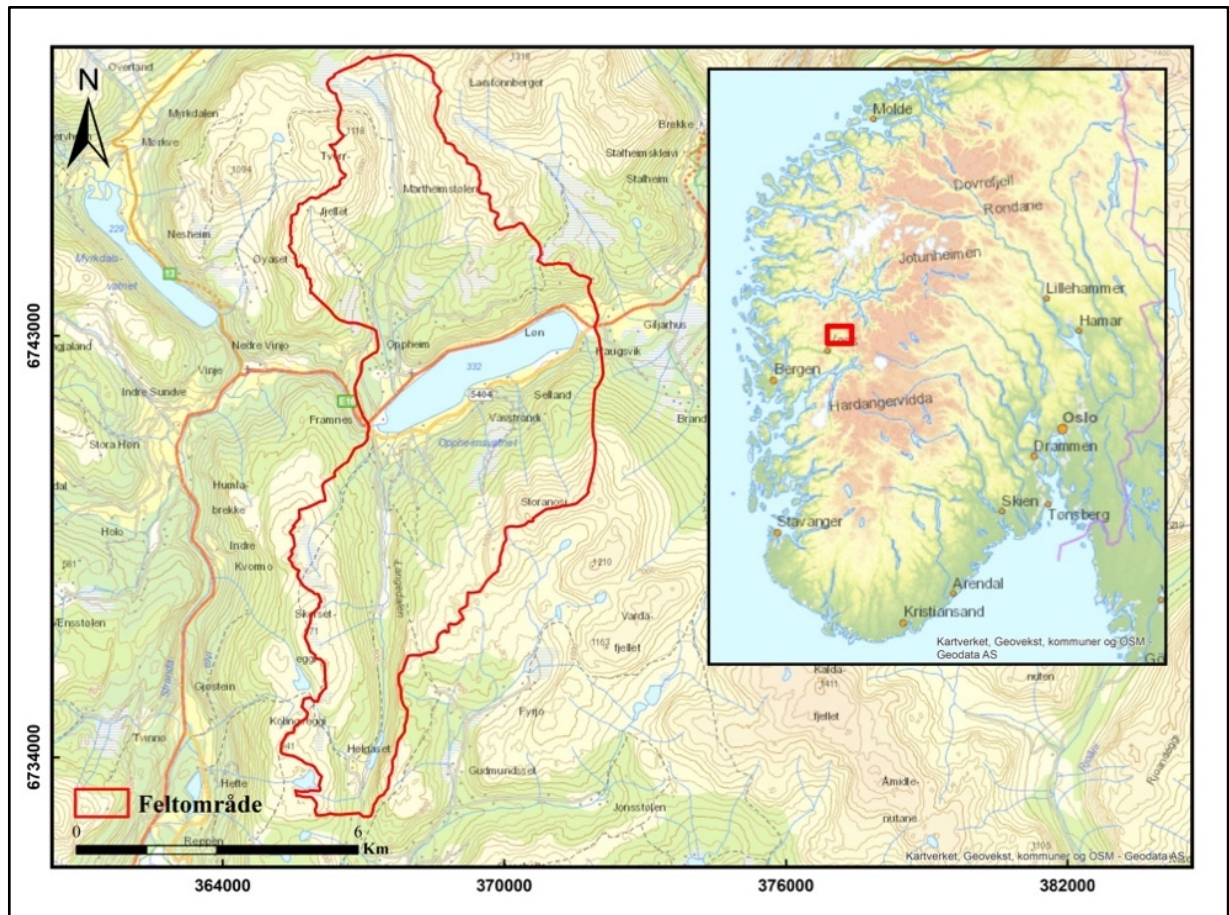
1.1 Problemstilling

Målet med denne studien er å rekonstruere flomfrekvensen lokalt på Oppheim, men også å forbedre forståelsen av frekvensen av ekstremnedbør og flomfrekvens i små bratte og uregulerte vassdrag på Vestlandet generelt. Flomfrekvensen i denne studien skal identifiseres ved hjelp av innsjøsedimenter. Det ble derfor innhentet sedimentkjerneprøver fra Oppheimsvatnet i et forsøk på å studere hvordan flomfrekvensen har variert i øvre del av Vossovassdraget. Gjennom denne studien vil følgende problemstillinger bli adressert:

- Kan man ved hjelp av innsjøsedimenter i Oppheimsvatnet identifisere tidligere flomhendelser, og kan de identifiserte flomhendelsene benyttes i en flomfrekvensanalyse?
- Hvordan har flomfrekvensen variert på Oppheim, og hvordan samsvarer flomfrekvensen med andre innsjøer i Vossovassdraget?
- Hvordan kan fremtidens klimaendringer skape utfordringer ved flomhendelser i Oppheim og i små bratte nedbørsfelt på Vestlandet generelt?

2. Områdebeskrivelse

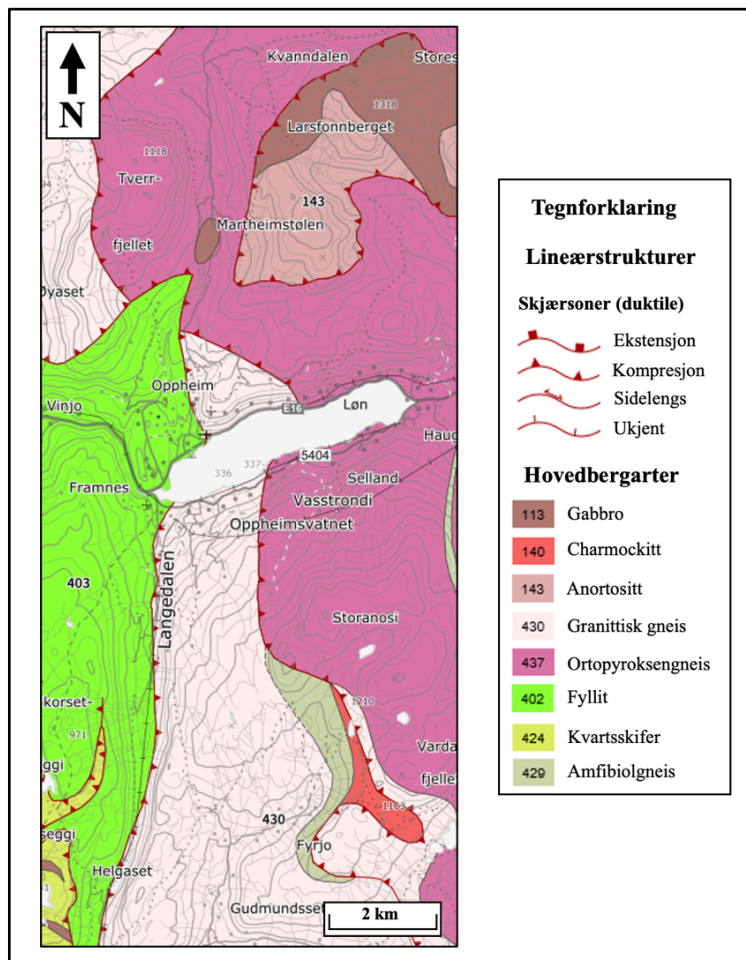
Feltområdet som undersøkes i denne studien er definert av nedbørsfeltet til Oppheimsvatnet (337 moh.) som ligger langs E16 mellom Voss og Gudvangen (fig.1). Oppheimsvatnet er en del av den nordlige forgreiningen av Vossovassdraget og ligger nært vannskillet mellom Vossovassdraget og Nærøydalselva. Vassdragets utløp til havet er ved Bolstad, vest for Voss. Nedbørsfeltet til Oppheimsvatnet har et areal på 60.19km² og et årlig tilsig på 91.67 million m³ pr. år (Statens kartverk, 2022a). I tilknytning til Oppheimsvatnet ligger dalene Oppheimsdalen og Langedalen. Hovedtilsiget til Oppheimsvatnet kommer fra Sundsvåselvi som drenerer sørover gjennom Oppheimsdalen og Langegjolo som drenerer nordover gjennom Langedalen, mens vannet har utløp i vestenden i Vinjedalselvi (Statens kartverk, 2022a). Området er sparsommelig bebodd med områder som er benyttet til jordbruk og et lite lokalsamfunn. Feltområdets høyeste topp er Storanosi og ligger på 1205 moh. Oppheimsvatnets dreneringsretning er svært spesiell ettersom både hoved innløp og -utløp er i samme ende av innsjøen. Dette skyldes endring i dreneringsretning gjennom glasiasjonene og siste isavsmelting (Sindre, 1973). Vossovassdraget har en av Norges lengste instrumentelle vannstandsmåling fra Bulken målestasjon ved utløpet til Vangsvatnet og den startet i 1892 (Holmqvist, 2003). Oppheimsvatnet er tidligere undersøkt av rådgivende biologer og er klassifisert som en oligotrof innsjø, som vil si at innsjøen er svært næringsfattig med lite organisk materiale (Johnsen et al., 2009). Valget av Oppheimsvatnets nedbørsfelt som feltområde ble tatt ettersom innsjøen oppfyller de fleste kriteriene for å ha en flomfrekvens som er mulig å rekonstruere basert på Gilli et al. (2013) sine kriterier for valg av innsjø til flomfrekvensanalyse.



Figur 1: Kart over feltområdet ved Oppheimsvatnet

2.1 Berggrunnsgeologi

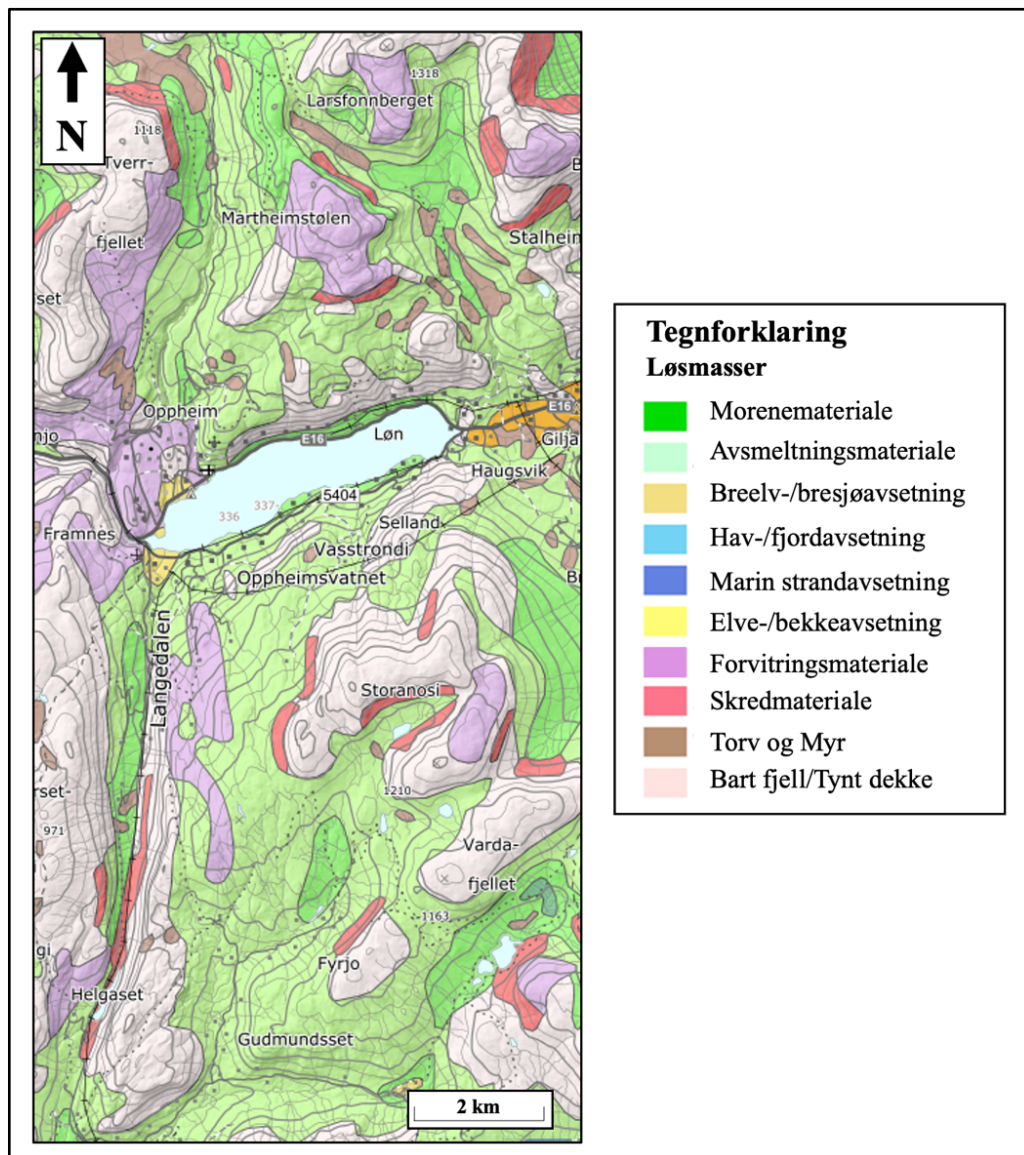
Berggrunnen i feltområdet består i stor grad av deler av det øvre Jotundekket, mens det i et område mot Myrkdalen og Vinje er fyllitt og glimmerskifer (Sindre, 1973). Øvre jotundekket er dannet i prekambrium og består hovedsakelig av anortosittiske bergarter (Wanvik, 1999). Anortositt er en dypbergart, med plagioklas som hovedmineral (Garmo, 1998). Plagioklasen er en Ca-Na feltspat som har en kjemisk formel som er « $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ » (Nesse, 2000). Jotundekket er en del av de kaledonske skyvedekkenene, og ble dannet i tilknytning til den kaledonske orogenesis ved at de tektoniske platene Laurentia og Baltika kolliderte og dannet den kaledonske fjellkjeden for mellom 4- og 500 millioner år siden (Fossen et al., 2013). Sammenstøtet forårsaket at store flak av grunnfjell ble skjøvet horisontalt over store avstander (Sulebak, 2014, s. 59). Det var flere slike skyvedekker som ble dannet og skjøvet inn over hverandre, som gjør at det også finnes yngre meta-sedimentære bergarter under skyvedekkenene (Sulebak, 2014, s. 59). Norges geologiske undersøkelser(2022a) har kartlagt berggrunnen i feltområdet med en skala på 1:250.000 (fig. 2), og her kommer det tydelig frem at i tillegg til fyllitt og anortositt finnes det blant annet granittisk gneis, ortopyroksengneis og gabbro.



Figur 2: Berggrunnskart over feltområdet, hentet fra Norges geologiske undersøkelser (Norges geologiske undersøkelser, 2022a).

2.1.1 Løsmasser i feltområdet

Kvartærgeologiske undersøkelser tar for seg studier av løsmasser og sedimenter, og siste avsettende agens. På Vestlandet er avsetningene hovedsakelig begrenset til perioden etter siste glasiering, og landformene er i stor grad et resultat av glisiale og postglisiale prosesser med noen unntak. I området ved Oppheimsvatnet har isavsmeltingen satt sitt preg i form av mye morenemateriale, glisifluviale avsetninger, senere har det også blitt avsatt skråningsavsetninger og en liten andel fluviale avsetninger (fig. 3). I denne studien er det lagt vekt på å studere sedimenttilgang i tilknytning til vassdragene, ettersom en flomfrekvensanalyse ved benyttelse av sedimentkjerneprøver er avhengig av erosjon, sedimenttransport og sedimentasjon. Begge de to største vassdragene som har utløp i Oppheimsvatnet går gjennom områder med morene og forvitningsmateriale.



Figur 3: Kvartærgeologisk kart over feltområdet fra Norges geologiske undersøkelser (Norges geologiske undersøkelser, 2022b).

2.2 Nedbørsfeltets oppbygning

Nedbørsfeltet er svært viktig for å forstå flomfaren og hvilke typer flommer som vil være mest sannsynlig i området (Lawrence, 2016). Et nedbørsfelt kan defineres som et topografisk avgrenset område hvor all avrenning ender i samme vassdrag, og alle områder med avrenning til vassdraget er inkludert i dette området (Holden, 2017, s. 465). Nedbørsfeltets oppbygning er med på å gi informasjon om hvilke type flomhendelser man kan forvente, og utfordringene som er tilknyttet ekstremnedbør og flomhendelser lokalt. Nedbørsfeltet bør observeres som et sammenhengende system, hvor endringer i en del av vassdraget kan påvirke hele flomfaren nedstrøms både positivt og negativt (Holden, 2017, s. 490). Derfor er viktig å forstå nedbørsfeltet som helhet, for å kunne tolke flomfaren. Mindre sidednbørsfelt med ulikt relieff, størrelse og geografisk plassering kan også være samlet som deler av større nedbørsfelt, som er tilfellet til Oppheimsvatnet som en del av Vossovassdraget. Forståelse av nettverket av sidednbørsfelt som danner et nedbørsfelt er sentralt i en studie av flommer i et stort vassdrag som Vossovassdraget, spesielt ettersom de naturlige topografiske forutsetningene for en flomhendelse i øvre del av vassdraget kan være svært ulik den nedre delen. Forskjellige forhold kan skape flom lokalt i deler av vassdraget, uten at hele vassdraget trenger å være rammet (Lawrence, 2016).

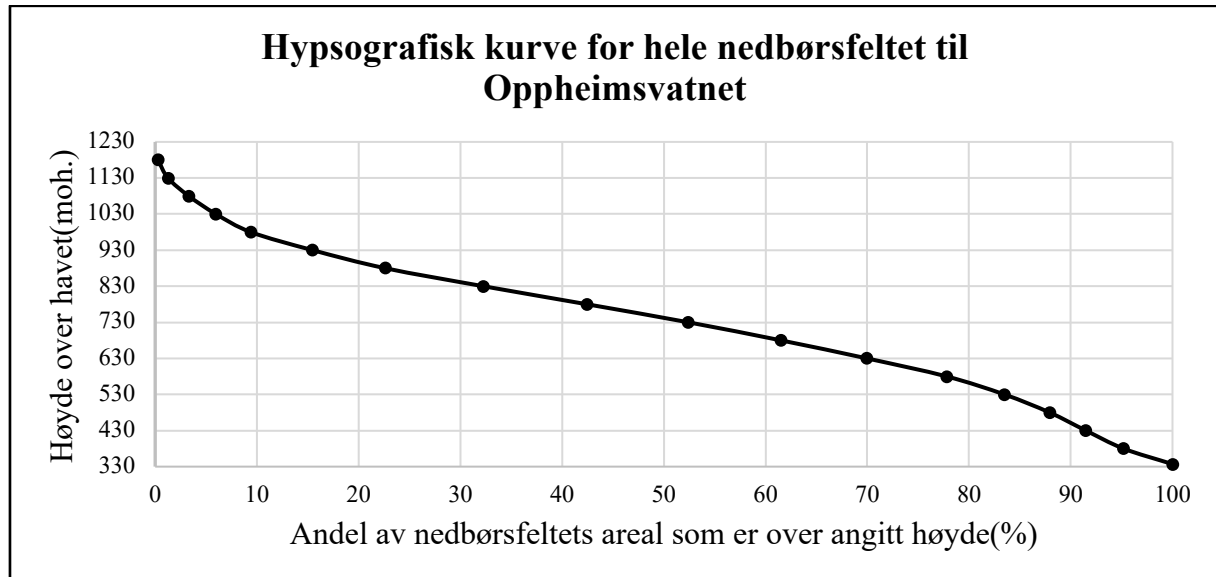
Det totale nedbørsfeltet til Oppheimsvatnet er rett over 60 km², men dersom man observerer dreneringen ut i Oppheimsvatnet ser man at nedbørsfeltet egentlige består av mange mindre bekker og vassdrag med individuelle nedbørsfelt (fig. 4). De store forskjellene innad i det totale nedbørsfeltet til Oppheimsvatnet krever derfor at lokalitetsstudier benyttes for å se de geografiske forskjellene. Basert på Norges vassdrags og energidirektorat (2022) er Sundsvåselvi og Langegjolo hoved innløpene til Oppheimsvatnet, med Oppheimselvi og Fjellgrovi som de nest største. Utover disse er det også mange mindre bekker. Små og bratte nedbørsfelt er relative beskrivelser, men Lawrence (2016) definerer små nedbørsfelt som nedbørsfelt med areal <100km², mens Stenius og Glad (2015) definerer små nedbørsfelt med <50km². Oppheimsvatnets totale areal er godt under definisjonen til Lawrence (2016), mens alle de individuelle nedbørsfeltene som drenerer ut i Oppheimsvatnet er under <50km².



Figur 4: Bilde øverst: En oversikt over alle merkbare inn og utløp i Oppheimsvatnet. Bilde nederst: Oversikt over de tydeligste innløpene i vestenden av Oppheimsvatnet, samt utløpet mot Vinjedalen (Statens Kartverk, 2022d).

Høyde-relieffet til hele nedbørsfeltet er 36,9 basert på Midtømme et al. (2011) sin definisjon av høyderelieffet. Den benytter 75 persentil minus 25 persentil av hypsografisk kurve delt på lengste elvelengde. De to største vassdragene med utløp i Oppheimsvatnet er Sundsvåselvi som har et areal på 14.71 km² og et høyderelieff på 33,8, og Langegjolo har 18.1 km² med høyderelieff på 29,8 (Norges Vassdrags- og energi direktorat, 2022). I flate nedbørsfelt vil snøsmelting foregå i et stort område på samme tid og kan skape flom (Midtømme et al. 2011). Oppheimsvatnet har et bratt og lite nedbørsfelt uten noen overliggende innsjøer, og denne typen nedbørsfelt har derfor kort bassengforsinkelse og svært kjapp responstid mellom nedbørstopp og flomtopp (Lawrence, 2016). Flomhistorien på Oppheim kan derfor både gi et innblikk i flomfrekvensen lokalt i seg selv, men også gi en god indikator på hvordan ekstremnedbør i form

av intense nedbørsbyger over korte tidsrom har variert i området. Feltområdet er valgt ut for å gi et innblikk i hvordan flomfrekvensen i små, bratte og uregulerte vassdrag på Vestlandet har variert. En hypsografisk kurve over nedbørsfeltet (fig. 5) viser hvordan arealfordelingen i feltområdet fordeler seg i ulike høyder.



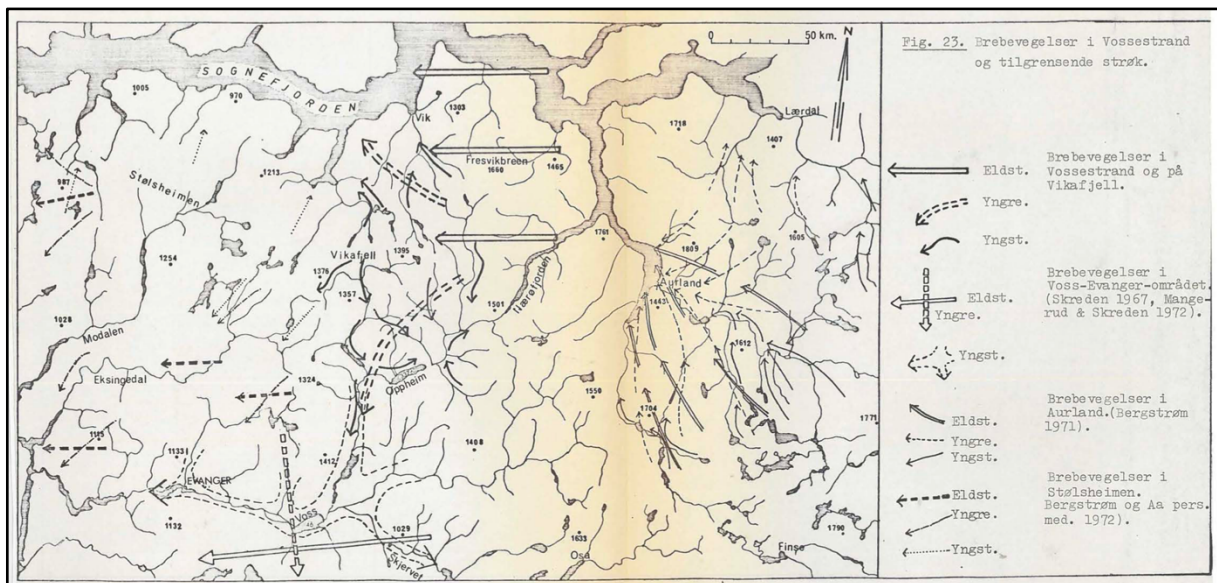
Figur 5: Hypsografisk kurve over Oppheimsvatnets nedbørsfelt (Egenprodusert, se kapittel 4.3.3).

Det finnes ingen vannføringsmålestasjoner i vassdragene som renner ut i Oppheimsvatnet. Den første målestasjon nedstrøms er på Vinje, men inkluderer avrenning fra Myrkdalen som har større påvirkning på vannføring enn Oppheimsvatnet (Statens Kartverk, 2022a). I tillegg vil vannivået i Oppheimsvatnet påvirke videre avrenning ut av innsjøen og dermed påvirke avrenningen i stor grad ved korte hendelser. Det nærmeste vassdraget som har instrumentelle vannføringsmålinger med lignende topografi og uten store innsjøer er Nærøydalen (Statens Kartverk, 2022a). Nærøydalen viser noe av utfordringen ved studier av flomhendelser for bratte nedbørsfelt med kort bassengforsinkelse ved hjelp av instrumentelle data. I Nærøydalen har det siden 2005 kun vært en vannføring med døgnmiddelverdi over 5 års flom, sammenlignet med time for time målingen hvor denne grensen har vært brutt ved 12 forskjellige hendelser (Statens Kartverk, 2022b). Spesielt flommen i 2014 viste at en døgnmiddelmåling av vannføring ikke gir et representativt mål på vannføring i bratte vassdrag ettersom maksimal avrenning var 512 m³/s på time for time måling, mens døgn middelverdi kun har vært 297 m³/s (Statens Kartverk, 2022b). Derfor er det utfordrende å benytte instrumentelle målinger av lav oppløsning i bratte nedbørsfelt ettersom man risikerer å feilvurdere flomtoppene ettersom toppen varer kun et kort tidsrom. De store forskjellene innad i et nedbørsfelt krever derfor at lokalitetsstudier benyttes for å se de geografiske forskjellene. Oppheimsvatnet er helt uregulert, men antropologisk

påvirkning av landskapet i form av skogsdrift, jordbruk, planering, steinsetting og kanalisering av vassdragene kan i en grad ha påvirket flomhendelsene på Oppheim.

2.3 Glasiasjonshistorie

Nedbørsfeltet til Oppheimsvatnet og områdene rundt har vært gjennom en rekke forandringer gjennom glasiasjonene i kvartær. En tidligere studie fra området har funnet både elvetyveri gjennom glasiasjonene og endrede avrenningsretninger gjennom siste isavsmelting (Sindre, 1973). Sindre (1973) observerte orienteringen på dalene og topografien i området og tolket at store områder øst for Oppheim trolig tilhørte Vossovassdragets nedbørsfelt før glacial erosjon har endret dreneringen. Gjennom flere glasiasjoner har breene erodert sørover fra Sognefjorden. Derfor oppstod det et elvetyveri og områdene i Jordalen, Brekkedalen og Brandsetdalen endret dreneringsretning fra Vossovassdraget mot Sognefjorden. Gjennom siste isavsmelting hadde området rundt Oppheimsvatnet et skiftende brebevegelsesmønster (fig. 6). De eldste brebevegelsene går stort sett rett mot vest og er lite påvirket av topografi. Deretter var brebevegelsen i området mer påvirket av topografien og beveget seg mot Voss. De yngste brebevegelsene i siste fase av isavsmeltingen gikk mot Nærøydalen og Sognefjorden (Sindre, 1973).



Figur 6: Brebevegelse gjennom siste isavsmelting (Sindre, 1973)

Dreneringen gikk også mot Sognefjorden under en av de siste fasene av isavsmeltingen (Sindre, 1973). Ved Haugsvik øst for Oppheimsvatnet ligger dagens vannskille mellom Vossovassdraget og Nærøydalen. Terskelen ligger mellom 2 og 3 meter over dagens vannnivå litt avhengig av vannstand. Den naturlige terskelen mot Nærøydalen er ikke mulig å observere lengre ettersom veiarbeid har endret området drastisk. Sindre (1973) har tolket avsetningen i

området øst for Oppheimsvatnet til å være en sandur, og at dagens vannivå er definert av en terskel skapt av sanduren og ikke fast fjell. I en fase av isavsmeltingen beskrevet som «Vinjedalsfasen» var Oppheimsvatnets dreneringsmulighet mot Voss blokkert av en brearm fra Myrkdalen som dannet en bredemt sjø i Vinjedalen. I denne fasen var dreneringsmønsteret i retning Sognefjorden så lenge breen fra Myrkdalen blokkerte drenering mot vest (Sindre, 1973). Dreneringsretningen har derfor endret seg på et tidspunkt mellom isavsmeltingen til nåtid, og et forsøk på å datere dreneringsendringen i Barntjørn tilsier en ^{14}C alder på 7840 ± 140 år BP (BP=1950) (Sindre, 1973). Denne dateringen er tolket av Sindre (1973) til å være for lav til å korrekt påvise dreneringsendringen.

Oppheimsvatnets uvanlige dreneringsmønster kan derfor begrunnes med elvetyveri og dreneringsendringer som har oppstått etter flere glasieringer og isavsmelting, som har resultert i innløp og utløp i samme ende av en avlang innsjø. Endring i dreneringsretning er svært viktig å være oppmerksom på dersom sedimentkjerneprøver skal sammenlignes med innsjøer som ligger nedstrøms, som i Lønavatnet. Dersom kjerneprøver nedstrøms dekker et lengre tidsrom enn dreneringsretningen har vært stabil, vil en dreneringsendring ha betydning for hvilken grad av påvirkning avrenning fra Oppheimsvatnet hadde på innsjøer lavere i vassdraget. Ved flomhendelser i perioden vannivået lå rundt terskelen mot Nærøydalen er det sannsynlig at det har oppstått bifurkasjon og derav hatt en skiftende påvirkning i begge tilgrensende vassdraget lengre nede. For en flomrekonstruksjon av vassdrag som munner ut i Oppheimsvatnet vil hverken endret dreneringsretning eller bifurkasjon påvirke undersøkelsen.

2.4 Tidligere studier fra området

Det har blitt gjort flere studier av flomhistorien til Vossovassdraget, blant annet i Vangsvatnet (Fjellheim, 2018) og i Lønavatnet (Tufteland, 2018). Studien til Fjellheim (2018) fra Vangsvatnet viste flere endringer i flomfrekvensen de siste tusen år hvor perioder med vått og kaldt klima førte til økt flomfrekvens, samt at det ble identifisert en økning i flomfrekvens de siste hundre årene, trolig som følge av dagens globale oppvarming. Samtidig viser Tufteland (2018) sin studie fra Lønavatnet som ligger mellom Oppheimsvatnet og Vangsvatnet en mye jevnere flomfrekvens gjennom holosen. Kjerneprøvene fra de to vannene hadde svært forskjellig sedimentasjonsrate, $0,21$ mm/år i Lønavatnet mens det er ca. $2,3$ mm/år i Vangsvatnet. Sedimentasjonsrate forskjellene indikerer at hoveddelen av sedimentasjonen til Vangsvatnet har kommet fra Bordalen og Raundalen, mens sedimenttilførselen fra den nordlige forgreiningen av Vosso avsettes allerede i Myrkdalsvatnet, Oppheimsvatnet og ved innløpet til

Lønavatnet slik at sediment signalene blir svært dempet. Det er derfor et håp om tydeligere flomsignal i Oppheim enn i Lønavatnet ved at store deler av den fluviale sedimenttransporten avsettes allerede der. Støren et al. (2018) viser hvordan forskjellige typer flomdata i Vossovassdraget har gitt en bedre forståelse av flomhistorien. Spesielt presiseres verdien av å inkludere historiske data og paleo data for flomhendelser som verktøy for å forlenge måleserier fra instrumentelle målinger (Støren et al. 2018). Flomfrekvensen er dynamisk og kan endres med klima (Knox, 2000), og en flomstudie av Opo i Sandvinsvatnet ovenfor Odda på Vestlandet viser også økt flomfrekvens i perioder med kaldere og våtere klima i holosen (Ekblom Johansson et al. 2020). Koblingene mellom ekstreme værhendelser og klima viser ettertrykkelig viktigheten av å forstå dagens flomfrekvens, slik at man i større grad kan være forberedt på flomutviklingen i fremtiden.

3. Klima og Hydrologi

Innenfor alle studier av klima og ekstremhendelser er det svært viktig å forstå skillet mellom klima og vær. Vær sikter til den metrologiske situasjonen på et bestemt sted og til en bestemt tid, mens klima beskriver været over en lengre periode (Ahrens, 2014, s.15). Den standardiserte måten å beskrive nåtidens klima er som gjennomsnittet av været i en periode på tretti år (WMO, 2022), mens i paleoklimatiske studier beskriver klima perioder med like egenskaper som kan være mye lengre (Bradley, 2015). Klima er basert på fortidens værhendelser. Dette har betydning for tolkningen av begrepet «ekstrem» som gjerne brukes i sammenhenger som ekstremnedbør og ekstremvær. Begrepet «ekstrem» innenfor klimatiske studier er et relativt begrep som benyttes som en beskrivelse på at en hendelse er svært uvanlig (IPCC, 2012). En vanlig brukt definisjon er at hendelsen er ekstrem dersom hendelsen overgår en definert terskelverdi av den bestemte hendelsen, eks. at den er utenfor 1., 5., eller 10. persentil eller 99. 95. eller 90. persentil av en fordeling av den type hendelser (IPCC, 2012). Hvilke værphenomen og flomhendelser som defineres som ekstrem kan derfor endres dersom man får mer av en type værhendelser. Klima kan vise trender som endring i nedbørfrekvens og temperatur over tid, likevel vil ikke trenden kunne forutse enkelthendelser. Derfor handler studier av stokastiske hendelser som ekstremnedbør og flomhendelser i stor grad om å estimere sannsynligheten for at fenomenene inntreffer over et gitt tidsrom, basert på tidligere forekomster av hendelsen (Holden, 2017, s. 489). Dette er fordi flomhendelser og ekstremnedbør er fenomener med en grad av tilfeldig forekomst. Dermed vil flomstudier ikke komme frem til når den neste ekstremnedbørsbygen eller storflommen kommer, men et statistisk estimat for sannsynligheten for at hendelsen skal komme og i noen tilfeller også hvordan det statistiske estimatet har endret seg. For å kunne studere flomfrekvensen er det vesentlig å ha kunnskap om hva flom er, årsaken til flommer generelt og lokalitetsspesifikt, samt hvordan man kan studere og rekonstruere flomfrekvensen.

3.1 Hva er flom?

Flom i et vassdrag defineres vanligvis som tilstanden når vannføringen i et vassdrag er stor nok til at vannstanden går over elvebreddene og oversømmer områder i tilknytning til elven (Roald, 2013). Økt vannføring forekommer som et resultat av økt tilførsel av vann gjennom blant annet snøsmelting eller nedbør. Flom kan i tillegg til å være basert på et krav om oversvømmelse av omkringliggende land, defineres gjennom statistikk (Njøs, 1996). Skadeflom omfatter konsekvensene ved flomhendelser og omfatter flommer som påfører ødeleggelser på mennesker og infrastruktur (Norges offentlige utredelser, 1996). Det er vanlig å skille på

flomhendelser og skadeflommer, ettersom flommer ikke nødvendigvis gjør skade. Skadeflommer er også svært ulike da skadeflommene på Vestlandet i stor grad skyldes erosjon, utgraving og høyenergi på et kort tidsrom, mens på Østlandet kan flommene bli svært store og bygge seg opp over tid. Den mest kjente flommen på Østlandet er gjerne Storofsen som krevde 68 liv og 3000 hus i 1789 (Njøs, 1996). På Vestlandet varer flommene kortere og det er mindre forvarsel, som i Flåm 2014 hvor det også var store ødeleggelser, men hendelsen varte i under et døgn (Langsholt et al. 2015). Tidligere har det vært vanlig å måle vannstand som en pekepinn på hvor kraftig en flom er, som på kirkeveggen i Voss sentrum og andre flommerker rundt omkring i Norge (Støren et al. 2018). Begrepet vannstand beskriver hvor høyt vannet står på et bestemt sted på en bestemt tid. Vannstandsmålinger er gode, dersom vassdraget er stabilt, og forutsetningen for hvor høyt vannet står ved samme vannføring er uendret. Flommerkene på kirken i Voss sentrum er svært høyt over vannstanden til moderne storflommer, men dette er en direkte konsekvens av flere senkninger av utløpet til Vangsvatnet og derav endring i forutsetningen for vannstand og måling av flom (Støren et al. 2018). Derfor er det viktig å være bevisst på endringer i drenering, elveløp og innsjøer dersom man diskuterer vannstand. Avrenning måles i vannføring og er ofte beskrevet i m^3/s . Ved benyttelse av vannføringsmålinger er det viktig å være observant på om vannføringsmålingene er time for time, døgnmiddelverdi eller momentanverdi målt ved et bestemt/ubestemt klokkeslett hver dag (Njøs, 1996). I vassdrag med kort bassengforsinkelse kan hele flomhendelsen foregå over et kort tidsrom på $\frac{1}{4}$ eller $\frac{1}{2}$ døgn, og disse tre metodene for å måle vannføring vil derfor kunne gi svært forskjellige resultat. Det er viktig å bemerke seg hvorvidt en vannmåling består av vannføringsmåling eller vannstandsmåling inn eller ut av en innsjø ettersom dette vil påvirke tolkningen hendelsen i stor grad. Flommer er vanligvis kategorisert etter gjentaksintervall som beskriver sannsynligheten for at vannføringen overskrider en bestemt terskelverdi definert ved vannføring (Holden, 2017, s. 489). Gjentaksintervallet defineres utfra tidligere vannføringsdata i nedbørsfeltet, samtidig vil fremtidige vannføringsdata også inngå i utregningen av gjentaksintervallet (Njøs, 1996). Derfor er gjentaksintervallet dynamisk og i endring og terskelverdien for vannføringsnivået til en 200-års flom nå, kan være endret om 20 år (Njøs, 1996). Gjentaksintervallet til en vannføring som i gjennomsnitt inntreffer 1/50 år benevnes som en 50-årsflom (Støren et al. 2018). Denne benevningen betyr at sannsynligheten for at vannføringen overskrider terskelverdien er 1/50 hvert år, men hendelsen kan inntreffe to år på rad og ikke nødvendigvis med 50 års mellomrom (Holden, 2017, s. 490). Gjentaksintervallet får godt frem flomhendelsers stokastiske forekomst, ettersom man ikke beskriver når flomhendelsen skal inntreffe, men at med bakgrunn i statistikk vil man kunne estimere

sannsynligheten for at det hendelsen vil oppstå innenfor et tidsrom. Begrepet gjentaksintervall er et svært viktig begrep fordi det binder sammen naturgeografiske og hydrologiske undersøkelser med samfunnsinteresser og samfunnssikkerhet. Byggeteknisk forskrift (TEK17) i plan- og bygningsloven setter begrensninger for utbygging i flomsoner som defineres av de ulike gjentaksintervallene (Lovdata, 2022). Områder som ikke oversvømmes før ved minimum 200-årsflom er det nærmeste til flomsonen som det er lov å bygge bolighus i Norge (Lovdata, 2022). Det er derfor svært tydelig at en god prognose på hva som faktisk er vannføringsverdiene ved flomhendelser av disse gjentaksintervallene er viktig for at samfunnsplanleggingen foregår på et mest mulig korrekt grunnlag.

3.2 Årsaker til nedbør og flom

Nedbør er årsaken til flom, enten i form av direkte påvirkning som i nedbørsbasert flom eller gjennom drenering av tidligere nedbør som er lagret i vannmagasiner, snø og breer. Nedbør oppstår som en konsekvens av at en luftmasse blir mettet med fuktighet og ikke lengre klarer å holde denne fuktigheten i gassform. For at nedbør skal oppstå må fire forutsetninger være til stede (Davie og Quinn, 2019, s. 21-22). Luftmassen må nå metningspunktet for fuktighet, det må være tilgjengelige kondenseringsnuklider, det må være voksende skydråper og i tillegg må det være nok tilførsel av ny fuktighet til å holde prosessen i gang (Davie og Quinn, 2019, s. 21-22). Temperatur er svært viktig for å forstå dannelsen av nedbør ettersom luft har større kapasitet til å holde fuktighet i gassform ved høyere temperatur (Sorteberg et al., 2018). En luftmasse kan derfor bli mettet uten tilførsel av mer fuktighet, ved å kjøles ned. Den adiabatisk lapseraten beskriver hvordan temperaturen endrer seg vertikalt i atmosfæren (Ahrens, 2014, s. 124). Temperaturen faller når man beveger seg oppover i atmosfæren med ca. $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ i fuktige luftmasser og $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ i tørre luftmasser (Ahrens, 2014, s. 124). Nedbør kan derfor oppstå ved at luftmassen heves i atmosfæren. Dette kan skje på forskjellige måter, enten i form av varm- eller kaldfrontnedbør, orografisk nedbør eller ved konveksjonsnedbør (Sorteberg et al., 2018). Intensiteten til nedbørshendelsen er svært avhengig av særlig tre faktorer, mengden vanndamp som kondenserer, hvor mye ettersom av vanndamp det er og effektiviteten til kondenseringsprosessen (Sorteberg et al., 2018). Hvorvidt nedbøren faller som snø eller regn avgjøres av temperaturen ved nedbørshendelsen.

Årsakene til flomhendelser kan beskrives som flomgenererende prosesser og varierer i Norge hovedsakelig mellom smeltevannsflokker og nedbørsflokker (Engeland, 2016). I tillegg finnes det unntak lokalt og globalt som vulkansk aktivitet i tilknytning til isbre (Røthe et al.,

2019), jøkullaup (Xu et al. 2015), seismisk aktivitet (Røthe et al., 2019), is propp i vassdrag (Korytny og Kichigina, 2006), antropologisk forårsakete flommer som demningsbrist (Szydlowski et al., 2013) og endringer av nedbørsfeltet. Årsakene til at det oppstår en flom kan være sammensatt, kompleks og forskjellig, men felles for dem er at det tilføres vann i en større mengde enn elveløpet klarer å ta unna. Utover været ved flomhendelsen kan fysiske årsaker til flommer knyttes til store fysiske forutsetninger som lokalitet, størrelse og utforming av nedbørsfeltet (Lawrence, 2016), i tillegg til de lokale hendelsesspesifikke hydrologiske forutsetningene (Hegdahl et al. 2020). De hydrologiske forutsetningene for flom omfatter graden av mottagelighet for fuktighet i nedbørsfeltet gjennom permeabilitet, porøsitet, vannmetning i jordsmonnet, snømengde i området, og om det er tele i bakken før hendelsen inntreffer (Hegdahl et al. 2020). Disse faktorene og variasjonene mellom dem gjør hver hendelse med nedbør og tilførsel av fuktighet fra andre kilder til individuelle hendelser, og forutsetningene for flom er ulik hver gang. Det er derfor generelt viktig å presisere at nedbørmengde eller intensitet ved en nedbørshendelse ikke kan oversettes til vannføring, ettersom de hydrologiske forutsetningene kan være svært forskjellig fra en hendelse til en annen (Hegdahl et al., 2020). Det har vært mange hendelser med ekstremnedbør som ikke har forårsaket flom, som følge av at de hydrologiske forutsetningene for en flomhendelse har vært ugunstig ved nedbørshendelsen (Roald, 2008). Ekstremnedbør kan i tillegg til å forårsake flom, også forårsake skråningsprossesser og grove massestrømmer i små bratte nedbørsfelt (Sletten et al. 2003). Økt vanntrykk i jordsmonnet kan gjøre løsmassene i skråninger mindre stabil og i noen tilfeller skape skråningsprossesser og massebevegelser (Sletten et al. 2003). Det har tidligere vært dokumentert tilfeller av skråningsprossesser på Oppheim og i omegn ved ekstremnedbør (Østvang og Hella, 2006). Det er derfor i stor grad samme type værphenomen som forårsaker skråningsprossesser som flomhendelser i små bratte nedbørsfelt. Samtidig må man også inkludere at menneskelige inngrep som stabilisering og kanalisering av elveløp kan endre forutsetningene for flommer og ved ekstrem nedbør i nedbørsfeltet (Wanvik et al. 2016). Skogshogst og jordbruk kan gjøre skråningene og jorder mer lett eroderbar, mens elvestabiliserende tiltak som steinsetting og utgraving i elveløpet kan være gjort for å forhindre erosjon og oversvømmelse av boligområder og jordbruksland (Holden, 2014, s. 490).

3.2.1 Årsaken til nedbør og flom på Vestlandet

Sør-Norge deles av Hardangervidda og Jotunheimen, som skiller Østlandet og Vestlandet. Fjellene som deler Sør-Norge, har stor betydning for hvilke flomtyper som er mest utbredt i øst og vest. Vestlandet med sin kystlinje mot Atlanterhavet har et nedbørsbasert flomregime som en konsekvens av vestavindene som fører milde fuktige luftstrømmer mot Vestlandet altså zonale vindsystemer (Roald, 2008). På Østlandet oppstår det en regnskygge for vestavindene, og flomstudier viser at det i hovedsak er meridionale vindsystemer som forårsaker nedbør (Støren et al., 2012). Nedbørsfeltene på Østlandet er generelt store og vidstrakte, med flere store innsjøer og er utsatt for smeltevannsflom (Roald, 2008). På Vestlandet er nedbørsfeltene hovedsakelig mindre og brattere, og er spesielt utsatt for nedbørsbasert flom ettersom det er kort bassengforsinkelse mellom nedbørstopp og avrenningstopp (Lawrence, 2016). Vestlandet skiller seg derfor både klimatisk og topografisk fra Østlandet, som viser seg tydelig ved årsakene til nedbør og flom. Den vanligste flomårsaken på Vestlandet er ekstremnedbør som kommer ved frontnedbør med orografisk forsterkning (Grønås et al., 2005). Orografisk nedbør eller orografisk forsterkning av frontnedbør er nedbør som kommer som et resultat av, eller forsterkes av at luftmassen presses opp i møte med en fjellkjede (Sorteberg, 2014). Denne nedbørstypen oppstår på Vestlandet ved at fuktige luftmasser transporteres inn fra havet med vestavindene og danner nedbør ved at luftstrømmen presses opp av fjellene (Grønås et al., 2005). En forsterkende effekt i dette systemet er atmosfæriske elver, som kan beskrives som hovedårsaken til ekstrem nedbør på Vestlandet (Azad og Sorteberg, 2017). Selvom frontnedbør med orografisk forsterkning er den mest vanlige nedbørstypen på Vestlandet betyr ikke det at ikke andre nedbørstyper kan forårsake ekstremnedbør. Den mest intense nedbørstypen som finnes i Norge er konveksjonsnedbør på sommeren, og selvom denne nedbørstypen er hovedsakelig forbundet med Østlandet kan enkelthendelser oppstå (Roald, 2008). Ekstremnedbør i form av intens nedbør på Vestlandet kan derfor komme både i form av atmosfæriske elver som i Bergen 2005 (Hegdahl et al. 2020) og gjennom andre nedbørstyper som konveksjonsnedbør ved ustabile luftmasser på sommeren som forårsaket ekstremnedbør og den grove massestrømmen i Jølster i 2019 (Agersten, 2019). Derfor er det viktig å ha forståelse for at det ikke er utelukkende en nedbørstype som forårsaker ekstremnedbør.

3.2.2.1 Atmosfæriske elver

Det meste av ekstremnedbør på Vestlandet skyldes orografisk nedbør ved et værphenomen som kalles atmosfæriske elver (Azad og Sorteberg, 2017). En atmosfærisk elv kan beskrives som svært fuktige luftmasser som via subtropiske sykkloner, transporterer vann i gassform i smale luftstrømmer gjennom nedre del av atmosfæren mot polene (Ralph og Dettinger, 2011; Gimeno et al. 2014; Azad og Sorteberg, 2017). Isolert sett er ikke atmosfæriske elver et negativt fenomen ettersom de er svært viktig for transport av fuktighet til den nordlige halvkule (Gimeno et al. 2014). Det kan likevel oppstå svært negative konsekvenser ved en atmosfærisk elv, dersom det oppstår ekstremnedbør som igjen kan forårsake skred og flom, som forårsaker materiell- og personsaker (Stohl et al., 2008; Hegdahl et al., 2020). Spesielt sammensatte ekstremhendelser som på høsten 2014 og 2018 med enten mye nedbør i forkant eller tidlig snøfall som kan smelte samtidig som man får ekstremnedbør fra atmosfæriske elver, er svært flomskapende hendelser (Hegdahl et al. 2020). Azad og Sorteberg (2017) viser til at flertallet av hendelsene med ekstrem nedbør i kystnære områder tilknyttet fjellkjeder på hele nordlig halvkule er forårsaket av atmosfæriske elver. Dette forholdet vises også gjennom at det er en sterk korrelasjon mellom høyeste nedbørmengde på et døgn pr. år og atmosfæriske elver i kystnæreområder i Europa med en topografi som forårsaker orografisk heving (Lavers og Villarini, 2013). På Vestlandet har atmosfæriske elver vært hovedårsaken til ekstremnedbør i perioden 1900-2009 i form av ekstrem nedbør pr. døgn, og majoriteten av hendelsene inntreffer høst og tidlig vinter (Azad og Sorteberg, 2017). Dette samsvarer godt med at de fleste og sterkeste flomhendelsene på Vestlandet inntreffer på høsten i dagens klima (Ekblom Johansson et al., 2020). Atmosfæriske elver er hovedsakelig en utfordring for Vestlandet ettersom luftstrømmene kommer fra vest, derfor vil Østlandet i de fleste tilfeller havne i regnskyggen ved slike hendelser (Lavers og Villarini, 2013). Regnskyggen oppstår på lesiden av fjellkjeden, fordi når luftstrømmen passerer fjellene vil mye fuktighet forsvinne som nedbør samtidig som at luftstrømmen varmes når den synker ned på andre siden av fjellet og derfor vil luftmassen ikke lengre være mettet på fuktighet.

Atmosfæriske elver er i praksis en forsterkende effekt i et allerede tilstedeværende værssystem med vestavinder som frakter maritime luftmasser til vestlandskysten. Nedbørhendelser forårsaket av atmosfæriske elver er ikke like hendelser med like konsekvenser, de er svært forskjellige (Hegdahl et al. 2020). Mengden tilgjengelig vanndamp, vindhastighet, vindretning og temperatur har stor påvirkning på hvorvidt nedbørshendelsen blir ekstrem i form av mye nedbør over et kort tidsrom i et lite område, eller mer spredt ut både i areal og tidsrom.

Kombinasjonen av nedbørshendelsen, nedbørsfeltets utforming og de hydrologiske forutsetningene for flom avgjør hvorvidt det blir en flomhendelse (Hegdahl et al. 2020).

Atmosfæriske elver er et relativt nytt begrep som brukes i større og større grad i forbindelse med ekstremnedbør på Vestlandet. Tidligere har den nordatlantiske oscillasjon (NAO) vært benyttet i flomstudier i forbindelse med forsøk på å beskrive flomfrekvens variabilitet (Støren et al. 2012) og å skille smeltevannsflokker fra nedbørsbaserte flomhendelser (Tufteland, 2018; Ekblom Johansson et al. 2020). NAO er en beskrivelse av et komplekst værphenomen i Nord-atlanterhavet som viser til hvordan trykkforskjellen mellom høytrykket over Azorene og lavtrykket ved Island i stor grad styrer hvor vestavindene treffer Europa på vinterstid (Lamb og Pepler, 1987; Hurrell og van Loom, 1997). Derfor viser NAO viser en sterk korrelasjon med vinternedbør på Vestlandet av Norge basert på bre fluktuasjoner (Nesje et al. 2000). NAO er et svært relevant fenomen for flom i nåtid ettersom trykkforskjellen i stor grad styrer hvor vestavindene treffer Europa, og dermed kan det virke åpenbart å benytte NAO i beskrivelsen av fortidens flomhendelser. NAO benyttes ofte i paleoklimatiske studier gjennom NAO-indeksen, som er standardisert mål på trykkforskjellen enten pr. måned i nær fortid eller mest vanlig fra desember til mars (Nesje et al. 2000). Utfordringen med NAO-indeksen innenfor flomstudier er at trykkforskjellen varierer gjennom vinteren (Hurrell, 1995), samtidig som man vet at ekstrem nedbør og flomhendelser kan oppstå på svært kort tidsrom.

Det er ikke slik ved vinternedbør at all nedbøren kommer som snø ettersom værphenomener som atmosfæriske elver i tillegg til å føre med seg fuktighet også fører med seg en varmere luftmasse (Hegdahl et al. 2020). En annen usikkerhet ved å benytte NAO i forbindelse med smeltevannsflokker er at smeltevann er avhengig av temperaturen på våren, ikke bare snømengde, samt at konveksjonsnedbør kan oppstå på sommeren utenfor den vinterperioden NAO er mest aktivt. Derfor kan positiv NAO-indeks både indikere nedbørsbasert flom vinterstid og smeltevannsflokker på vår og sommer uten å skille dem. Det finnes også studier som indikerer at NAO ikke nødvendigvis har vært et stabilt fenomen som det er i dag, gjennom holosen (Pinto og Raible, 2012). Den samlede vurderingen er derfor at en isolert korrelasjon av NAO-indeksen med flomfrekvensen til et lite og bratt nedbørsfelt i et paleoklimatisk perspektiv er lite hensiktsmessig for å skille flomårsaker. Denne vurderingen må ikke misforstås som at NAO ikke påvirker flomfrekvensen i nåtid. Utfordringen ved å korrelere NAO til flomhendelser er knyttet til at NAO-indeksens lave oppløsning sammenlignet med værphenomener som kan oppstå på under et døgn.

3.2.2.2 Klimaendringer og flom

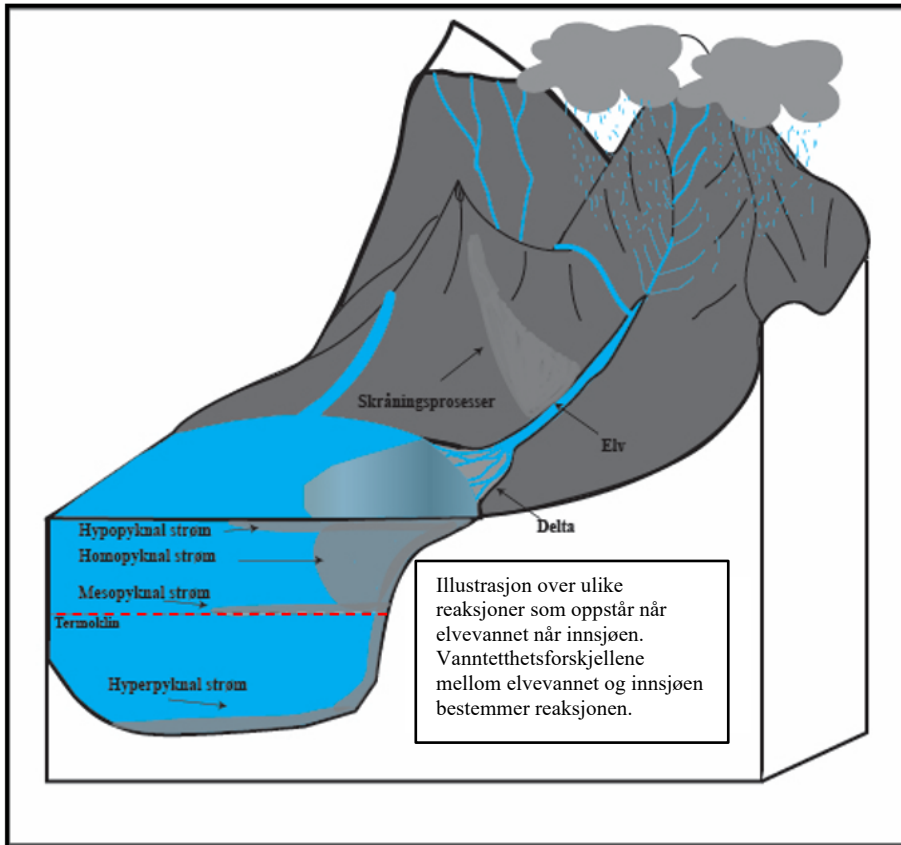
Klimaendringer er en komplisert utfordring når det kommer til nedbør, flomhendelser og flomfrekvensanalyser, spesielt i form av menneskeskapte klimaendringer som har oppstått over et kort tidsrom. Det hydrologiske kretsløpet og flomfrekvensen er svært sensitivt til endringer i klima, og paleodata viser at endringer i klima tidligere har forårsaket store endringer i flomfrekvens og flomstyrke (Knox, 2000). Hanssen-Bauer et al. (2015) skriver i sin rapport om klima i Norge 2100 at man kan forvente en økning på mellom 7-23% i års nedbør, samt mer ekstremnedbør i form av høyere intensitet og økt nedbørsmengde som indikerer at nedbørsbaserte flommer vil bli sterkere og forekomme hyppigere. Samtidig viser Hegdahl et al. (2020) til at hendelser med nedbør fra atmosfæriske elver vil påvirke større områder og forårsake kraftigere flommer enn i dagens klima ved klimaendringene som er forventet. Det er knyttet stor usikkerhet til flere aspekter ved klimaendringene som gjør det ekstra utfordrende å forutse omfanget av en klimatisk utvikling (Hanssen-Bauer et al. 2015). Det globale utslippet av klimagasser vil i stor grad bestemme utviklingen, og estimerer for fremtiden er basert på ulike utslippsscenarioer (Hanssen-Bauer et al. 2015). Den forventede økningen av ekstrem korttidsnedbør vil være spesielt flomskapende i små bratte nedbørsfelt på Vestlandet (Lawrence, 2016). Lokalt på Vestlandet kan man forvente en økning i flomstørrelse på 40-60% frem mot 2100 med det verste utslippsscenarioet, RCP 8.5 (Hanssen-Bauer et al. 2015). Dersom man har gode data for dagens flomfrekvens kan man prøve å kompensere for eller legge inn usikkerhetsmargin for klimaendringer (Lawrence, 2016). Klimajustering av flomfrekvens har høy usikkerhet, ettersom man ikke har kontroll på hvilke utslippsscenario som vil passe best, endringer i naturlige variasjoner og modellusikkerhet som baserer ser på at det fortsatt er klimatiske faktorer vi ikke vet om, forstår eller kan føre inn i en statistisk beregning (Hanssen-Bauer et al. 2015).

3.3 Den fluviale geomorfologiske agens

Forståelsen av flommer i nåtid og fortid er basert på en kombinasjon av målinger av vannføring direkte og indirekte. Ved studier av innsjøkjernepøver benyttes forståelsen av hvordan fluvial erosjon og sedimentasjon endrer seg ved endret vannføring essensielt for å kunne rekonstruere flomfrekvensen i perioder uten vannføringsmålinger. Erosjon, sediment transport og sedimentasjon som oppstår ved avrenning er avhengig av en rekke parametere som danner grunnlaget for vannets kompetanse og kapasitet (Holden, 2017, s. 501). Ved fluvial erosjon og transport av sediment må hvert enkelt korn utsettes for en oppdrift og drag som motvirker tyngdekraft og friksjon (Holden, 2017, s. 501). Vannhastigheten viser til vannets bevegelsestempo og bestemmes av gradient, vannføring og friksjon (Holden, 2017, s. 501). Vannhastigheten bestemmer kompetansen til vassdraget, og dersom kompetansen er stor nok vil kornet transporteres med vannstrømmen ved enten gliding, rulling, saltasjon eller suspensjon avhengig av kornstørrelse, fasong og masse (Holden, 2017, s. 501). Vannføring er et mål på hvor mye vann som passerer et punkt i vassdraget pr. tidsenhet og er gitt ved vannhastigheten multiplisert med tverrarealet av elven på samme sted (Sulebak, 2014, s. 117). Vannføringen bestemmer kapasiteten til elven, høyere vannføring kan transportere mer sediment, men sedimenttilgangen er ikke nødvendigvis alltid god nok til å benytte hele kapasiteten (Holden, 2017, s. 501). Elveløpets utforming gjennom terrenget påvirker hvor mye av erosjonskraften som påvirker elveleiet, blant annet vil en elv avsette materiale i innersving og erodere i yttersving på grunn av vannets erosive egenskaper (Sulebak, 2014, s. 119). Perioder med høy vannføring og vannhastighet kan skilles fra perioder med lav vannføring og vannhastighet, fordi en hendelse med høyere avrenning har større kapasitet og kompetanse og derav transporterer mer og grovere sediment lengre (Bøe et al. 2006). Fluvial sortering oppstår ved avtagende vannhastighet ettersom de største kornstørrelsene vil avsettes først basert på hydraulisk ekvivalens, mens det derfra vil være en gradvis sortering med avtagende kornstørrelse (Sulebak, 2014, s. 129). Hydraulisk ekvivalens viser til punktet hvor kombinasjonen av kornets masse, overflate areal og form gjør at kornet ikke lenger kan holdes i bevegelse (Schillereff et al. 2014). Fluvial sortering kan derfor utnyttes ved en flomfrekvensanalyse ettersom når vassdrag munner ut i en innsjø vil sedimentene avsettes når kompetansen avtar fra elveosen og utover i innsjøen. Lav vannføring har liten grad av erosiv kraft og dermed også lav kapasitet og kompetanse. I en innsjø vil det i de fleste tilfeller være en «bakgrunns sedimentasjon» som beskriver sedimentasjon ved normaltstand i innsjøen. Forholdet mellom sedimenttransport og vannføring behøver ikke være lineært (Veldekamp et al. 2017), ettersom tidligere flommer og sekundære geomorfologiske prosesser danner grunnlaget for erosjon og sedimenttransport ved

hver flom. Ved flommer, skred, snøskred og andre naturlige hendelser vil det gjerne bli avsatt et avsetningslag som kan skilles fra bakgrunnsedimentasjonen (Vasskog et al., 2011). Vasskog et al. (2011) ga slike identifiserbare lag en samlebenevnelse som hendelseslag. Hendelseslag kan videre deles iblant annet flomlag som er hendelseslag avsatt av en flomhendelse.

Fluvial sortering i sin enkelhet er lettforståelig, men når elvevannet renner ut i en innsjø vil vannstrømmen oppføre seg ulikt avhengig av vanntetthet (Mulder og Alexander, 2001). Dermed kan interaksjonen mellom vannet fra vassdraget og innsjøen forårsake flere typer strøm som kan påvirke distribusjonen av løsmasser. De ulike variantene for tetthetsstrøm er homogen strøm ut i vannsøylen eller strøm langs bunn, langs en termoklin eller i øvre vannlag (fig. 7) (Mulder og Alexander, 2001). Tetthetsstrømmene kan deles inn i ulike kategorier basert på vannmetningen i materiale, fra grove massestrøm (debris flow) med lav vannmetning til turbidittsstrøm (turbidity current) som er fullstendig vannmettet (Mulder og Alexander, 2001). Dersom vannet fra vassdraget har en temperatur og sediment innhold som gjør at tettheten på vannet er høyere enn vannet i innsjøen kan det oppstå hyperpyknal strøm, som kan transportere større kornstørrelser langs bunnen av innsjøen lengre enn strøm i vannlagene ved rett gradient på innsjøbunnen (Mulder og Alexander, 2001). De ulike formene for tetthetsstrømmer kan til skilles basert på gradering av kornstørrelser innad i et hendelseslag (Mulder og Alexander, 2001). Utformingen til et flomlag er avhengig av kompetanse, kapasitet, avstand til elveosen og hvilken form for distribusjon av løsmasser som oppstår ved flomhendelsen (Schillereff et al. 2014). Derfor kan flomlag ha både større og mindre kornstørrelse enn bakgrunnsedimentasjon, men finere sortering basert på høy tilgang til sediment og et energibasert avsetningsmønster. Fluvial sortering og reaksjonen når flomvannet når innsjøen er svært viktig ettersom denne teorien er en grunnleggende antagelse for flomfrekvensanalysen.



Figur 7: Ulike former for "density flows" eller tetthetsstrømner i vannlagene (modifisert fra Gilli et al, 2013).

3.4 Flomfrekvensanalyse

En flomfrekvensanalyse kan benytte en eller flere former for flomdata til å studere flomfrekvensen i et temporalt perspektiv. Flomdata kan deles i tre kategorier, instrumentelle målinger, historiske data og paleodata (Støren et al. 2018). Instrumentelle målinger av vannføring er mest nøyaktig, finnes i svært mange vassdrag, men utfordringen er at mange måleserier er over korte tidsrom (Lawrence, 2016). Ved å kombinere historiske flomdata og paleoarkiv som innsjøkjerner med instrumentelle målinger oppnår man lengre tidsrom med data og derfor en mer representativ måleperiode (Støren et al. 2018; Chiverrell et al. 2019). Historiske flomdata omfatter blant annet flommer, kirkebøker og andre kilder som beskriver flomhendelser før vannføringsmålinger tok over. Utfordringen med historiske flomdata er at de er hovedsakelig knyttet til skadeflom og ikke nødvendigvis dekker alle flommer. Støren et al. (2018) viser til at storflommen i 2014 i Vosso ville hatt et gjentaksintervall på 1000 år ved utelukkende bruk av instrumentelle målinger, mens ved inkludering av alle kjente historiske flomhendelser ble gjentaksintervallet nedjustert til 200-års flom. Samtidig viser Engeland et al. (2020) at den historisk kjente flommen Storofsen i 1789 ved hjelp av paleoarkiv gjenkjennes som den største flomhendelsen de siste 10.300 år i Glomma. Slik kan man observere hvordan et bredere datagrunnlag og lengre måleserie kan gi informasjon om flomhendelser utover hva en enkelt datatype kan gi alene. Inkludering av flere typer data er derfor svært gunstig i flomfrekvensanalyser dersom det er data tilgjengelig. Engeland et al. (2018) understreker at verdien av å inkludere historiske flommer er svært stor for å utvide tidsintervallet til vannføringsdata, spesielt på de største vannføringene som inntreffer ved lav frekvens. Inkludering av paleoarkiv og historiske flommer kan gi en bedre forståelse av ekstreme flommer, hvordan flomfrekvensen endres med klima, samt at moderne og historiske flommer kan sammenlignes med forhistoriske flommer (Engeland et al. 2020). Utfordringen med både vannstandsmåling, vannføringsmåling og historiske data er at de ikke finnes for alle vassdrag, samt at det ikke er kontinuerlige datasett og at flomtoppene kan feiltolkes dersom målinger tas på forskjellig tidspunkt. Derfor er innsjøsedimenter svært nyttig som et indirekte, men kontinuerlig flomarkiv (Gilli et al. 2013).

3.4.1 Flomfrekvensanalyse ved benyttelse av innsjøsedimenter

Innsjøer kan gi svært nyttig informasjon om flomfrekvensen ettersom innsjøer lagrer sediment fra nedbørsfeltet som gjennom ulike geomorfologiske prosesser har blitt forvitret og erodert, før avsetningene har blitt transportert og avsatt gjennom den fluviale geomorfologiske agens (Schillereff et al. 2014). Målet ved en flomfrekvensanalyse basert på innsjøsedimenter er å

bedre forståelsen av flomhendelser og definere flomfrekvensen for de identifiserte flomhendelsene (Schillereff et al. 2014). Flomfrekvensanalyser ved bruk av innsjøsedimenter, tar utgangspunkt i at arealet til nedbørsfeltet er stabilt, samtidig ønsker man at det har oppstått fluvial erosjon og sedimenttransport ved flomhendelser, slik at det avsettes identifiserbare flomlag på bunnen av innsjøen (Gilli et al. 2013; Schillereff et al. 2014). Dersom nedbørsfeltet ikke har endret størrelse er endringsårsaken i sedimentasjon avgrenset til endring i vannføring og tilgang på sediment. Gjentakintervall baseres på kjente vannføringsmålinger, mens flomfrekvens kun ser på relasjonen mellom antall flommer og tidsrom. Derfor benevnes flomhendelser ulikt basert på om flomhendelsen er av kjent eller ukjent styrke. Gjentakintervallet benyttes dersom man har vannføringsdata som kan benyttes til å beskrive sannsynligheten for flomhendelser av ulik styrke. En flomfrekvensanalyse som benytter innsjøsedimenter, vil gi en flomfrekvens basert på tidsrom delt på antall identifiserte flomhendelser.

Flomfrekvensen til et vassdrag kan indikere hvordan de flomgenererende prosessene har vært i fortid. Kombinasjonen av forståelse av nedbørsfeltet og de flomgenererende prosessene, kan derfor benyttes til tolkningen av hva flomfrekvensanalysen faktisk viser. Flomfrekvensen i et vassdrag med en utpreget flomgenererende prosess kan gjenspeile variasjoner i denne prosessen. Derfor kan en endret flomfrekvens i et nedbørsfelt preget av et nedbørsbasert flomregime indikere at det mest sannsynlig også vært endring i frekvensen av ekstrem nedbør (Lapointe et al. 2016). Oppheim som er et bratt og lite nedbørsfelt på Vestlandet, er mest utsatt for flomhendelser forårsaket av ekstrem korttidsnedbør og flomfrekvensen vil derfor kunne gi informasjon om hvordan frekvensen av ekstremnedbør har endret seg. Dette er ikke nødvendigvis gjennom at klimaendringen forårsaker flomhendelsen i seg selv, men gjennom at klimaendringene kan endre sannsynligheten for at flomhendelser skal inntreffe. Derfor vil man med lange tidsrom med data kunne observere endringer i sannsynligheten for et stokastisk fenomen som ekstremnedbør og flom av ulik styrke.

3.4.2 Identifisering av flomlag

Sedimentkjerneprøver fra innsjøer er et veletablert paleoarkiv for flomhendelser som kan gi indirekte måleserier over et svært langt tidsrom (Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010; Gilli et al., 2013; Fjellheim, 2018; Tufteland, 2018; Ekblom Johansson, 2020). For å kunne identifisere flomlag er man nødt til å kunne skille flomhendelser fra bakgrunns sedimentasjon og andre hendelseslag (Gilli et al. 2013). Flomlag har tidligere vært identifisert ved røntgen fluorescens (XRF) (Vasskog et al. 2011; Rapuc et al 2020), Computertomografi (CT) (Støren et al. 2010), magnetisk susceptibilitet (MS) (Støren et al. 2010), glødetap (Bøe et al. 2006; Vasskog et al. 2011) og kornstørrelsesanalyser (Gilli et al. 2013), og gjerne som en kombinasjon med flere av de nevnte metodene.

Bakgrunns sedimentasjon som beskriver sedimentasjon ved normaltilstand i vassdraget har stor påvirkning på hvordan flomlag kan identifiseres i sedimentkjernen (Gilli et al. 2013). Effekten av bakgrunns sedimentasjonen kan observeres gjennom studiene til Vasskog et al. (2011) og Bøe et al. (2006), og viser verdien av en helhetlig forståelse av nedbørsfeltet og benyttelse av en fler-metodisk tilnærming for å identifisere flomlag. Vasskog et al. (2011) benytter kombinasjonen av kornstørrelsesanalyser, relativ forhøyning i glødetap, lavere målerverdier av MS og ratioer av grunnstoff målt ved XRF til å identifisere flomhendelser og skille dem fra minerogen glasifluvial bakgrunns sedimentasjon. Bøe et al. (2006) identifiserte flomlag ved å kombinere relativ senkning i glødetap, høye MS verdier og kornstørrelsesanalyser for å skille flomlag fra en mer organisk bakgrunn. Flere metoder som indikerer samme resultat, styrker troverdigheten til resultatet. Derfor er det av stor nytte å anvende flere forskjellige metoder for å undersøke en kjerneprøve.

3.4.3 Endringsratemetoden - Rate of change

Støren et al. (2010) beskriver en metode for å identifisere flomhendelser i en sedimentkjerne basert på endring i måleverdi mellom prøvepunktene ved CT og MS. Rate of change, eller endringsratemetoden som den kan oversettes til på norsk, er en metode som benyttes til identifisering av flomlag basert på en tolket parameter. Endringsratemetoden er basert på en antagelse om at ved en flomhendelse vil det oppstå en plutselig og brå overgang fra bakgrunns sedimentasjon til hendelseslag (Støren et al. 2010). Metoden er effektiv dersom flomhendelsene i nedbørsfeltet gir en skarp overgang til økt minerogen input, eller skaper en annen skarp målbar endring i sedimentasjon. Dersom tolkningen av nedbørsfeltet tilsier at minerogene hendelseslag viser flomhendelser kan blant annet endringsraten til MS mellom to målepunkter benyttes til å identifisere flommer (Støren et al. 2010). Endringsraten som indikerer flomhendelser, kan baseres på ulike terskelverdier (Støren et al. 2010). Terskelverdien som definerer flom, må tilpasses til hver kjerneprøve og verdien som gir best resultat kan variere fra de nevnte eksemplene. Metoden tar ikke høyde for tykkelsen på laget, men baseres på identifikasjon av skarpe overganger. Det er derfor behov for en kvalitativ gjennomgang av resultatene for å forsikre seg om at det ikke registreres flere flommer på samme flomlag og at organiske lag ikke skaper flomhendelser i overgangen fra organisk til bakgrunns sedimentasjon. Metoden benyttes til å telle og identifisere flomhendelser på en objektiv måte, men tolkningen av hvordan flomhendelsene skal identifiseres må gjøres i forkant. Det er fordi flomhendelser opptrer ulikt i forskjellige vassdrag, med ulik bakgrunns sedimentasjon og med forskjellige flomsignaler må en slik tolkning gjøres individuelt til hvert vassdrag.

4. Metoder

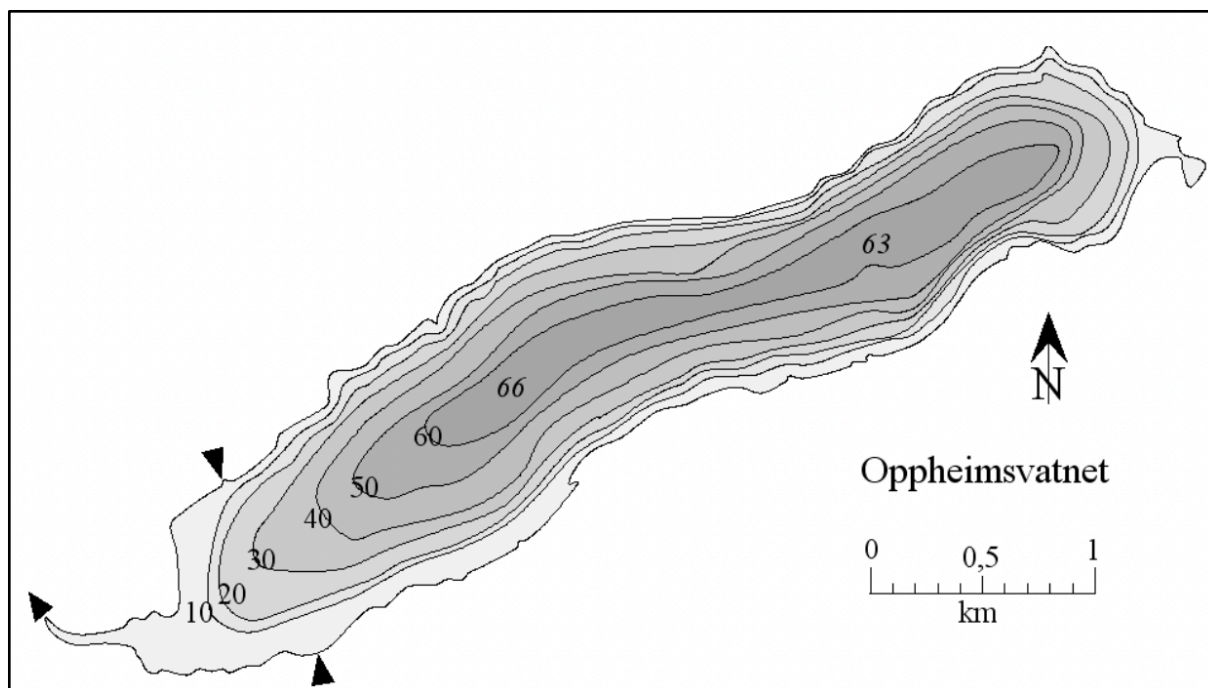
Metodene som er benyttet i denne studien er delt i tre kategorier. Det ble utført feltarbeid, lab arbeid og databehandling. Ved feltarbeidet ble det utført innhenting av sedimentkjerneprøver og feltobservasjoner av sedimenttilgang og aktive geomorfologiske agenser. Innhenting av rådata for batymetrisk kartlegging ble også gjort i felt. I laboratoriet ble kjerneprøven undersøkt med røntgen fluorescens, magnetisk susceptibilitet, glødetap og kornstørrelsesanalyser, i tillegg til at radiokarbondatering ble benyttet til å datere lag i kjerneprøven og konstruere en aldersmodell. Den siste delen av metodene omhandler databehandling og prosessering av innhentet rådata og klargjøring til fremstilling av resultater og analyser.

4.1 Feltarbeid

Feltarbeidet ble utført i 3 turer i oktober 2020, juli og september 2021. Feltarbeid var nødvendig for å innhente sedimentkjerneprøver som senere skulle undersøkes gjennom lab undersøkelser. Feltobservasjoner ble gjennomført ved å observere sedimenttilgang til vassdragene, aktive prosesser i nedbørsfeltet og utelukke andre agenser som direkte kan forårsake sedimenttilførsel i innsjøen. Det ble også innhentet dybde data til batymetrisk kartlegging.

4.1.1 Prøvetaking av innsjøsedimenter

Sedimentkjerneprøvene ble innhentet i oktober 2020 og det ble benyttet både stempelkjerneprøvetaker (piston corer) (Nesje, 1992) og uwitec gravity corer fra flåte. Valget av kjerneprøvelokalitet var inspirert av Dahl et al. (2003) sin teori for valg av prøvetakningslokalitet. Prøvelokaliteten ble valgt basert på et batymetrisk kart (fig. 8) fra rådgivende biologer (Johnsen et al., 2009) og lokaliteten ble valgt i den hensikt å komme tett nok på elveutløpet til å få signal fra flomhendelser, men ikke for tett slik at skråningsprosesser og resedimentasjon av materiale forstyrrer de mulige flomsignalene.



Figur 8: Grov skala batymetrisk kart over Oppheimsvatnet (Johnsen et al., 2009).

Begrunnelsen for å benytte to typer kjerneprøver var at en stempelprøvetaker gir lange kjerner som gir lengre tidsrom, men kan forstyrre topplaget og nær fortid. En uwitec gravity corer gir kortere kjerneprøver og dekker et kortere tidsrom, men bevarer topplaget som kan korreleres med stempelkjerneprøven. Ved å kombinere de to typene av kjerneprøver skal derfor i teorien kunne oppnå en bedre kjerneprøve sammenlagt. Prøvene ble navngitt med OP for Oppheimsvatnet og P eller G for piston eller gravity, pluss kjernenummer og år. Det ble innhentet i alt 5 kjerneprøver fra Oppheimsvatnet, 2 med stempelkjerneprøvetaker og 3 Uwitec kjerneprøver. Kjerneprøvene ble innhentet på samme tidspunkt i oktober 2020, og åpnet i juni 2021.

4.1.2 Batymetrisk kartlegging med ekkolodd

Batymetrisk kartlegging ble benyttet for å etterprøve om sedimentkjernene ble innhentet på en egnet lokalitet, ettersom det batymetriske kartet vi benyttet som utgangspunkt var grovt. Det ble benyttet et ekkolodd som målte dybdepunkter med et fast intervall. Ved å kjøre i jevn fart frem og tilbake og på kryss og tvers ble det innhentet data om dybden og koordinatene til hvert punkt. Innhentet rådata fra ekkolodd ble lagret som en gpx-fil, som måtte behandles videre i GIS-programvare for å fremstille et batymetrisk kart.

4.2 Labmetoder

Labmetoder ble benyttet for å innhente informasjonen som er lagret i kjerneprøvene. Metodene som er benyttet i denne studien er benyttet for å identifisere og skille bakgrunnsedimentasjon og hendelseslag, og deretter skille flomavsetninger fra øvrige avsetninger. I denne studien ble røntgen fluorescens (XRF) og magnetisk susceptibilitet (MS), glødetap, kornstørrelsesanalyser og radiokarbondatering benyttet for å skille flomhendelser fra bakgrunnsedimentasjonen. Alle metodene gjennomføres individuelt, men kombinasjonen av de ulike metodene sammen gir en mer helhetlig studie av kjerneprøven. Vasskog et al. (2011), Bøe et al. (2006) og Støren et al. (2016) er eksempler på en fler-metodisk tilnærming som også denne studien baserer seg på. Flere metoder som gir likt resultat, gir et bredere grunnlag for tolkningen, samt større troverdighet og pålitelighet for sluttresultatet.

4.2.1 Visuell logging

Logging er brukt for å observere visuelle endringer i kjernen og observere mulige feilkilder som sprekkdannelse og kornstørrelse som kunne påvirke resultatet av de andre metodene. Logging ble gjennomført etter splitting av kjerneprøven. Ved logging ble innvendig lengde av kjerneprøven målt, og alle visuelle endringer ble registrert. Her ble kjernen kartlagt spesielt mtp. laginndelinger, avbøyning av laginndeling, organiske lag, kornstørrelse, sprekker eller forstyrrelser i prøven. Dette er informasjon som kan vise seg nyttig i senere deler av analysen for å forklare resultater som dukker opp ved andre metoder.

4.2.2 Røntgen fluorescens (XRF)

Røntgen fluorescens (XRF) benyttes i flomstudier for å identifisere et geokjemisk gjenkjennbart signal som kan indikere flomhendelser (Rothwell og Croudace, 2015). I sedimentkjerneprøver kan en unik sammensetning av relativ variasjon i telleratene av grunnstoff langs et tverrsnitt benyttes for å kunne skille flom fra andre mulige agenser i et område. XRF benyttes til å observere de geokjemiske sammensetningene i et materiale. Materialet kan være fast, flytende eller i gassform gjennom undersøkelsen uten at det ødelegger resultatet (Brouwer, 2010, s. 8). Tidligere studier som av Rapuc et al. (2020) har benyttet XRF-data til å skille flomlag, fra andre hendelseslag og bakgrunnsverdier. Flommer og andre avsettende agenser kan ha samme sedimentkilde ved hver hendelse og derfor danne et geokjemisk avtrykk som kun kommer ved den typen hendelser (Rothwell og Croudace, 2015). En tidligere studie fra Vasskog et al. (2011) benyttet ratioen av Rb/Sr som en indikator for flomhendelser, men innenfor identifikasjon av flomlag med XRF er det benyttet svært mange forskjellige kombinasjoner basert på

lokalitetsspesifikke forutsetninger. Ved analysing av XRF-data er det derfor viktig å være klar over at grunnstoffene som er benyttet til å identifisere flommer i en studie, ikke nødvendigvis vil indikere flom i et annet feltområde.

XRF skilles i to varianter, konvensjonell XRF som undersøker individuelle prøver og moderne XRF apparater som skanner langs et tverrsnitt. I denne studien er det benyttet en ITRAX kjerneskaner på EARTHLAB, ved Universitetet i Bergen, som benyttes til å undersøke sedimentkjernep prøver i kronologisk rekkefølge langs et tverrsnitt. ITRAX kjerneskaneren gir høy oppløsning og mye informasjon på kort tid, uten å skade prøvematerialet (Croudace et al., 2006). XRF apparatet består hovedsakelig av tre komponenter, en røntgen sender, materialet som skal undersøkes og en detektor (Brouwer, 2010, s. 21). Når røntgenstrålen (fotonet) treffer materialet vil noe bli absorbert, noe vil passere og noe vil bli spredt utover. Reaksjonene som måles er fluorescens, Compton spredning (Incoherent scatter «Inc») og Rayleigh spredning (Coherent scatter «coh») (Brouwer, 2010, s. 10). Fluorescens oppstår ved atomet absorberer energien fra fotonet. I denne prosessen vil et elektron i den indre energikretsen rundt atomkjernen frigjøres, og gjøre atomet ustabil. Som en respons vil et elektron fra den ytre energikretsen derfor flyttes innover for å re-stabilisere atomet. Denne prosessen frigjør energi som detektoren måler og som er spesifikk for hvert enkelt grunnstoff (Brouwer, 2010, s. 12). Ved bruk av ITRAX og Mo (Molybden) rør som i denne studien, identifiseres et utvalg av grunnstoffene mellom aluminium og bly i det periodiske system (Croudace et al., 2006), og hvor mange ganger hvert grunnstoff telles i hvert punkt. De ulike grunnstoffene har ulik grad av sensitivitet til XRF strålen og tellerater av to grunnstoff indikerer derfor ikke fysisk mengde (Croudace et al., 2006), og kan kun brukes til å se relative variasjoner i hvert grunnstoff (Kylander et al., 2013).

Tettheten til de målte grunnstoffene avgjør om det oppstår Compton eller Rayleigh spredning (Brouwer, 2010, s. 17-18). Brouwer (2010, s. 17-18) beskriver de to variantene av spredning som oppstår ved at de innkommende fotonene, som røntgenstrålen består av, treffer et av de ytre elektronene til et atom, basert på reaksjonen ved sammenstøt. Ved compton spredning vil fotonet treffe og fortrenge et elektron i ytre energikrets og frigjøre energi, dette inntreffer oftest dersom det er et lett grunnstoff med svake atombindinger. Dersom det er et tyngre grunnstoff med sterke atombindinger, vil fotonet treffe elektronet, men bli reflektert og elektronet vil bli værende på grunn av de sterke bindingene og kalles Rayleigh spredning (Brouwer, 2010, s. 17-18).

Ettersom variasjonene kan være knyttet til endringer i umålte grunnstoff er det viktig å normalisere verdiene. For å normalisere XRF dataene benyttes tellerate av grunnstoff dividert på tellerate av summen av rayleigh og compton spredning for hvert målepunkt (Kylander et al. 2013). rayleigh og compton spredning kan også å indikere organisk innhold (Woodward og Gadd, 2019). XRF fanger ikke opp organisk innhold og vanninnhold direkte ettersom grunnstoffene som vann og organisk materiale er bygd opp av er for lette til å bli identifisert. Burnett et al. (2011) viser til at forskjellen i massetetthet mellom organisk karbon og blant annet karbonat, aluminiumsilikater og silika, gjør at ratioen av compton spredning delt på rayleigh spredning (Inc/coh) blir høyere ved økende konsentrasjon av organisk materiale. Derfor kan ratioen av Inc/coh benyttes som en indikator for å observere organisk innhold i prøven (Burnett et al., 2011). Dette stemmer dersom endringen i forholdet mellom Inc/coh skyldes endring i de lette grunnstoffene, og bør sjekkes mot en uavhengig indikator på organisk innhold som glødetap (Chawchai et al.,2016). For et korrekt forhold mellom Inc/coh og organisk innhold er det også viktig at forholdet mellom organisk innhold og vann er konstant (Woodward og Gadd, 2019).

Fremgangsmåten for å benytte XRF på en sedimentkjerne er beskrevet i detalj av Croudace et al. (2006). Apparatet må stilles inn på ønsket oppløsning og måletid, samt flere andre innstillinger. I denne studien er det benyttet en oppløsning på 500 μm og 10 sekunder pr. måling, som gav en samlet skanningstid på 6-7 timer for hver seksjon av kjerneprøven. Årsaken til å ikke velge høyere oppløsning er både knyttet til tiden det tar å skanne, og mengden data som nesten kan bli i overkant detaljert når man forventer at kjerneprøven dekker et tidsrom av holosen.

4.2.3 Magnetisk Susceptibilitet (MS)

Magnetisk susceptibilitet, eller Magnetic susceptibility (MS) på engelsk, er en metode som innenfor flomstudier kan benyttes til å undersøke endring i avsetningssammensetning langs et tverrsnitt av en kjerneprøve. MS måler magnetiserbarheten til et materiale og ved benyttelse av MS i studier av innsjøsedimenter måles hvor magnetiserbart materialet i kjerneprøven. Dersom flomlag har en gjenkjennbar signatur i form av magnetiserbarhet i materialet, kan flomhendelsene i kjerneprøven identifiseres med blant annet endringsratemetoden (Støren et al. 2010). Det er flere former for magnetisk adferd i materialer, fra mest magnetiserbart til minst er de Ferro-, Ferri-, Canted antiferro-, Para- og Diamagnetisme (Daering, 1994). Daering (1994) beskriver de ulike formene for magnetisk adferd gradvis fra mest magnetiserbart til minst. I artikkelen beskrives ferromagnetiske materialer som rent jern, som svært magnetisk følsomt, men som oppstår ytterst sjeldent naturlig. Ferrimagnetiske materialer er mest magnetisk følsomme av materialene som oppstår naturlig i naturen, blant annet magnetitt og andre jernholdige mineraler. Videre er materialer som er canted antiferromagnetiske materialer lavere magnetisk følsomhet, mens paramagnetiske materialer gir enda lavere. Diamagnetiske materialer som organisk materiale og kvarts gir svak og nesten negativ magnetisk følsomhet (Daering, 1994). Derfor har ulike materialer ulik grad av magnetisk tiltrekning, for eksempel vil det være en svært sterk magnetisk tiltrekning i jernoksidet magnetitt, mens blant annet kvarts og organisk materiale vil ha en svært svak til ingen magnetisk tiltrekning (Daering, 1994). Endring i magnetiserbarhet langs et tverrsnitt av kjerneprøven kan derfor identifisere ulike hendelser som skred og flom dersom sedimentkilden uendret for hver agens. Mineraler har høyere magnetiserbarhet enn organisk materiale (Daering, 1994). MS kan derfor benyttes som en indikator for minerogen sedimentasjon, hvor relativt forhøyede verdier i MS indikerer forhøyet minerogen sedimentasjon.

Kjerneprøvene som er benyttet i studien er undersøkt med 2 mm oppløsning ved benyttelse av en Multi-sensor-core logger langs et tverrsnitt av prøven på EARTHLAB, ved Universitetet i Bergen. Kjernene ble plassert i en skinne med plastfolie som dekket overflaten. Sensoren som måler magnetiserbarhet gjør annenhver måling i kjerne og luft, derfor er det viktig at apparatet er innstilt slik at sensoren ikke går så lavt at den ikke får nullstilt seg mellom hver måling i kjernen.

4.2.4 Glødetap (LOI)

Glødetap er en metode som benyttes for å observere prosentvis andel av vann og organisk materiale i en sedimentprøve (Heiri, Lotter og Lemcke, 2001). Konsentrasjonen av organisk materiale kan gi informasjon om endringer og variasjoner i sedimentasjonen i et nedbørsfelt som ved flomhendelser. Ved antagelsen om at et hendelseslag avsettes over et kort tidsrom og at organisk input i tidsrommet rundt hendelsen er tilnærmet lik vil en plutselig endret verdi av glødetap kunne indikere at en hendelse har inntruffet. Både forhøyet glødetap (Vasskog et al. 2011) og senket glødetapsverdi (Bøe et al. 2006) kan indikere flomhendelser, basert på bakgrunns sedimentasjonen i nedbørsfeltet. Bøe et al. (2006) viser til en markant forskjell i glødetap (%) mellom bakgrunns måling (gjennomsnitt på 36,7%) og flomhendelseslag (varierer mellom 3 og 10%). Glødetap kan også benyttes til å observere om Inc/coh fra XRF samsvarer med organisk innhold og dermed få en indikator med høyere oppløsning på organisk innhold. Ved glødetap kan sedimentkjernen undersøkes med et bestemt intervall for å se utviklingen i vanninnhold og organisk materiale over tid, eller benyttes mer spesifikt mot bestemte lag som man vil undersøke. Fremgangsmåten for å måle glødetap er relativt enkel, men det er viktig å være organisert for å ikke forveksle rekkefølgen på prøvene. Hver prøve som hentes ut av sedimentkjernen skal ha omtrent samme vekt for å sikre lik grad av tørking og forbrenning (Heiri, Lotter og Lemcke, 2001). Små forskjeller i prøvestørrelse vil ikke påvirke resultatet nevneverdig ettersom det måles prosentvis endring. Resultatet kan bli påvirket av prøvetakningen i lag med store makrofossiler ettersom inkludering av en stor makrofossil vil gi et svært høyt glødetap, men å velge bort de største makrofossilene vil gi relativt lavt glødetap. Ingen av løsningene er fullstendig korrekt, men valget må tas med i tolkningen av resultatet.

Fremgangsmåten som er benyttet i denne studien er basert på Dean (1974) sin fremgangsmetode for glødetap. Første steg var å veie rene og tørre prøvedigeler i rekkefølge med fjærvekt, og lage et system på brettene de står på for å holde orden. Deretter ble prøvene hentet ut av sedimentkjernen med et intervall på 0.5 cm og kronologisk rekkefølge ble opprettholdt ved å ha en bestemt rekkefølge på stekebrettet (fig. 9). Hver enkelt prøve ble tatt ved hjelp av en 2 mm bred spatel og fylt oppi en modifisert sprøyte slik at det alltid ble uthentet $\approx 1 \text{ cm}^3$ med materiale. Deretter ble prøvene veid med digel for å se vekt på våt prøve, før prøvene ble tørket på 105°C i ca. 24 timer for å fordampe alt vanninnhold. Når prøven var tørket, ble den veid på nytt for å gi tørrvekt. Deretter ble prøvene glødet i ovn i 1 time på 550°C for å fjerne alt organisk innhold. Når ovnen var kjølt ned til ca. 250°C, ble prøvene flyttet over i en eksikator for å kjøles ned i en kontrollert atmosfære for å unngå forurensning fra luften eller luftfuktighet påvirker

prøvene (fig. 9). Deretter ble prøvene veid på nytt. Vekttapet ved siste steking delt på prøvens tørre vekt gir innhold av organisk materiale i prosent (Heiri, Lotter og Lemcke, 2001).



Figur 9: Bilde t.v. viser hvordan prøvene ble hentet ut for å unngå overlappende punkter. Bilde t.h. viser hvordan ferdig brente prøver kjøles ned i eksikator, mens et nytt Brett med prøver gjøres klar til tørking og brenning.

4.2.5 Kornstørrelsesanalyser

Kornstørrelsesanalyser kan benyttes som et verktøy i tolkningen av hvordan hendelseslagene er avsatt (Gilli et al. 2013). I en flomstudie er det av interesse å kunne identifisere kornstørrelse, gradering og sortering i hendelseslag og benytte informasjonen i tolkningen av om hendelseslagene er flomlag (Schillereff et al. 2014). Kornstørrelsesanalysene benyttes for å observere fordeling av kornstørrelse i en sedimentprøve og kan gjøres ved fast intervall, innad i et hendelseslag, samt før, i og etter et hendelseslag i kjerneprøven. Resultatet fra analysen brukes til å se fordelingen av kornstørrelser i en prøve. Vasskog et al. (2011) benytter sorteringsgrad og kornstørrelse i hendelseslag som en indikator for flomhendelser. Samtidig kan også kornstørrelse benyttes som en indikator på flomstyrke (Bøe et al. 2006). Kornstørrelsen er gitt ved lengste partikkeldiameter, slik at kornstørrelse og volum av partikkelet er forskjellige mål. Kornstørrelsesanalyser kan gjøres på ulike måter som er tilpasset den typen sedimenter man jobber med og hvilke resultater man er ute etter. Ved fine

kornstørrelser kan maskiner som Mastersizer 3000 benyttes både på våte og tørre prøver (Wong, u. å.). Ved grove kornstørrelser med korn over 3.5 mm i diameter er manuell sikting av prøver med gradvis finere maskeåpning på siktene mest nyttig, ettersom Mastersizer 3000 har dette som maksimal kornstørrelse (Malvern Panalytical, 2022). Kornstørrelsesanalysene i denne oppgaven er gjennomført med Mastersizer 3000 og måling av våte prøver.

For å benytte Mastersizer 3000 med våte prøver til kornstørrelsesanalyser må prøvene løses opp i vann til alle individuelle korn er separert fra hverandre. Neste steg er å tilføre prøven til maskinen hvor prøven sirkuleres godt før den sendes gjennom et rør inn i selve mastersizer instrumentet. Der vil vannet med prøven passere et cellevindu hvor en laser stråler konstant, og vinkelen på refleksjonen fra hvert individuelle korn avgjør kornstørrelsen som blir avlest. Mengden prøvemateriale man benytter er avhengig av hvor mye av laserstrålen i cellevinduet som blir skygget for. Her er det ulike mengder som er best egnet for hver kornstørrelse, men en skyggeverdi mellom 5-10% for fine kornstørrelser og 5-12% for grovere kornstørrelser er et godt utgangspunkt (Wong, u. å.). Dersom skyggeverdien er for høy klarer ikke nødvendigvis laseren og skille mellom hvert individuelle korn og dette kan medføre flere refleksjoner fra hvert korn (Wong, u.å.). Dersom mengden prøve er for liten eller stor, er det ikke sikkert at den avleste verdien er representativ for hele prøven. Ved benyttelse av Mastersizer 3000 kan svært små kornstørrelser måles og kornstørrelsesfordelingen observeres. Det viktig å benytte hele prøven som løses opp i vann ettersom det vil oppstå en naturlig sortering i vannet som gjør at hele prøven må benyttes for å gi korrekt resultat.

Fremgangsmåten ved kornstørrelsesanalyser var å benytte en mastersizer 3000 på Earthlab til å undersøke fordelingen av kornstørrelser i hver prøve. Kornstørrelsesanalysene ble rettet direkte mot hendelseslagene for å se om endring i kornstørrelsesfordelingen kan avsløre hvilken agens som har avsatt hendelseslaget. Hendelseslagene var definert utfra lag i kjernen som kunne observeres visuelt, i tillegg til at de viste utslag i XRF- og MS-data. For å holde orden på prøvene ble det benyttet knappenåler av ulik farge for å markere hvor prøvetakning skulle gjennomføres (fig. 10). Hvert hendelseslag ble undersøkt med prøvetaking over, i og under laget. De tykke hendelseslagene ble undersøkt med flere prøver for å være sikker på å prøveta før, i og etter hendelsen, siden det ikke alltid var like lett å definere start og slutt på hendelseslagene. Hver prøve ble hentet ut med en 2 mm bred spatel, og ble blandet ut i sterilisert vann i et prøveglass. Deretter ble prøven løst opp i vann ved å benytte en melkeskummer (liten elektrisk visp). Det ble gjennomført et forsøk med uthenting av 2 identiske prøver fra samme

lag, på 5 forskjellige dybder i prøven der en av prøvene ble glødet på 550°C og den andre forble ubehandlet. Ved undersøkelse av prøvene i mastersizer 3000 ble konklusjonen at gløding av alle prøver i forkant av bruk av mastersizer 3000 ikke var nødvendig. Prøvene ble derfor hverken behandlet med hydrogenperoksid eller glødet før de ble analysert, men de ble behandlet med ultralyd i 60 sekunder pr. prøve for å løse opp individuelle korn som fortsatt hang sammen. Organisk materiale vil kunne være en mulig feilkilde i resultatene. Hver prøve ble undersøkt 5 ganger, med en skyggeverdi på mellom 5-10 % for fine kornstørrelser og 8-15 % for grovere kornstørrelser som sand. Gjennomsnittet av de 5 målingene ble benyttet for videre analyse.



Figur 10: Fargede knappenåler benyttes for å markere prøvepunkt, hvit under laget, rød i laget og blå over laget.

4.2.6 Radiokarbondatering

Radiokarbondatering er en metode som i forbindelse med en flomfrekvensanalyse benyttes til å datere bestemte lag i en kjerneprøve (Gilli et al. 2013). Radiokarbondatering er datering av organisk materiale som organismer og planterester, og er basert på prinsippet om at karbonisotoper brytes ned ved en fast halveringstid (Bradley, 2015, s. 60). Dateringene som er innhentet på ulike dybder i kjerneprøven benyttes til å konstruere en aldersmodell som kan benyttes til å estimere avsetningstidspunkt på sediment lagene mellom dateringspunktene (Blaauw, 2010). Uten en aldersmodell eller noen dateringer vil alle funn være av svært liten verdi ettersom resultatene ikke kan settes inn i et temporalt perspektiv (Schillereff et al. 2014).

Karbon finnes i atmosfæren blant annet som CO₂, men konsentrasjonen av karbonisotopene endrer seg. Radiokarbondatering baseres på antagelsen om at en plante fornyer sitt karbon så lenge den lever gjennom fotosyntesen, og når planten dør vil karbonet ikke lengre skiftes ut (Bradley, 2015, s. 60-61). Karbon består av flere karbonisotoper, blant dem det ustabile ¹⁴C isotopet og fra tidspunktet organismen dør vil det brytes ned med en halveringstid på ca. 5730 år (Bradley, 2015, s. 61), mens ¹³C forholder seg stabilt (Libby, 1961). Derfor kan kombinasjonen av de stabile karbonisotopene og ¹⁴C brukes til å se hvor mye karbon som er brutt ned siden organismen døde. Ettersom halveringstiden til ¹⁴C er relativt kort, vil metoden være begrenset til maksimal teoretisk bruk på hendelser opp til ti halveringssykluser og 57.300 år tilbake i tid (Bradley, 2015, s. 61). Likevel vil metoden i praktisk bruk være begrenset til 55.500 år, men alle dateringer som er eldre enn 45.000 år bør tolkes med en hvis usikkerhet (Bradley, 2015, s. 64). Denne begrensningen er uproblematisk i feltområdet ettersom siste isavsmelting er mye yngre enn maksimal ¹⁴C-datering, og alle løsmasser i feltområdet antas å ha en maksimums alder som yngre enn isavsmeltingen.

Antagelsen om at sammensetningen av karbonisotoper i en levende terrestrisk organisme er lik den atmosfæriske sammensetningen, stemmer ikke dersom organismene tar opp karbon fra et annet miljø enn atmosfæren (eks. en innsjø) (Barnekow, Possnert og Sandgren, 1998). Da er planten synkronisert med miljøet den vokser i (Barnekow, Possnert og Sandgren, 1998). Akvatiske og terrestriske organismer kan derfor ha en ulik karbonsammensetning ettersom en innsjø kan ha reservoar alder (Alves et al. 2018). Ettersom ulike former for organisk materiale kan gi feil dateringer, er det mest korrekt å basere dateringene på identifiserte terrestriske planterester for å unngå akvatiske planter og redistribusjon av eldre planterester (Barnekow, Possnert og Sandgren 1998).

I denne studien ble datering av identifiserte terrestriske planter gjort ved å hente ut prøvemateriale i lag som var ønsket å datere i kjerneprøven. Dateringen er gjort av Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen og AMS ^{14}C -metoden er benyttet. AMS står for «Accelerator mass spectrometry» og henviser til en modernisert metode benytter for å datere materialet, som sparer tid og kan datere mindre karbonprøver (Hellborg og Skog, 2008). Sedimentasjonsrekkefølgen tilsier at i teorien vil de yngste avsetningene alltid være øverst og de eldste er i bunn. Ved å datere et antall ulike lag i kjerneprøven vil man da kunne etablere en aldersmodell som kan fortelle om sedimentasjonsrate, flomfrekvens, alder på spesifikke hendelser og avvik fra normal sedimentasjonsrekkefølge (Gilli et al. 2013). Mange dateringspunkter er kostbart, men gir høyere oppløsning og mindre usikkerhet knyttet til aldersmodell. Få dateringspunkter kan derimot gå glipp av endringer i sedimentasjon eller erosjon. Det er en balanse mellom å datere interessante hendelser i kjerneprøven og å opprettholde et jevnt intervall på dateringene.

Selve fremgangsmåten benyttet for radiokarbondatering denne studien tar utgangspunkt i Birks og Lotter (2000) sin prosedyre for radiokarbondatering. En 1 cm tykk seksjon av kjernematerialet ble tatt ut uten å inkludere ytterkantene av prøven. Deretter ble prøvene siktet med åpning på 250 μm slik at synlige planterester kunne plukkes ut og legges over i et prøveglass. Dersom det var lite organisk materiale, ble alt innholdet fra sikten overført til en petriskål for å undersøke dateringsprøven under mikroskop. Det er viktig å kunne skille terrestriske og akvatiske planterester for å oppnå en korrekt datering (Barnekow, Possnert og Sandgren, 1998). Derfor ble identifisering av planterester og frø ble gjort ved hjelp av en artikkel av Hillary Birks (2017), som tar for seg de vanligste makrofossilene i Norge. Hovedsakelig bestod funnene av ulike bladfragmenter, frø og frøkapsler fra bjørk og små kvister med bark på (fig. 11). For å unngå feildatering ved at forurensning kom i prøven, ble arbeidsplassen holdt ren og ryddig. Arbeidstiden pr. prøve ble begrenset til så kort som mulig ettersom det relativt fort kan komme soppvekst og mugg på prøvemateriale i romtemperatur og vått miljø (Birks, 2000).



Figur 11: Identifisering av makrofossiler med mikroskop. Her kan flere typer organisk materiale identifiseres, blant annet ble det identifisert *Betula pubescens* fruit, *Betula nana* fruit, *Betula pubescens* female catkin scale, blad fragment.

Når dateringsmaterialet var hentet ut og identifisert, samt at mengden materiale var tilstrekkelig ble dateringsprøven tørket på 50°C. Etter et døgn var prøvene fullstendig tørket og da ble de veid og pakket i prøveglass som ble sterilisert i ovnen på 550°C i 4-5 min. Hver dateringsprøve inneholdt minimum 4,9 mg organisk materiale, selv om det er mulig å datere enda mindre prøver (Hellborg og Skog, 2008). Når prøvene var pakket og merket ble de sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen for datering. Resultatene fra radiokarbondatering ble levert i ^{14}C år BP. BP (Before Present) referer til 1950 som betyr at faktisk alder vil være 70 år eldre ettersom prøven er innhentet i 2020. De atmosfæriske variasjonene i karbonisotoper gjør det nødvendig å kalibrere resultatene opp mot rekonstruerte kurver av ^{14}C i atmosfæren (Blaauw, 2010). Kalibreringen av dateringspunktene ble gjennomført i programvaren «Clam» i programmet «R» og IntCal20 ble valgt som kalibreringskurve, fordi den gir en fullstendig forståelse av de atmosfæriske variasjonene de siste 13.900 kal år BP (Reimer et al., 2020). Det ble benyttet sannsynlighetsmargin på 2σ ved kalibrering av dateringsresultatet. Den kalibrerte alderen ble i flere tilfeller oppgitt med flere sannsynlige aldersintervaller, ettersom rekonstrueringen av den atmosfæriske sammensetningen kan ha flere perioder som passer med sammensetningen av karbonisotoper (Blaauw, 2010).

4.3 Databehandling

Databehandling beskriver arbeidet med innsamlet data som må gjøres før tolkningen av resultatet. I denne prosessen Co-registreres datasettene, det blir forsøkt å finne logisk korrelasjon mellom indikatorer, samtidig som innsamlet data fra feltarbeid og kartverket benyttes til å lage en hypsografisk kurve og konstruere et batymetrisk kart.

4.3.1 Co-registrering og korrelasjonsanalyse

Ved benyttelse av metodene XRF, MS og Glødetap måles endring og relativ variasjon langs tverrsnittet av kjerneprøven. Etersom disse tre metodene ikke gjøres i samme prosedyre kan dataene bli forskjøvet, eller skjøtene i seksjonene kan bli målt med forskjellig lengde, spesielt ved kjerneskaning. Derfor finjusteres endene på datasettet i hver seksjon av prøven slik at XRF og MS kun viser målinger i sediment, mens glødetap, logg og manuelle kontrollmålinger er benyttet til å få korrekt prøvelengde. Dette er en svært tid- og konsentrasjonskrevende prosess ettersom man er helt avhengig av at co-registrering av metodene er korrekt og at målepunktene er lik for alle metoder. Dersom data fra to metoder er forskjøvet i forhold til hverandre vises ikke korrekt korrelasjon ved en korrelasjonsanalyse og det blir vanskelig å tolke et fler-metodisk resultat. For å kunne gjennomføre en korrelasjonsanalyse er det også viktig å ha datasettene i samme skala for å kunne sammenligne dem på likt grunnlag. Derfor må XRF resultatet som har svært høy oppløsning omregnes ved glidende gjennomsnitt fra 500 µm til 2 mm og 5 mm for å ha muligheten til å sammenligne resultatene med MS og glødetap. Dersom det er gode indikatorer for MS og glødetap tilgjengelig i XRF datasettet kan blant annet MS og glødetap indirekte undersøkes på høyere oppløsning gjennom XRF. Korrelasjonsanalyse gjennomføres med datasett av samme skala i Excel, og viser korrelasjons koeffisienten som en verdi mellom perfekt korrelasjon (1), ingen korrelasjon (0) og perfekt negativ korrelasjon (-1).

4.3.2 Batymetrisk kartlegging

For å kunne konstruere et batymetrisk kart må dybdedata som ble innhentet ved feltarbeidet behandles i ArcGIS for å interpolere et kart basert på dybdepunktene og avstanden mellom dem. Først måtte gpx-filen med dybdedata importeres til Excel og dataene måtte organiseres med lengdegrad, breddegrad og dybde for hvert punkt før filen ble importert til ArcGIS og ved å benytte lengdegrad og breddegrad ble alle punktene plassert på korrekt lokalitet. Deretter ble et FKB 5 datasett fra Geovekst benyttet som inneholdt Oppheimsvatnets overflateareal som en shapefil importert. For å benytte shapefilen av Oppheimsvatnet ble funksjonen «Feature To Line» benyttet på shapefilen til å lage strandlinjen til innsjøen, som igjen ble konvertert til

punkter som hadde en dybde på 0 m. Deretter kunne dybdepunktene og innsjøens strandlinje «merges» til ett datasett og benyttes til å interpolere batymetrien gjennom ulike interpolasjonsverktøy i GIS. Funksjonen som ble benyttet og gav det mest logiske resultatet heter «natural neighbour» med punktverdi basert på de 7 nærmeste punktene med høyest vektning til de nærmeste punktene. Enkelt forklart vil det si at hvert dybdepunkt tolkes utfra de 7 nærmeste punktene og avstanden til dem. Erfaring fra feltarbeid og databehandling i etterkant viser at ved batymetrisk kartlegging er det viktig å holde jevn fart slik at tettheten av punkter forholder seg lik gjennom kartleggingen, ettersom punkttettheten påvirker interpolasjonen som benyttes for å konstruere dybdekartet. Dataene ble innhentet ved 2 feltarbeid og ved den siste feltarbeidsturen ble data innsamlet med el-motor til forskjell fra bensinmotor på første feltarbeid. Dette viste seg som en utfordring ved prosessering av data da el-motoren holdt halvparten så høy hastighet som bensinmotoren. Dette ble korrigert ved å fjerne annethvert punkt fra siste datainnsamling.

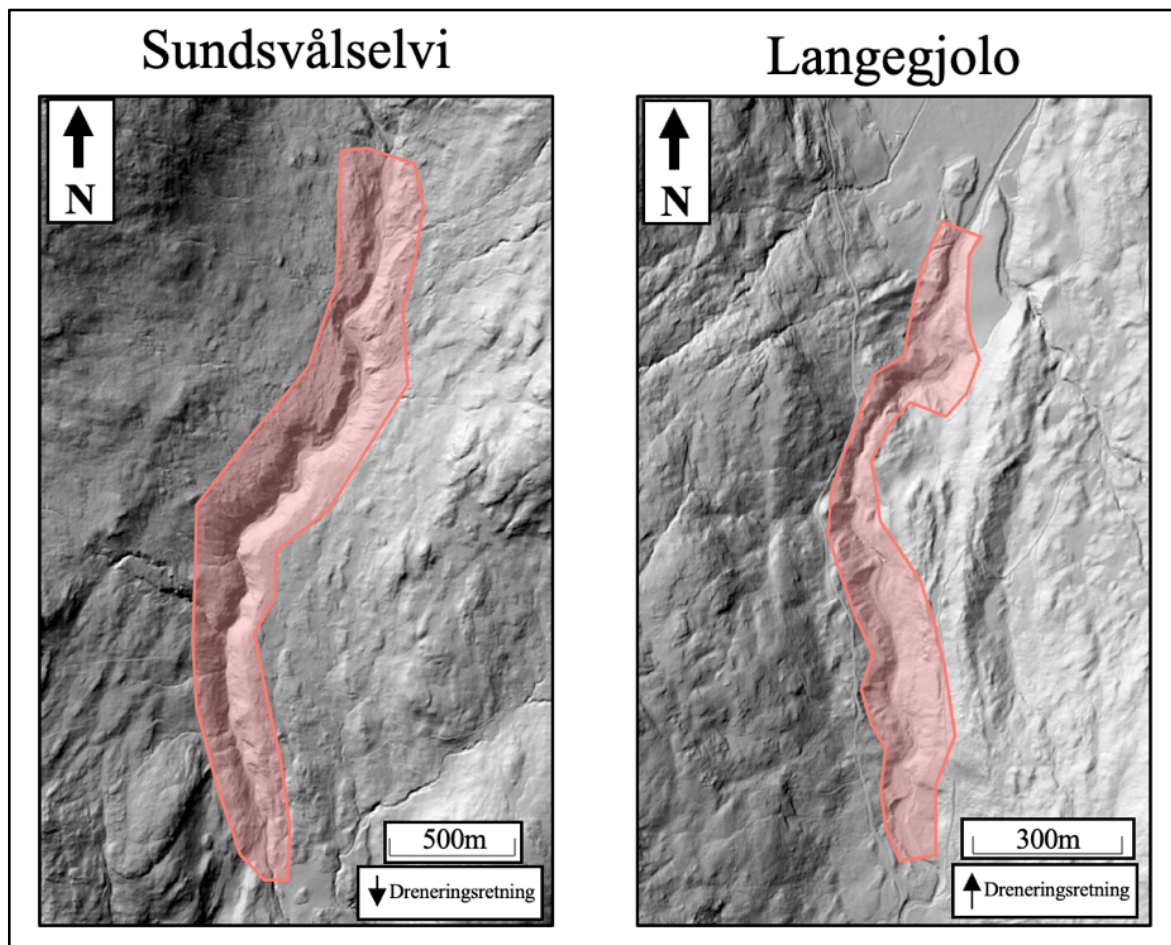
4.3.3 Hypsografisk kurve

En hypsografisk kurve viser fordelingen av areal pr. høydemeter innenfor et avgrenset geografisk område. Det finnes ikke noen tidligere arbeid som har laget en hypsografisk kurve over Oppheimsvatnets nedbørsfelt. Derfor måtte den konstrueres ved benyttelse av ArcGIS og DTM data fra høydedata (Statens Kartverk, 2022_c). DTM data viser meter over havet på bestemte punkter i en vektor punktsky. For å kunne benytte DTM datasettet ble det først begrenset til feltområdet, og så konvertere verdiene fra vektor datasett til raster datasett. Deretter ble datasettet reklassifisert til et bestemt intervall, og det ble bygget en attributt-tabell i ArcGIS til datasettet. Denne tabellen viser mengden overflateareal for hvert høydeintervall, og denne informasjonen kan benyttes til å danne en oversikt over hvor mye av arealet til området er over en bestemt høyde. Her ble arealet omregnet til å vise prosentvis andel av nedbørsfeltets areal som er over angitt høyde.

5. Resultat

5.1 Feltobservasjoner

Feltobservasjonene som ble gjort var i stor grad knyttet til å studere sedimenttilførselen til vassdraget. Tilgangen til sediment langs vassdragene er stabil og god basert på observasjon av erosjonssoner, og øvrig tilgang på sediment i områdene ved elvene. Materialet var dårlig sortert og inneholdt sediment i kornstørrelsene fra leir til blokk. De mest tydelige erosjonssonene i Sundsvåselvi og Langegjolo er lokalisert i området med flest buktninger i vassdraget i de bratte partiene ned fra Oppheimsdalen og Langedalen til Oppheimsvatnet (fig. 12). I figur 13 kan et eksempel på en av erosjonssonene observeres, elvens erosjon i yttersving undergraver løsmassene i skråningene ned mot elven. Skråningen ned til vassdraget i disse sonene var ustabil og nærobservasjon ble vurdert som risikofylt ettersom det var svært kraftig regnvær på feltoppdraget, derfor ble kamera med telelinse benyttet fra en trygg avstand. Observasjonene viser muligheten for kraftig økning i tilgang på minerogent og organisk materiale dersom det skulle oppstå skråningsprosesser ved en flomhendelse. Slike skråningsprosesser vil kunne ha dramatisk effekt på sedimentasjonen ved enkelthendelser.



Figur 12: Område med synlige fluviale erosjonssoner, den antatte hovedkilden til sedimentavsetninge i Oppheimsvatnet er markert rosa. Digital terrain modell (DTM) er benyttet som bakgrunns kart og er hentet fra Høydedata (Statens kartverk, 2022c).



Figur 13: Erosjonszone i nedre del av Langegjolo. Skråningen ned til vassdraget er svært ustabil og tilgang på minerogent materiale er god. Tilsvarende erosjonszoner finnes flere steder i Langegjolo og Sundsvåselvi.

Som svært mange andre vassdrag har også Langegjolo og Sundsvåselvi vært utsatt for antropogen påvirkning. Påvirkningen er tydeligst når vassdragene når ned til jordbrukslandet, der har elven blitt påvirket ved steinsetting av elvebreddene og modifisering av elvebunnen for å minske og kontrollere erosjon. Nært utløpet av Sundsvåselvi er vassdraget tydelig endret med mur og flate steiner i elveløpet som er nøye plassert (fig. 14) ellers er elvebreddene steinsatt i området hvor elvene går gjennom jordbruksland. Endringer som dette kan ha stor betydning for erosjon, sediment transport og sedimentasjon ved flomhendelser og er derfor viktig å ta med i beregningen dersom flomhendelser før og etter utbyggingen sammenlignes.



Figur 14: Erosjonskontrollerende tiltak i nedre del av Sundsvåselvi.

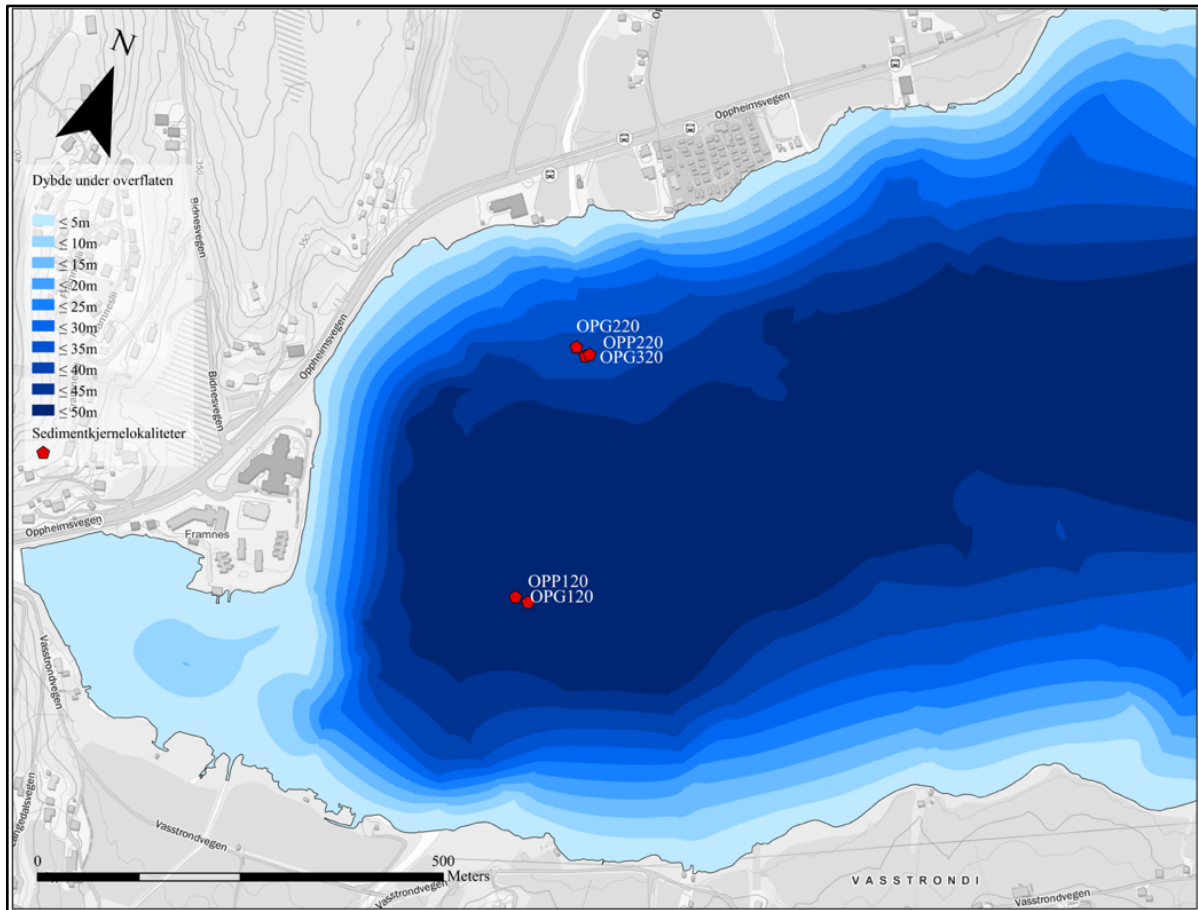


Figur 15: Elveosen ved utløpet av Langegjolo.

Elveosen til Langegjolo ut i Oppheimsvatnet (fig. 15) viser tydelig hvordan vannivået i innsjøen kan ha påvirkning på erosjon ved hendelsen. Dersom vannivået heves eller senkes grunnet tørke eller våte perioder kan dette ha stor påvirkning på hvordan erosjonen i elvedeltaet vil være og sedimenttransporten ut i vannet.

5.1.1 Batymetrisk kartlegging og hypsografisk kurve

Resultatet fra batymetrisk kartlegging er visualisert i fig. 16, med kjerneprøvelokalitetene plassert. Det batymetriske kartet viser stor forskjell fra det grove kartet (fig. 8) som dannet grunnlaget for hvor kjerneprøvene ble innhentet.



Figur 16: Batymetriske kart over Oppheimsvatnets vestlige del. Illustrasjonen viser også lokalitetene til de innhentede sedimentkjerneprøvene.

5.2 Lab resultater

Ved splitting av sedimentkjernene kunne det observeres svært forskjellig materiale i OPP120 og OPP220. OPP120 og OPG120 ble valgt for videre undersøkelser basert på finere kornstørrelser som er bedre egnet for de ulike lab metodene, samt at lokaliteten til OPP220 med tilstøtende Uwitec kjerneprøver tydet på at den var tatt i en skråning (fig. 16).

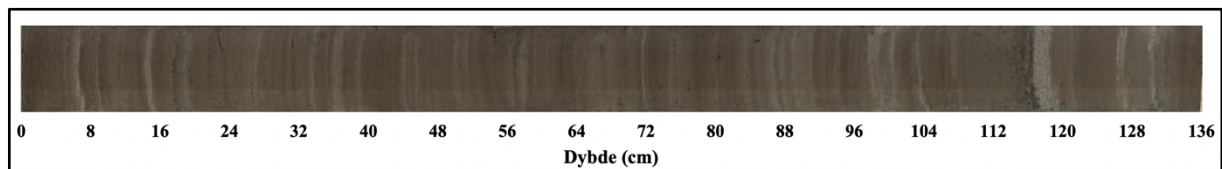
Kjerneprøvene - OPP120 og OPG120

Prøvene OPP120 og OPG120 ble innhentet fra flåte i vestenden av Oppheimsvatnet. OPP120 (Euref89 UTM 32: 367732Ø 6741246N) ble innhentet fra 46,8 meters dyp. Full utvendig lengde på prøven var 4.41m ved prøvetakning. Prøven ble delt i 3 deler på ca. 147cm og endene ble stabilisert ved bruk av oasis. Seksjon 2/3, midtseksjonen, komprimerte seg ganske mye ved pakking, og gikk fra 148cm til 118cm ved å presse på med oasis. Årsaken til at prøven sank sammen er usikker, det kan være vakuemet ved innhenting av kjernen har påvirket prøven eller en gassboble. Når kjerneprøven ble splittet nesten et halvt år etter innhenting hadde prøvene satt seg og ble ytterligere komprimert. Den fulle lengden til OPP120 er 380cm, mye av årsaken til den store endringen i lengde fra kjerneinnhenting er at kjernen ble målt utvendig i felt og på labben ble innvendig tverrsnitt av sedimentkjernen målt uten oasis. I tilknytning til OPP120 ble OPG120 (Euref89 UTM 32, 367736Ø 6741242N) innhentet ved samme ankringspunkt. Prøven ble innhentet på 46,8 m dyp og var ved prøvetakning 89 cm. Ved splitting av kjernen var den blitt noe komprimert og var totalt 81 cm langs tverrsnittet.

Kjerneprøve OPP120 har en dominerende avsetningsfarge av brungrått sediment avbrutt av synlige lysegrå- og noen mørkebrune laminasjoner. De lysegrå lagene er noen steder svært tydelig, men varierer både i tykkelse og tydelighet. Det er også noen få tydelige mørkebrune laminasjoner. De visuelle endringene som er beskrevet viser de tydelige endringene ved optiske foto av kjernen, andre metoder som XRF, MS, kornstørrelsesanalyser og glødetap viser de mindre tydelige laginndelinger og avsetningssammensetninger.

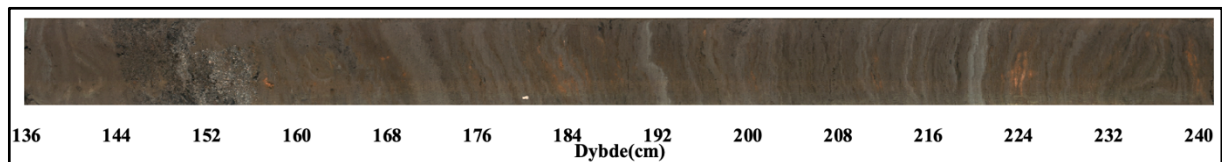
5.2.1 Laginndeling

Laginndelingen i OPP120 viser visuelle variasjoner i sedimentasjon og er derfor interessant å studere nærmere. Derfor er de tre seksjonene som kjerneprøven består av visuelt beskrevet for å vise endringene. Seksjon 1/3 i OPP120 (fig. 17) viser de første 136 cm kjennetegnes med lag av brungrå farge, som oppfattes som en bakgrunns sedimentasjon avbrutt av lysegrå laminasjoner uten noe spesifikt avstandsintervall. Laminasjonene er flate med en svak avbøyning nedover i kantene og laminasjonene er parallelle uten forstyrrelser. Lagtykkelsen varierer fra en millimeter i tykkelse til 3 cm på det tykkeste. Ved 116-119 cm er et lysegrått lag som er både tydelig tykkere og med synlig grovere kornstørrelser enn resten av lagene i seksjon 1/3. Laget ved 116 - 119 cm er eneste lag de første 136 cm med tydelig mørkebrunt lag synlig over det lysegrå.



Figur 17: Optisk foto av de første 136cm i OPP120

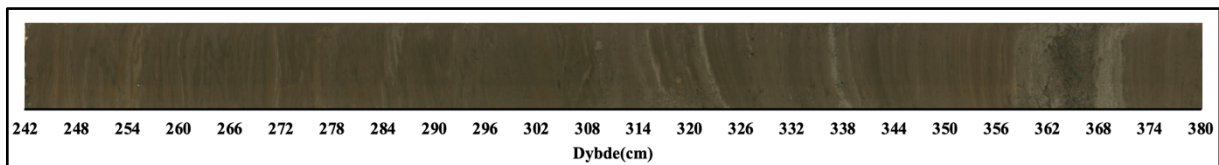
Seksjon 2/3 i OPP120 (fig. 18) dekker 106 cm fra 136 til 242 cm. Fra 136-165 cm er en tydelig forstyrrelse i prøven ettersom laminasjonene ikke er vannrett, samt at laminasjonene er ufullstendig og skråstilt. I denne forstyrrelsen finnes deler av både brun bakgrunn, mørkebrune lag og lysegrå lag uten at de kan skilles fra hverandre. Forstyrrelsen kan være et resultat av en gassboble eller en feil i vakuemet ved prøvetakningen, eller så har laget blitt slik av en annen naturlig årsak. Denne seksjonen sank sammen over 30 cm ved prøvetakning så det har vært en form for tomrom i denne enden av prøven som er en sannsynlig årsak til at forstyrrelsen er mer markant i toppen av denne seksjonen. 166 til 242 cm er mindre forstyrret, men lagene er tydelig bølgete og har ulike vinkler sammenlignet med øverste seksjon av OPP120.



Figur 18: Optisk foto av 136-242 cm i OPP120

Seksjon 3/3 i OPP120 (fig. 19) dekker området fra 242 cm til 380 cm. Fra 242-320 cm er det svak laginndeling mellom bakgrunn og lysegrå lag, men lagene er bølgete og vridd. Det er ikke alle lagene man klarer å følge fra en side av prøven til den andre. Ved 308 – 320 cm er en overgang fra kaotiske lag til et mer lignende mønster i lagtykkelse og kornstørrelse som seksjon 1/3. I overgangen blir det gradvis mer og mer markante og beine lag med noen få veldig grove

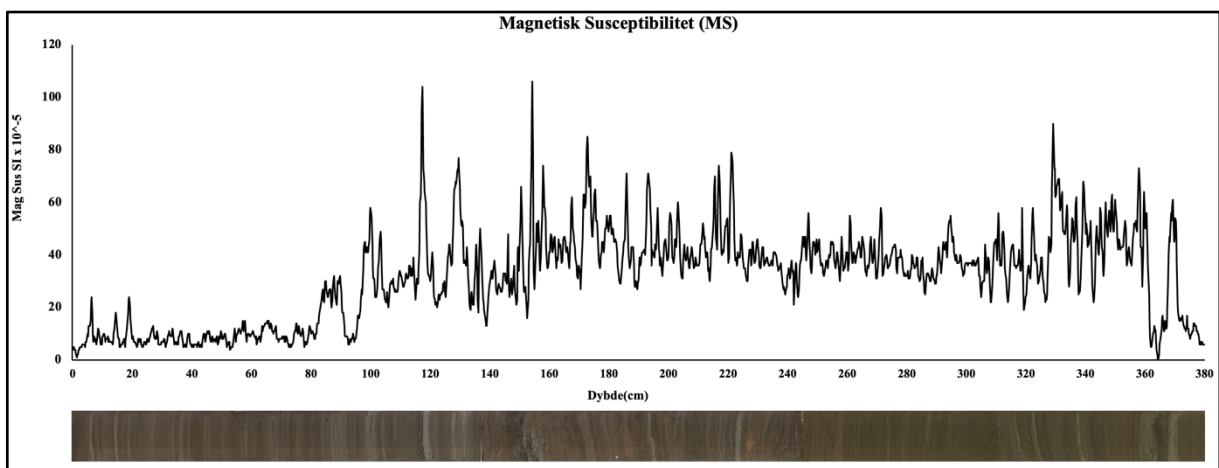
avsetninger, de største avsetningene er enkelt gruskorn med partikkeldiameter på 1,7 cm diameter. Fra 320 - 380 cm er laginndelingen lik svært lik de første 136 cm med tydelige beine lysegrå lag mot en brun bakgrunn. Det er et ca. 13,5 cm stort hendelseslag med lysegrå lag over og under et mørkebrunt lag ved 358,5 - 372 cm som skiller seg ut. Det er lysegrå sediment i bunn med synlig gradvis grovere kornstørrelser, etterfulgt av et mørkebrunt lag før det toppes av et lysegrått lag med gradvis med finkornede sediment.



Figur 19: Optisk foto av 242-380 cm i OPP120

5.2.1.2 MS

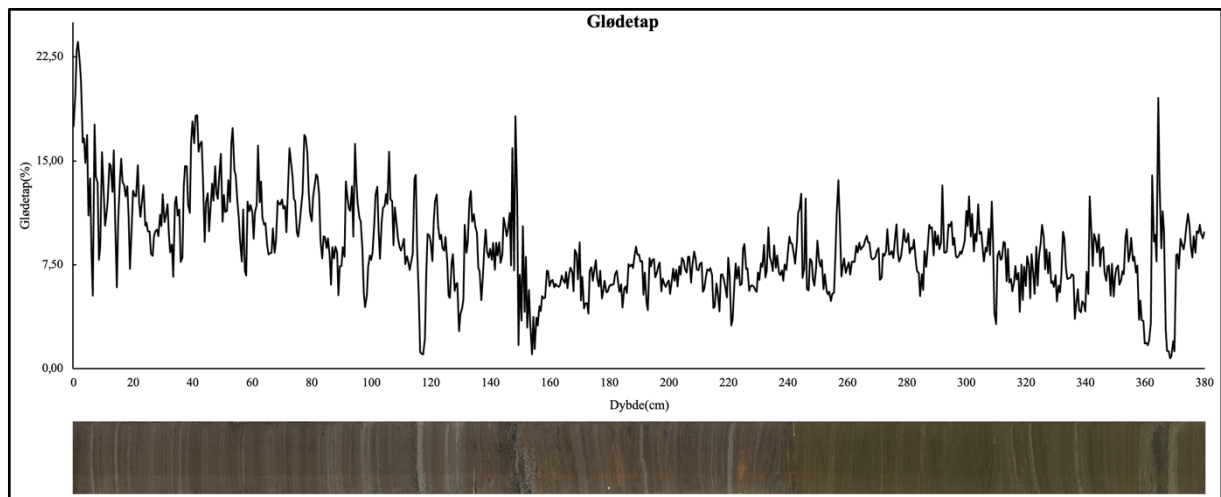
Resultatet fra MS er illustrert i fig. 20 og er gitt med en oppløsning på 0,2 cm. Resultatene viser store variasjoner og brå overganger. Den generelle trenden er at de første 100 cm av OPP120 viser lave verdier sammenlignet med den dypere delen av prøven. Skiftet i toppen kan tyde på lavere grad av komprimering, og generelt høyere vann og organisk innhold som sammen kan påvirke målerverdiene til MS. Det tydelige signalet i prøven er brå overganger til relativt forhøyede verdier, med like brå nedgang i etterkant. De brå økningene i MS samsvarer i stor grad med de lysegrå laminasjonene som observeres visuelt.



Figur 20: Resultatet fra MS-skanning med oppløsning på 0,2 cm.

5.2.1.3 Glødetap

Resultatet fra glødetapsanalysen er presentert i fig. 21. Glødetapet varierer fra 23,59% til 0,75% og det er generelt større glødetap (23,5-2%) i toppen som gradvis blir lavere ned mot 140 cm før det er stabilt litt lavere, med mindre variasjon mellom 160 og 240 cm (10,9-2,7%), før det blir litt høyere igjen ned til 380 cm (18-2%). De lysegrå laminasjonene har lavt glødetap og oppfattes som brå nedganger. De brune laminasjonene som står for majoriteten av OPP120 har en generell verdi mellom 7-23,59%. Hovedresultatet fra glødetapsundersøkelsen viser at det er store og brå variasjoner, som kan både skyldes endring i avsetning av organisk minerogent materiale i korte hendelser heller enn lengre trender. Glødetapsresultatet viser spesielt et tydelig utslag mellom 360-370 cm. I dette laget som er svært tydelig visuelt, ser man lavt glødetap på lysegrått minerogent materiale (3%) og høyt glødetap på det organiske laget (18%). Dette er felles med andre synlige lysegrå og mørkebrune lag. En mulig feilkilde i resultatet er at i 3 punkt, ved 116, 150 og 364 cm består materialet av grove makrofossiler. Det grove materialet innebærer at dersom prøven bare inneholdt en kvist ville glødetapet ha blitt over 80%, men ettersom prøven ble hentet ut og fylt i en modifisert sprøyte med 1 cm³ materiale ble det grove materiale unngått. Derfor skulle gjerne glødetapet ha vært høyere i disse 3 lagene. Resultatet fra glødetapsanalysen viser en negativ korrelasjon med MS ($r = -0,75$), hvor høy MS verdi indikerer lav glødetapsverdi og motsatt.



Figur 21: Glødetapet for OPP120 med oppløsning på 0,5 cm.

5.2.2 XRF

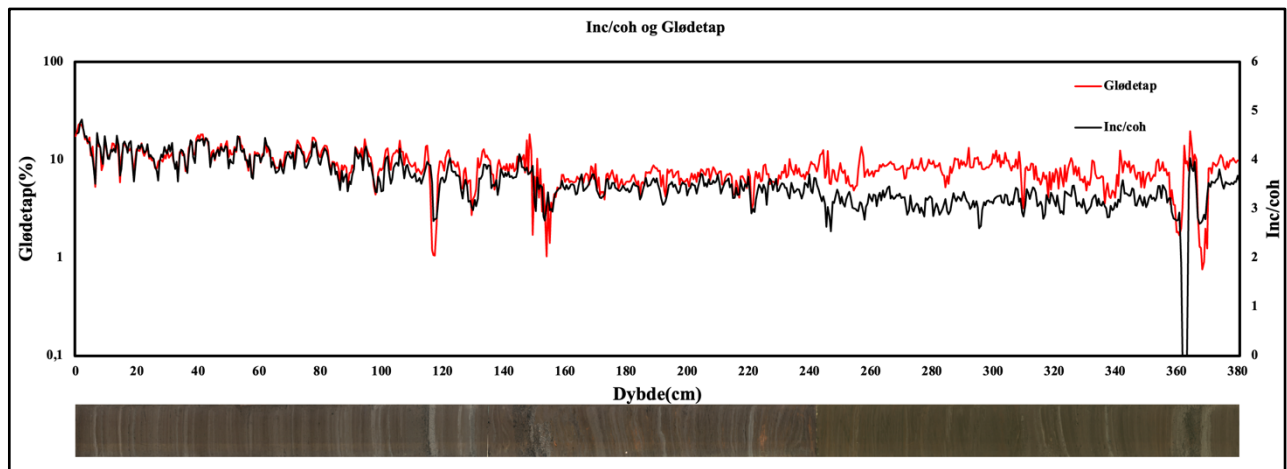
Resultatet fra XRF skanningen ble normalisert for å fjerne effekten av umålte grunnstoff og variasjon i tellinger pr. punkt, derfor ble telleverdien av hvert grunnstoff delt på samlet spredning, «Inc+coh» (Kylander et al. 2013). Deretter ble hvert grunnstoff visuelt observert som linjediagram. XRF resultatene i seg selv sier ofte ikke mye, det er derfor nødvendig å sammenligne data mot andre datakilder for å forstå hva de ulike grunnstoffene indikerer. Det ble gjort flere funn i XRF dataene ved å benytte en korrelasjonstabell som er viktige for tolkningen av prøven videre (tab. 1).

Tabell 1: XRF korrelasjonstabell for OPP120

	Mag Sus - SI x 10 ⁻⁵	Ar	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Sr	Zr	Inc / coh
Mag Sus SI x 10 ⁻⁵	1									
Ar	0,8106	1								
K	0,7626	0,7941	1							
Ca	0,8786	0,8410	0,9292	1						
Ti	0,8257	0,8188	0,9606	0,9487	1					
Mn	0,7908	0,7408	0,8951	0,8636	0,9048	1				
Fe	0,7901	0,7964	0,9457	0,8953	0,9529	0,9597	1			
Sr	0,8063	0,8429	0,8440	0,9526	0,8740	0,7823	0,8161	1		
Zr	0,7117	0,7290	0,6613	0,8223	0,7132	0,6023	0,6232	0,8954	1	
Inc/coh	-0,7427	-0,7134	-0,7847	-0,8391	-0,7950	-0,7183	-0,7555	-0,8337	-0,7123	1

Korrelasjonstabellen (tab. 1) av resultatet fra XRF skanning viser en sterk korrelasjon mellom MS og grunnstoffet kalsium (Ca) ($r = 0,88$). MS er en kjent indikator for minerogen input og Ca kan spores til plagioklas som finnes i granittisk gneis og anortositt, samt kalsitt i fyllitt som utgjør store deler av berggrunnen i feltområdet. Derfor trekkes Ca frem som en troverdig indikator for minerogen input. Ca og MS har også en sterk korrelasjon med blant annet kalium (K), titan (Ti). Dette viser at det er flere gode indikatorer på minerogen input ved flomhendelser. Resultatet fra XRF skanningen gir en sterk lineær korrelasjon mellom Inc/coh og glødetapsresultatet ($r = 0,89$). Samtidig er Inc/coh negativt korrelert med Ca ($r = 0,84$). Dette viser at Inc/coh kan benyttes som en indikator på innhold av organisk materiale. Området med lavest korrelasjon mellom inc/coh og glødetap er i området som ikke har vannrett og bein laminasjon, mellom 136-320 cm (fig. 22). Dette kan være et resultat av at lagene ikke ligger

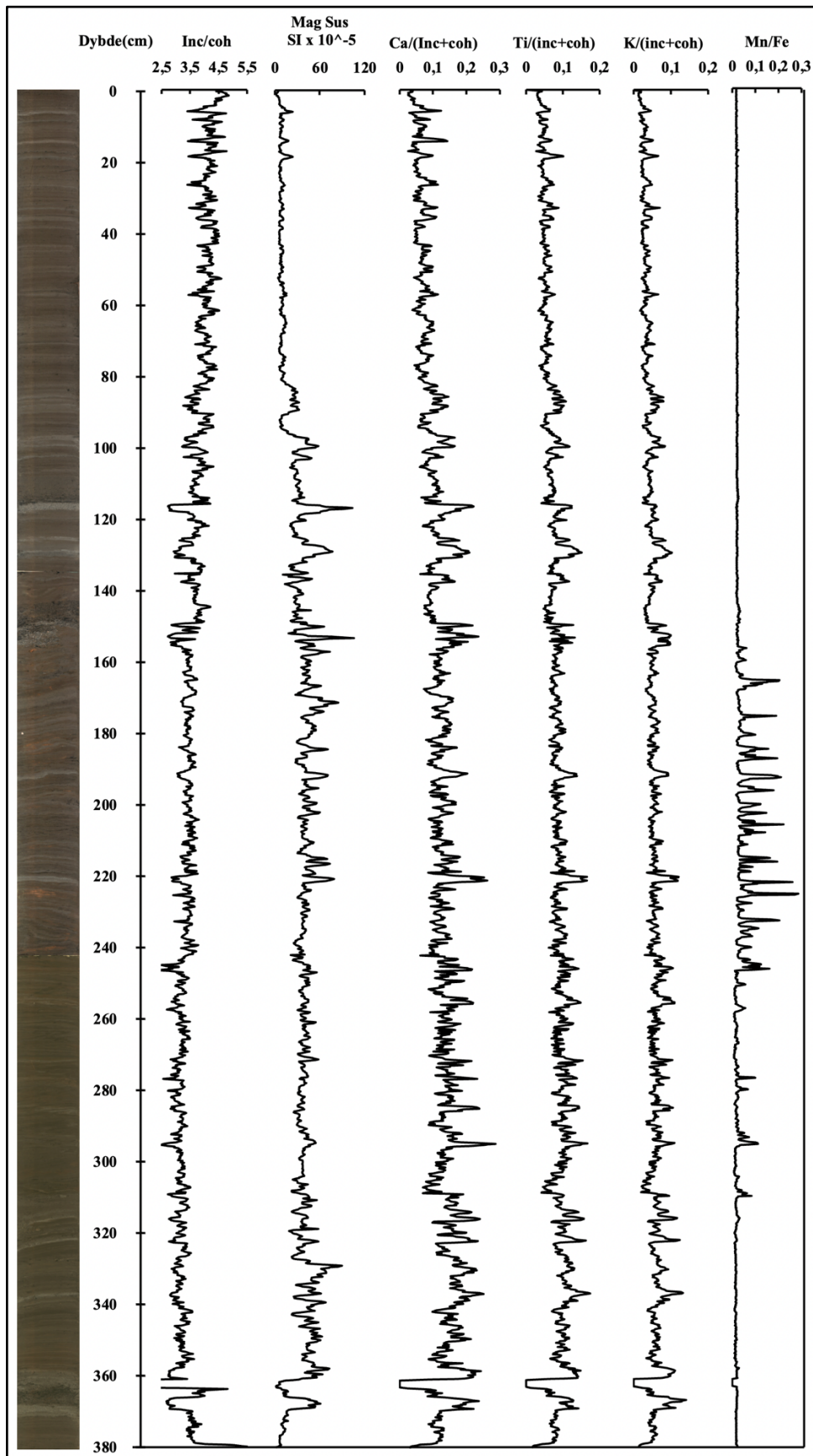
horisontalt i kjerneprøven og at ulike analysemetoder ikke treffer samme lag ved overflateskanning og som ved å ta ut prøver selvom prøvene er tatt på samme dybde.



Figur 22: Fremstilling av korrelasjonen mellom Inc/coh og Glødetap. Ved å benytte en logaritmisk skala på glødetapsverdien er det sterk grafisk korrelasjon mot Inc/coh, og $r = 0,89$.

XRF dataene har et hull med nullverdier mellom 361-363,2 cm. Ved å benytte en logg av de visuelle endringene i kjernen kombinert med glødetap kan nullverdiene i XRF målingene forklares. Nullpunktene er et resultat av et meget organisk lag med grove makrofossiler som forårsaket så mye hulrom i kjerneprøven at XRF apparatet hoppet over området.

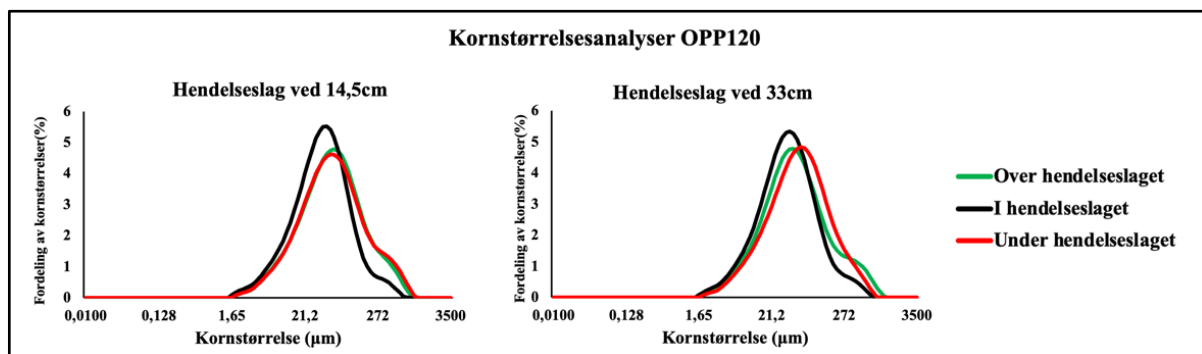
Hovedresultatet fra XRF skanningen er de brå overgangene mellom stabile verdier og lave/høye verdier. De brå overgangene som kan observeres samsvarer i stor grad med de visuelle laminasjonene. De brå skiftningene tyder på at det er hendelser som skiller seg ut fra normaltstanden. Lysegrå laminasjoner gir en økning i Ca, K og Ti, men nedgang i Inc/coh, mens de mørkebrune laminasjonene har omtrent motsatt signal. Overgangen som kan observeres i MS fra øverste 100cm til verdiene under kan ikke observeres i XRF. Ratioen Mn/Fe kan være en indikator på redoks-forholdet eller sedimentasjonsendring (Makiri et al. 2021) og samsvarer med den delen av OPP120 som ikke har horisontale og jevne laminasjoner. Samlet resultat fra XRF undersøkelsen kan observeres i figur 23.



Figur 23: Fremstilling av resultat fra XRF skanning. Her kan det observeres en visuell korrelasjon mellom MS, Ti, Ca og K, med en negativ korrelasjon til Inc/coh. Mn/Fe viser kun tydelige utslag i perioden den delen av OPP120 med forstyrret laginndeling.

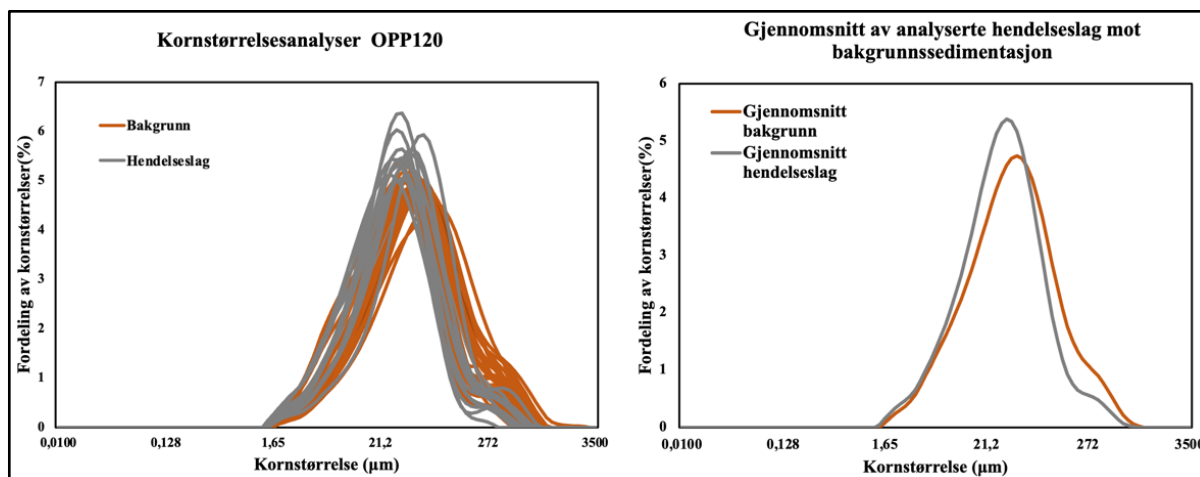
5.2.3 Kornstørrelsesanalyser

Kornstørrelsesanalysene ble rettet direkte mot hendelseslagene i OPP120, og i alt ble 20 lag undersøkt. Hendelseslagene er lysegrå laminasjoner med forhøyet MS, Ca, Ti og K, og senket Inc/coh og glødetap. Undersøkelsene ble gjennomført over, i og under hendelseslaget for å observere endring i fordelingen av kornstørrelser i hendelseslaget. Alle lagene som ble undersøkt med kun en prøve i hendelseslaget var visuelt under 5 mm i tykkelse uten fargeforskjell/gradering, mens tykkere lag ble undersøkt med flere prøvepunkter. Tynnere hendelseslag (< 1 mm) ble ikke undersøkt da det var vanskelig å unngå materiale som ikke var en del av hendelseslaget ved prøvetakning. I kornstørrelsesanalysene ble 18 tynne og 2 større hendelseslag undersøkt. Hver prøve ble undersøkt 5 ganger, og gjennomsnittsverdien for undersøkelsene er benyttet videre i undersøkelsen. Resultatet fra 20 av 20 hendelseslag viser en svak, men tydelig trend mot en smalere fordeling av kornstørrelser ved en hendelse, altså bedre sortering av materiale. Alle kornstørrelsesanalysene fra både hendelseslag og bakgrunns sedimentasjon i OPP120 viser unimodal fordeling av kornstørrelser. I de tynne hendelseslagene blir fordelingen av kornstørrelser i hendelseslaget både smalere og forskjøvet mot mindre kornstørrelser enn bakgrunns sedimentasjon over og under hendelseslaget. Det er ikke stor forskjell i sorteringsgrad og gjennomsnittskornstørrelse, men mønsteret med bredere fordeling over og under hendelseslaget, og smalere fordeling og mindre kornstørrelse i hendelseslaget er gjennomgående som eksemplifisert i fig. 24.



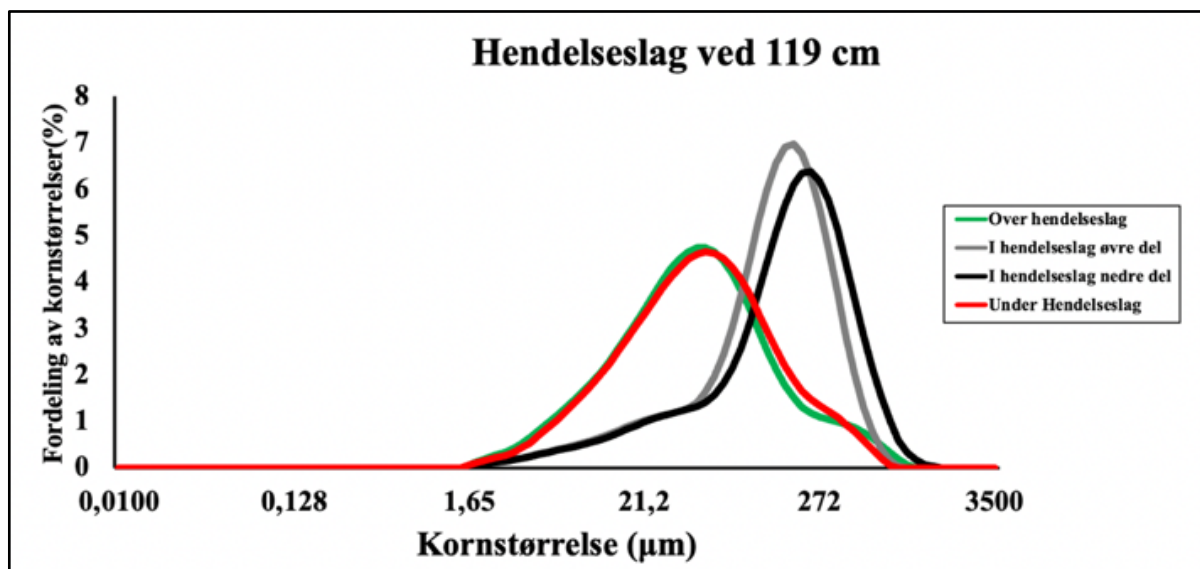
Figur 24: Kornstørrelsesanalyser av 18 hendelseslag <5 mm i OPP120. Hendelseslagene kjennetegnes med en smalere fordeling med lavere gjennomsnittlig kornstørrelse og lavere typetall. Illustrasjonen viser 2 representative lag fra kornstørrelsesanalysene.

Resultatet fra de 18 tynne hendelseslagene i tillegg til målingene av bakgrunns sedimentasjon over og under hendelsene kan observeres i fig. 25. Illustrasjonen viser alle kornstørrelsesanalysene og trenden med bedre sortering og mindre kornstørrelser i hendelseslaget sammenlignet med bakgrunnen.



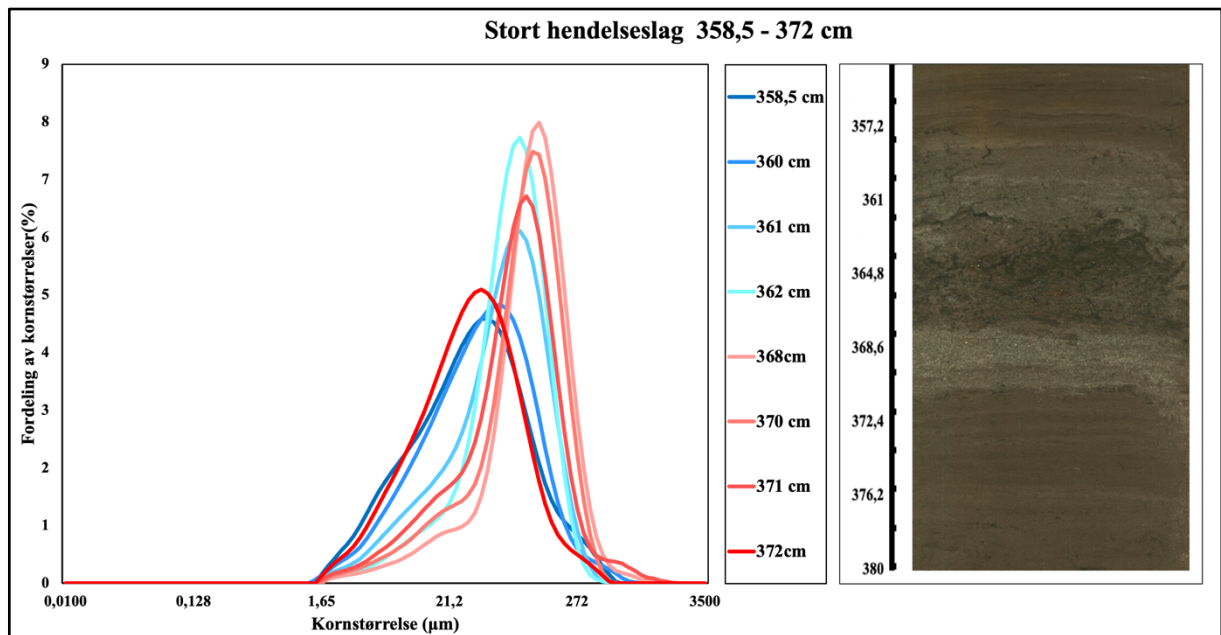
Figur 25: Kornstørrelsesanalyser av 18 tynne hendelseslag i OPP120 sammenlignet med bakgrunns sedimentasjon over og under hendelseslaget.

Det er to hendelser i OPP120 som skiller seg ut fra de andre hendelsene, både i tykkelse og kornstørrelse. Ved 116-119 cm ligger et 3 cm tykt hendelseslag som inneholder grovere kornstørrelser, som også er mulig å observere visuelt i prøven (fig. 26). Innad i hendelseslaget observeres det en normalgradering de groveste kornstørrelsene underst, og gradvis finere kornstørrelser oppover.



Figur 26: Tykt hendelseslag mellom 116-119cm i OPP120. Illustrasjonen viser hvordan hendelsen har tydelig grovere kornstørrelse i hendelseslaget enn over og under, samt at det er en sortering i hendelseslaget fra bunn av laget og oppover.

Det tykkeste hendelseslaget er lokalisert nært bunn av OPP120 mellom 358,5 – 372cm (fig. 27). I dette hendelseslaget kan det observeres en invers gradering av kornstørrelser med økende grad av sortering i det nedre minerogene laget opp til et organisk lag som ligger i midten av hendelseslaget. Etter det organiske laget er det en normal gradering i det øvre minerogene laget med avtagende grad av sortering. Området rett under og over det organiske laget har høyest grad av sortering og størst kornstørrelser.



Figur 27: Stort hendelseslag mellom 358,5 og 372cm. Hendelsen har en invers gradering og økende sorteringsgrad fra bunn av det minerogene laget og til det organiske laget i midten. Over det organiske laget er det en normalgradering med avtagende sorteringsgrad. Denne utviklingen er lik ved gjennomsnittskornstørrelse og typetall.

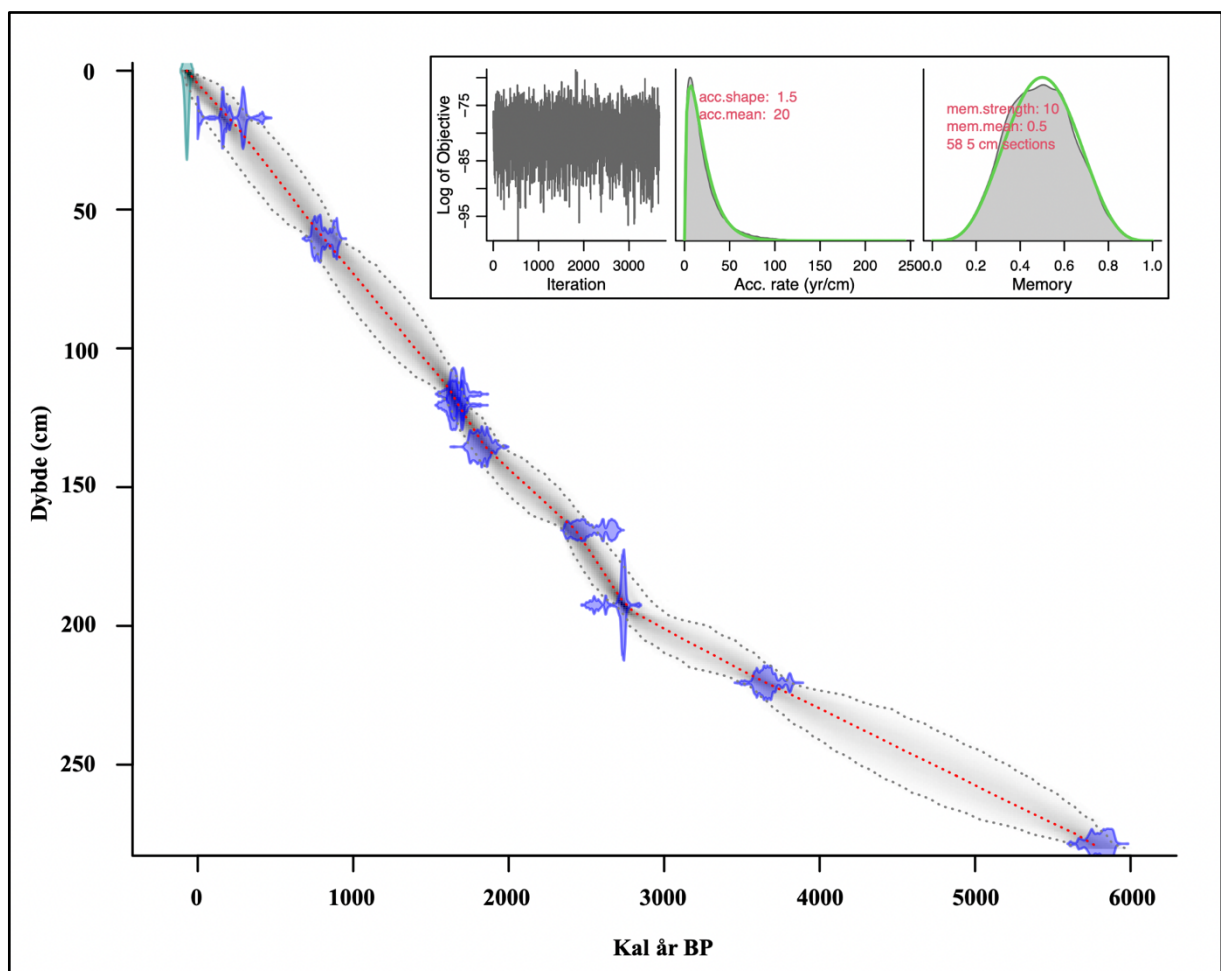
5.2.4 Radiokarbondatering

Det ble tatt ut 18 prøver til radiokarbondatering, og 14 av dem ble sendt til Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen. Alle prøvene inneholdt nok karbon til å gjennomføre datering. Resultatene fra radiokarbondatering av OPP120 og OPG120 er presentert i tabell 2. Blaauw (2010) argumenterer for at kalibrering ved kalibreringsvidde på 2σ er mest korrekt for å sikre at den reelle alderen er innenfor intervallet. På grunn av atmosfæriske variasjoner kan dateringene passe med forskjellige dateringstidsrom ved kalibrering med oppgitt sannsynlighet for at dateringene er innenfor akkurat det spesifikke tidsrommet. Derfor vil dateringene som benyttes i oppgaven videre vises som kal år BP (2σ) og det totale tidsrommet som dateringsprøven kan dateres til vil bli benyttet. Resultatet fra radiokarbondatering viser ikke en gradvis økende alder med dybde i kjernepróven som forventet. Alderen stiger som forventet mellom topp av kjernen og 279 cm dybde, men så kommer først en marginalt yngre alder på 344 cm. De tre siste dateringene er svært mye yngre, men med stigende alder nedover. Dateringene på 344 cm er usikker ettersom det var svært lite materiale å finne når dateringspróven ble hentet ut av kjernen. Derfor ble mer materiale hentet ut nært kanten på prøveróret til kjernen. I ytterkant ble det funnet mye materiale, men dette kan ha blitt forskjøvet nedover pga. friksjon mot prøveróret og derfor indikere alderen på sedimentene som ligger lengre opp i kjernen.

Tabell 2: Resultat fra radiokarbondatering av OPP120 og OPG120. ¹⁴C alder BP er kalibrert med IntCal20 (Reimer et al., 2020) og kalibrert alder oppgis ved BP, som er definert med 1950.

Lab. no.	Prøve	Dybde (cm)	Vekt (mg)	Materiale	¹⁴ C alder BP	Kal. år BP (2σ) Aldersintervall (sannsynlighet %)	Kal. år BP (2σ) Totalt intervall
Poz-144968	OPP120	16-18	9.7	Makrofossil	230 ± 30	0 – 22 (9,5) 147 – 217 (42) 266 – 314 (42,6) 414 – 419 (0,9)	0 - 419
Poz-144970	OPP120	60-61	8	Makrofossil	895 ± 30	731 – 832 (65) 845 – 857 (3,6) 864 – 906 (26,2)	731 - 906
Poz-144951	OPP120	116-117	16.6	Makrofossil	1785 ± 30	1592 – 1592 (0,1) 1600 – 1677 (60,7) 1686 – 1739 (34,1)	1592 - 1739
Poz-144971	OPP120	120-121	6.5	Makrofossil	1775 ± 30	1589 – 1596 (1,4) 1598 – 1679 (65,3) 1684 – 1733 (28,2)	1589 - 1733
Poz-144953	OPP120	135-136	8.1	Makrofossil	1910 ± 30	1737 – 1890 (92,4) 1909 – 1921 (2,5)	1737 - 1921
Poz-144954	OPP120	165-166	28	Makrofossil	2445 ± 30	2359 – 2540 (58,3) 2561 – 2571 (1,7) 2582 – 2616 (10,7) 2632 – 2700 (24,3)	2359 - 2700
Poz-144955	OPP120	191-194	23.1	Makrofossil	2590 ± 30	2544 – 2557 (2,2) 2619 – 2629 (2,1) 2727 – 2749 (90,6)	2544 - 2749
Poz-144972	OPP120	220-221	4.9	Makrofossil	3415 ± 35	3567 – 3724 (84,9) 3750 – 3767 (2,5) 3794 – 3821 (7,6)	3567 - 3821
Poz-144974	OPP120	278-279	5.6	Makrofossil	5045 ± 35	5665 – 5680 (3,1) 5715 – 5900 (91,8)	5665 - 5900
Poz-144975	OPP120	343-344	21.1	Makrofossil	5020 ± 40	5615 – 5615 (1,1) 5660 – 5895 (93,7)	5615 - 5895
Poz-144976	OPP120	364-365	9.8	Makrofossil	2285 ± 30	2158 – 2171 (3) 2175 – 2239 (36,2) 2301 – 2351 (55,8)	2158 - 2351
Poz-144977	OPP120	373-374	7.7	Makrofossil	2220 ± 30	2147 – 2277 (74,4) 2285 – 2333 (20,5)	2147 - 2333
Poz-144978	OPP120	379-380	4.9	Makrofossil	2470 ± 30	2371 – 2384 (2,1) 2415 – 2418 (0,5) 2421 – 2714 (92,4)	2371 - 2714
Poz-144979	OPG120	80-81,5	13	Makrofossil	1150 ± 30	961 – 965 (1,2) 972 – 1125 (85,6) 1162 – 1175 (8)	961 - 1175

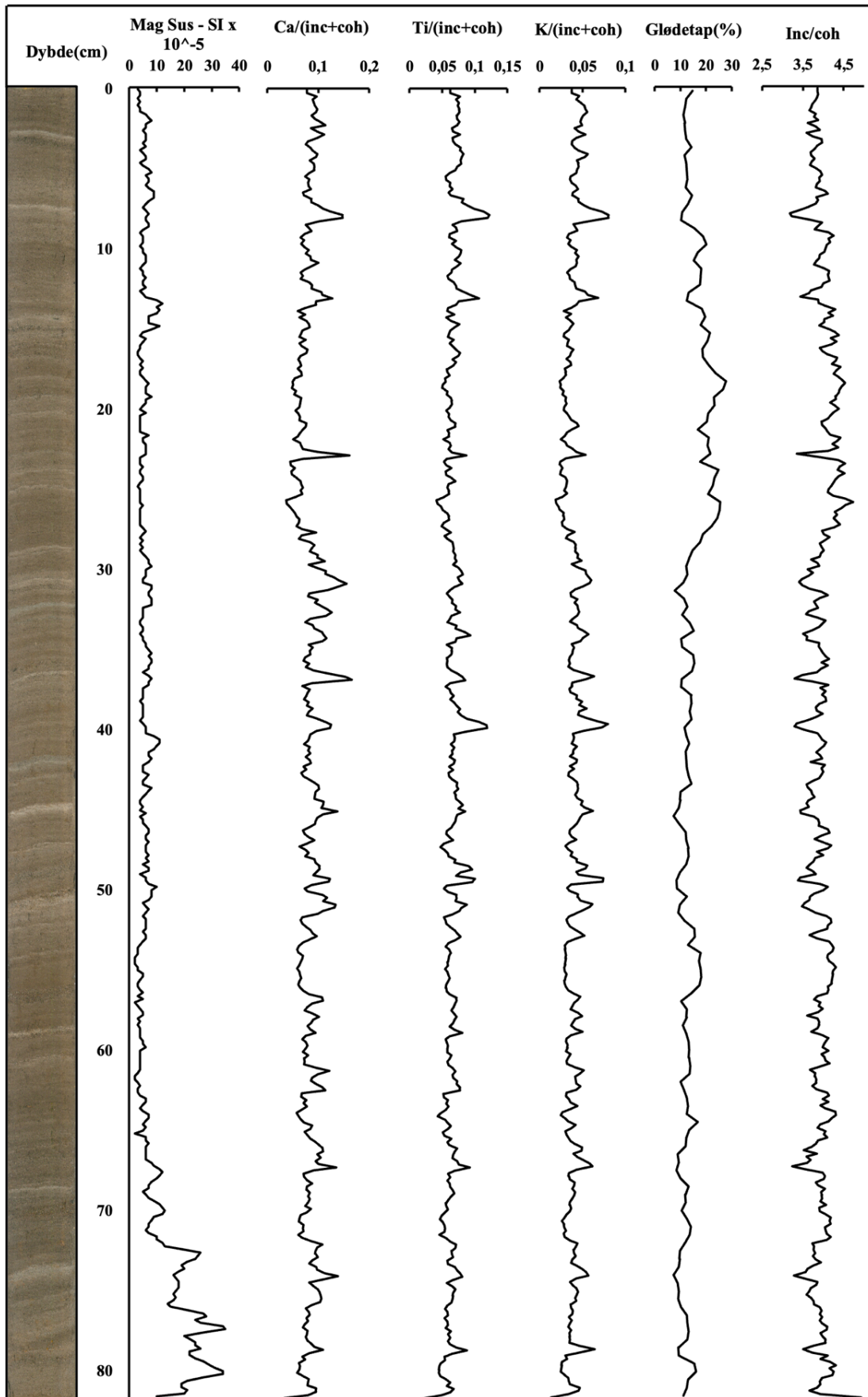
Aldersmodellen for OPP120 ble konstruert ved å benytte programvaren «rBacon» i programmet «R» som beskrevet i Blaauw og Christen (2011), og er basert på kalibreringskurven Intcal20 (Reimer et al., 2020) og ^{14}C alder med 2σ og de 9 øverste dateringspunktene og er presentert i fig. 28. Aldersmodellen ble stoppet der grunnet de inverse alderne i bunn og at dateringen ved 344 cm blir tolket som feil. En aldersmodell kan ikke ha negativ sedimentasjonsrate ettersom det ikke fjernes materiale med et jevnt intervall (Blaauw og Christen, 2011). Det ble lagt inn en kjent alder med dybde 0 cm med -70 kal år BP som tilsvarer prøvetidspunktet i 2020, med en usikkerhet på 10 år dersom det er tap av materiale i toppen av kjernen. Aldersmodellen indikerer en relativt jevn sedimentasjonsrate ned til 136 cm, før sedimentasjonsraten blir litt lavere mellom 136 og 166 cm. Deretter en økning ned til 194 før sedimentasjonsraten blir lavere igjen. Sammen med aldersmodellen vises hvordan «rBacon» har vurdert ulike versjoner (iteration), sedimentasjonsraten (Acc. rate) og fordelingen av ulike sedimentasjonsrater i aldersmodellen (Memory) (Blaauw og Christen, 2011).



Figur 28: Aldersmodell over OPP120 ned til 280cm dybde. De dateringene som ligger dypere, er enten markert feil eller inverse. Merk at i denne modellen er ikke hendelseslag ekskludert, hvilket kan påvirke resultatet.

5.3 Kjerneprøve OPG120

Uwitec sedimentkjerneprøven OPG120 ble undersøkt ved samme metoder og samme oppløsning som OPP120 og resultatene er presentert i fig. 29. OPG120 ble innhentet som en støttende kjerne til OPP120 dersom øverste del i OPP120 manglet mye. Det observeres ingen tydelige korrelasjonspunkt mellom OPG120 og OPP120, det er derfor svært vanskelig å kombinere kjerneprøvene og benytte korrelasjonsanalyse. Årsaken kan være at i perioden på et halvt år som prøvene stod på kjølelager opplevde OPG120 en større grad av komprimering og ble mer sammensunken enn OPP120. Denne komprimeringen kombinert med at materialet i en stempelkjerneprøve og en Uwitec gravity kjerneprøve blir i ulik grad påvirket under kjernetakning har gjort det krevende å korrelere kjerneprøvene. Komprimeringen er avhengig av massen over, og på en Uwitec gravity core betyr dette at komprimeringen i toppen er svært svak sammenlignet med bunnen av kjernen. Det er generelt svakere variasjon i datasettet til OPG120 enn i OPP120. På grunn av mangel på korrelasjonspunkt mellom de to kjerneprøvene vil videre studier baseres utelukkende på OPP120.



Figur 29: Samlefigur over resultatene fra lab analyser av OPG120. Bunndatering av OPG120 er 961 – 1175 kal år BP.

6. Diskusjon

Innhenting av sedimentkjerneprøvene var en svært viktig del av masteroppgaven ettersom resultatene og diskusjonen i stor grad baseres på den. På innhentingstidspunktet fantes det ikke mye informasjon utover et grovt batymetrisk kart fra rådgivende biologer over området kjernen skulle hentes (Johnsen et al. 2009). Vurderingene bak lokalitetsvalget ble derfor basert på det kartet og teorien til Dahl et al. (2003) for valg av lokalitet. Usikkerheten til troverdigheten av det batymetriske kartet ble tydelig da ekkoloddet viste generelt større dyp i innsjøen enn kartet indikerte. Derfor ble det besluttet å gjennomføre en mer detaljert batymetrisk kartlegging av den vestlige enden av innsjøen for å verifisere hvorvidt lokalitetene de ulike kjerneprøvene ble innhentet på var egnede prøvelokaliteter. Ideelt sett skulle innsjøen vært batymetrisk kartlagt i forkant av innhenting av kjerneprøver, men med tidsbegrensninger ble det valgt å benytte kartet som var tilgjengelig. Det egenproduserte batymetriske kartet (fig. 16) viste at OPP220 med sine to tilhørende uwitec prøver ble innhentet i en skråning. OPP220, OPG220 og OPG320 ble derfor vurdert som mindre egnet for videre undersøkelser ettersom ved splitting av kjernene ble kornstørrelsene observert som for grov for XRF og et betydelig antall mulige subakvatiske skråningsprosesser ble observert. Prøvelokaliteten til OPP120 og OPG120 viste seg å være mye bedre ettersom kartet viser at prøvene er innhentet lengre vekk fra de bratte skråningene. Funn i OPP120 viser også at prøvelokaliteten ikke er for langt unna utløpene til vassdraget for å få utslag. Ved innhenting av OPP120 var det som tidligere nevnt en del kompresjon av midtseksjonen, som kan indikere både feil i prøveinnhentingprosessen eks. at stempelet som holder vakuemet har glidd for fort i en liten seksjon, eller en gassboble. Denne forstyrrelsen tolkes kun til å ha påvirket en liten del av kjerneprøven.

6.1 Stratigrafiske forandringer i OPP120

Flommer kan forårsake avsetning av flomlag med på innsjøbunnen som ideelt sett kan skilles klart fra bakgrunnen (Gilli et al. 2013). Flomlag kan separeres fra bakgrunnssedimentasjonen på mange måter (Schillereff et al. 2014) og tidligere studier av Vasskog et al. (2011), Bøe et al. (2006) og Ekblom Johansson et al. (2020) viser at flomlag kan være av svært forskjellig karakter. Identifikasjonen av flomlaget er avhengig av både bakgrunnssedimentasjon, flomgenererende prosess og hvor fluvial erosjon oppstår i vassdraget som fører til sedimenttransporten til innsjøen (Schillereff et al. 2014). Oppheimsvatnet er en oligotrof innsjø som er svært næringsfattig og har en liten andel organisk produksjon (Johnsen et al. 2009). Likevel ble det observert lyse minerogene lag mot en mørkere brun bakgrunn ved logging, derfor forsøkes det å skille flomlag fra bakgrunnssedimentasjonen basert på minerogene parametere beskrevet av Gilli et al. (2013). Ved å definere ulike facies og seksjonstyper som finnes i kjernen kan ulike avsetninger i kjernen identifiseres slik at flomhendelser kan skilles fra andre hendelseslag og bakgrunnssedimentasjon. OPP120 kan deles i tre ulike facies som beskriver sediment laminasjoner med samme egenskaper som tyder på at de er avsatt i samme type miljø og kan skilles fra hverandre. Kjernen deles i tillegg i to seksjonstyper som definerer forskjeller i laginndeling, lagorientering og forstyrrelse av sedimentene i kjernen.

S1 - Seksjonstype 1, Består av seksjonen 0-136 cm (del 1) og 320-380 cm (del 2) som inneholder beine laminasjoner som med enkelhet kan følges uavbrutt fra kant til kant. Det er svært godt samsvar mellom Inc/coh scattering og glødetap, som kan tyde på at laginndeling som er synlig ligger beint horisontalt og innholdet på overflaten av den splittede kjerneprøven representerer i stor grad innholdet i kjernen på den dybden.

S2 – Seksjonstype 2, Består av seksjonen fra 136-320 cm og kan beskrives som en seksjon med forstyrret laginndeling som i noen tilfeller ikke kan følges fra kant til kant, og har en lagorientering som varierer. Det er eneste seksjon med store utslag av Mn/Fe. Seksjonen har laginndeling, men laminasjonene som kan følges fra kant til kant ser ut som de har blitt ristet, mens noen lag ikke kan følges fra kant til kant.

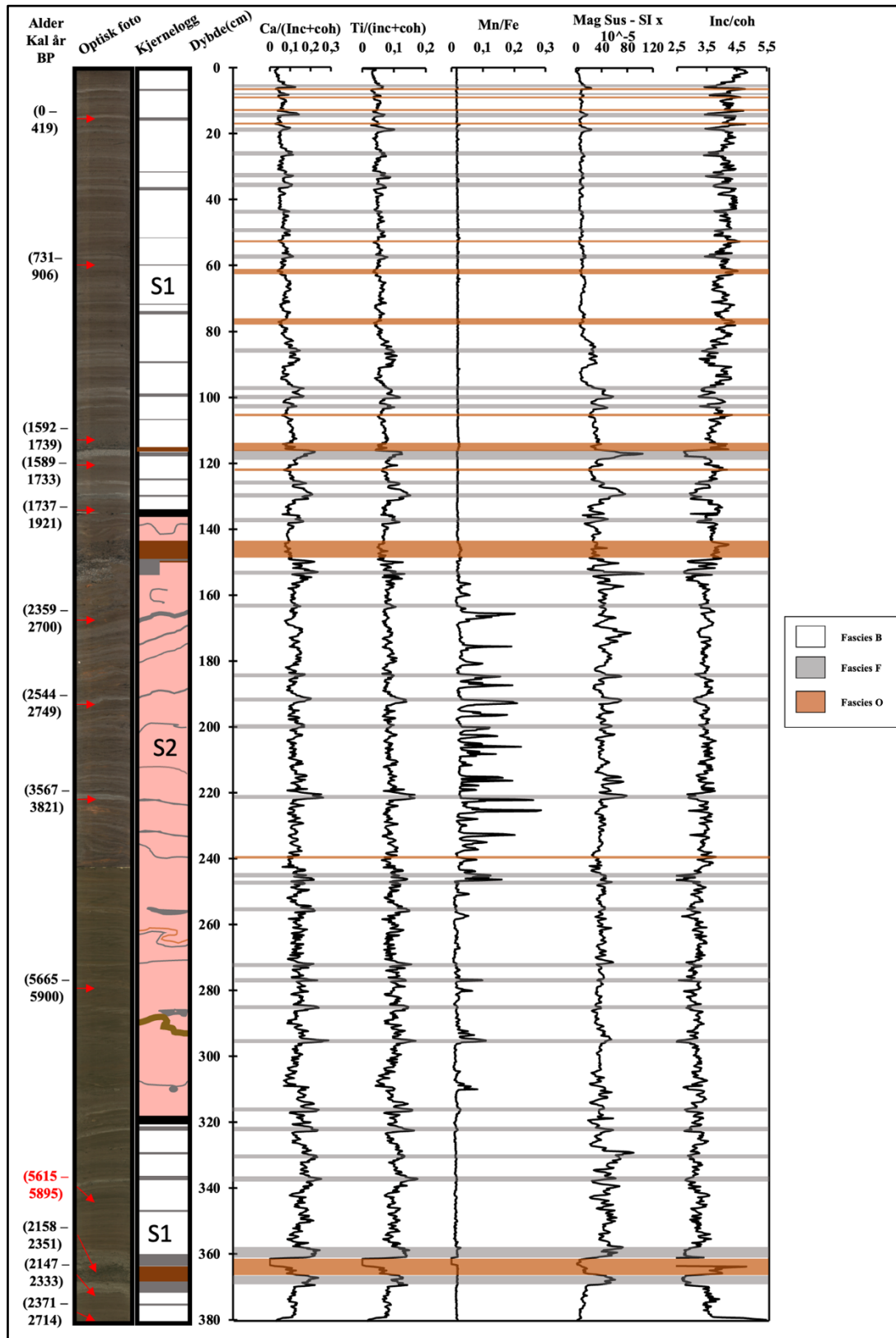
Facies B – Består av visuelt brune laminasjoner og oppfattes som sedimentasjonstypen som er gjennomgående i OPP120 blir avbrutt av facies F og O. Laget kan beskrives som bakgrunnssedimentasjon og er normaltilstanden i innsjøen som utslagene til F og O går ut fra. Facies B har lave verdier av Ca, Ti, K og forhøyet Inc/coh. Facies B kjennetegnes også med lav

MS, og forhøyet glødetap. Kornstørrelsesanalyser viser en lavere sorteringsgrad av kornstørrelser i facies B enn facies F. Ved å observere økt glødetap og lav MS i bakgrunnsedimentasjonen i innsjøen tolkes Oppheimsvatnet til å ha en grad av organisk produksjon som gjør det mulig å skille ut hendelseslag av minerogen sammensetning.

Facies F – Består av visuelt lysegrå laminasjoner med forhøyet måleverdi av MS, relativt forhøyet verdi av Ca, Ti, K og en lav prosentvis glødetapsverdi og relativ senkning i verdi av Inc/coh ved XRF. Kornstørrelsesanalyser viser en smalere fordeling av kornstørrelser enn facies B, som indikerer et bedre sortert materiale. Kornstørrelsesanalyser viser bedre sortering og lavere kornstørrelser enn Facies B på alle tynne lag som kan tolkes til å være et resultat av økt vannføring og derfor økt kapasitet. Ved økt vannføring tilføres det i teorien en større mengde minerogen materiale på samme tidspunkt som avsettes et avgrenset hendelseslag (Gilli et al. 2013). Årsaken til at kornstørrelsen i tilfeller med tynne lag blir lavere enn bakgrunnen kan være at avstanden til vassdraget er stor. Ved stor avstand er det de fleste tilfeller kun fullstendig suspendert materiale som når til dette punktet i innsjøen. To hendelser av facies F skiller seg fra de andre ved tydelig forhøyet kornstørrelse og lagtykkelse, samtidig består samtlige av de andre karakteristikkene. Derfor kan det virke som at ved spesielle hendelser når mer sediment ut til prøvelokaliteten. Facies F tolkes som flomlag, basert på at de relative variasjonene i MS, glødetap, kornstørrelsesanalyser og XRF stemmer med tidligere identifikasjon av flomlag i innsjøer med tilstrekkelig organisk produksjon til å skille minerogene flomlag (Gilli et al. 2013). Derfor tolkes flomlag til å ha en svært minerogen karakter og høyere sorteringsgrad sammenlignet med facies B som består av mer organisk materiale.

Facies O – Består av visuelt mørkebrun laminasjoner med svært lav måleverdi av MS, og relativt sterk nedgang av Ca, Ti, K ved XRF skanning. Laget har en svært høy glødetapsverdi og Inc/coh ratio ved XRF, muligens enda høyere glødetap enn målinger da laget er preget av store makrofossiler som fragmenter av blad og kvist. Facies O er tydelig i tilknytning til facies F dersom laget har grovere kornstørrelse enn facies B. Facies O tolkes som et organisk lag som gjerne eroderes og transporteres av en flomhendelse, men avsettes i etterkant av minerogene avsetninger og legger seg over facies F.

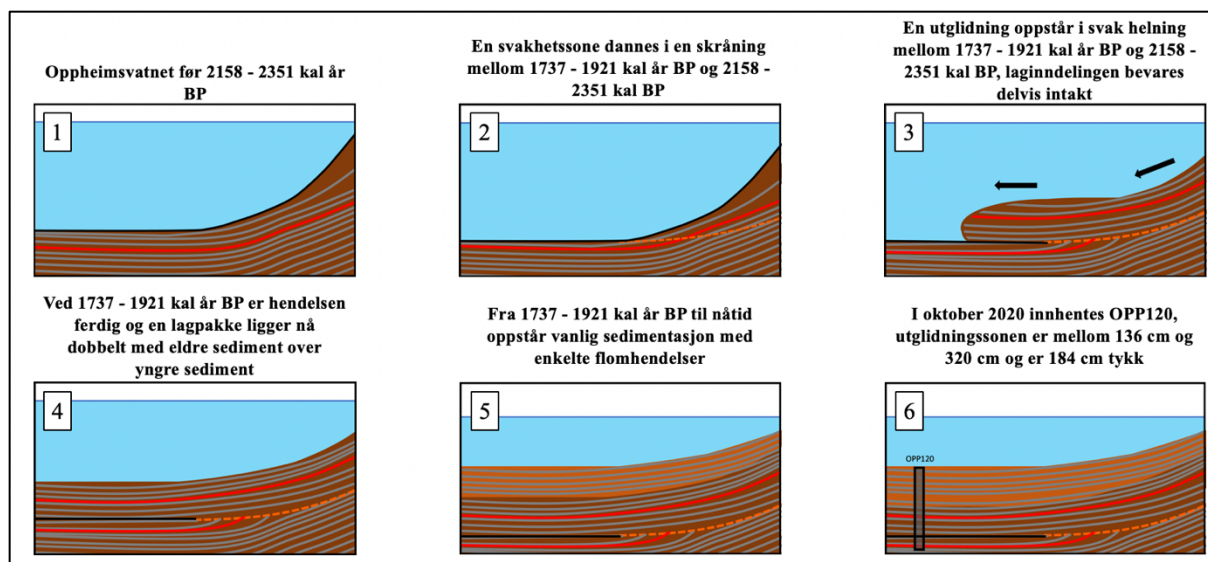
Resultatene fra inndeling av seksjonstyper og facies kan observeres i fig. 30, med eksempler på de ulike facies markert. Utfordringen med inndeling av facies og deretter manuelt plassere ulike hendelseslag ut fra en bakgrunn er å definere hvor grensen går mellom et flomlag og bare en variasjon i målerverdien eller svært svake utslag som gjerne representerer små flommer. Derfor vil faciesene som er definert her, danne grunnlaget for identifisering av flomlag ved endringsratemetoden og dermed benytte en bestemt terskelverdi for å skille ut flomhendelser. Før flomfrekvensanalysen kunne gjennomføres måtte utfordringen med forskjellene i S1 og S2 studeres nøye.



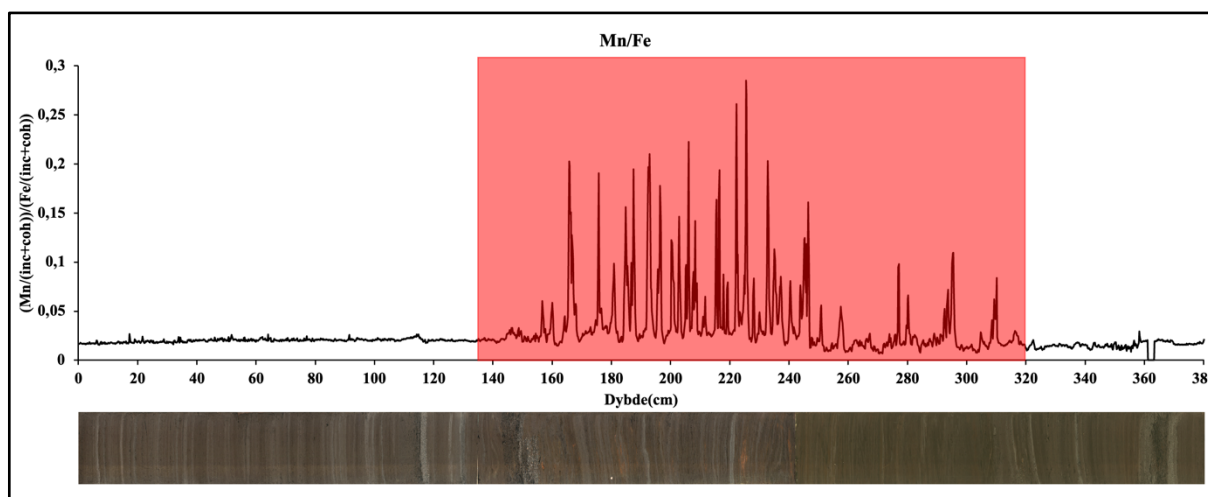
Figur 30: Resultatet fra OPP120 med seksjonstypene avgrenset og eksempler på facies plassert. Dateringen 5615 - 5895 kal år BP er markert rødt ettersom det er en svært usikker datering. Den visuelle loggen viser hvordan orienteringen på lagene endres i S2

6.1.1 Forstyrrelse i kjerneprøve OPP120

Forstyrrelsen som er beskrevet i S2 har blitt vurdert og analysert for å avgjøre hvordan resultatene i kjernen skal tolkes videre. Dersom datering på 343 cm er feil som beskrevet i kap. 5.2.4, fører dette til at den økende alderen kan bli brutt ved den tydelige endringen i lagdeling ved 320 cm. Dateringene under S2 fra 365 cm, 374 cm og 380 cm samsvarer med hverandre, derfor virker det usannsynlig at alle tre har blitt utsatt for lik grad av forurensning for å få en feil og yngre stigende alder. Derfor tolkes de yngre dateringene til å være korrekte selvom avsetningene i S2 besitter en høyere alder. Basert på dateringspunktene og stratigrafiske forskjeller fra S1 kan det derfor tolkes som at det har skjedd en hendelse mellom 1737 - 1921 kal BP (siste daterte lag over S2) og 2158 - 2351 kal BP (første sikre daterte lag under S2). Tolkningen av S2 er at det har oppstått en utglidning av en sammenhengende sediment sekvens ved lav gradient og lav hastighet slik at sedimentasjonsrekkefølgen har blitt delvis bevart selvom lagene oppfattes mer eller mindre forstyrret. Laginndelingen i S2 kan sammen med dateringsdata tolkes som at S2 viser en utglidning av løsmasser under vann i innsjøen på en måte som er illustrert i fig. 31. Årsaken til utglidningen er mer usikker. Det er tidligere funnet tegn til sub-akvatiske massebevegelser litt lenger nord på Vestlandet blant annet i Dalsfjorden, Førdefjorden, Storsætervatnet, Vanylvsfjorden, Voldafjorden og Ørstafjorden i tidsrommet 2000-2200 kal år BP som er tolket til å være forårsaket av en hendelse eller periode med et eller flere mindre jordskjelv (Bøe et al. 2004). Longva et al. (2001) viser også til at jordskjelv kan ha forårsaket en økning i massebevegelser i fjordene sør på Sunnmøre og i Sogn og Fjordane i perioden rundt 2000 kal pr BP. En subakvatiske utglidning av ustabile løsmasser fra en nærliggende skråning i innsjøen kan være en mulig reaksjon ved jordskjelvet/jordskjelvene (Bøe et al. 2004). Samtidig samsvarer tidsrommet med perioden etter 2200 kal år BP som Sletten et al. (2003) beskriver med økt skredaktivitet pga. klimatiske endringer som førte til økt frekvens av kraftige stormer med mye nedbør. Økt sedimentasjon ved mer ekstremvær kan ha ført til en svikt i et sedimentlag ved økt trykk fra overliggende sediment. En kombinasjon av disse to årsakene er også mulig, dersom mer ekstremnedbør førte til mer sedimentasjon og derav mer ustabile løsmasser i innsjøen før et jordskjelv utløst utglidningen. Det er vanskelig å konkludere med årsaken, men mtp. at avsetningene i S2 er avsatt sub-akvatiske og laginndelingen er delvis bevart er det lite trolig at grove massestrømmer eller flomhendelser kan ha forårsaket utglidningen i seg selv. Derfor er S2 tolket som en utglidning forårsaket av jordskjelv eller en svikt i et sedimentlag som kan ha oppstått ved økt sedimentasjon over tid med mer ekstremnedbør.



Figur 31: Konseptuell modell over hvordan den tolkede utglidningen av løsmasser i Oppheimsvatnet kan ha foregått. Modellen viser før, underveis og etter utglidningshendelsen, og hvordan laginndelingen har forholdt seg delvis intakt. S2 er det eneste området i sedimentkjernen som gir store utslag på Mangan (Mn). Økt konsentrasjon av Mn kan tyde på at de eldre sedimentene har vært avsatt i en periode eller i en annen del av innsjøen med vekselvis høyere konsentrasjon av oksygen. Mn er svært sensitivt til endringer i redoksforholdet og ratioen av Mn/Fe kan i noen tilfeller benyttes til å observere endringer i redoksforholdet i bunnvannet (Makiri et al., 2021). En annen årsak til forhøyde Mn verdier er at det kan fanges i sediment ved økt sedimentasjon over kort tid (Makiri et al., 2021). Dette er lite trolig ettersom sedimentasjonsraten ved de skarpe utslagene i S2 er lavere enn i S1 (fig. 28). Oksygenmetningen endres ved dybde (Johnsen et al. 2009), og derfor kan avsetningene ha sklidd ut fra et overliggende område med høyere konsentrasjon av oksygen, eller representere miljøendring over tid. S2 samsvarer i stor grad med eneste seksjon med utslag i ratioen Mn/Fe, og benyttes ratioen til å avgrense bunnen av det forstyrrede sjiktet (fig. 32).



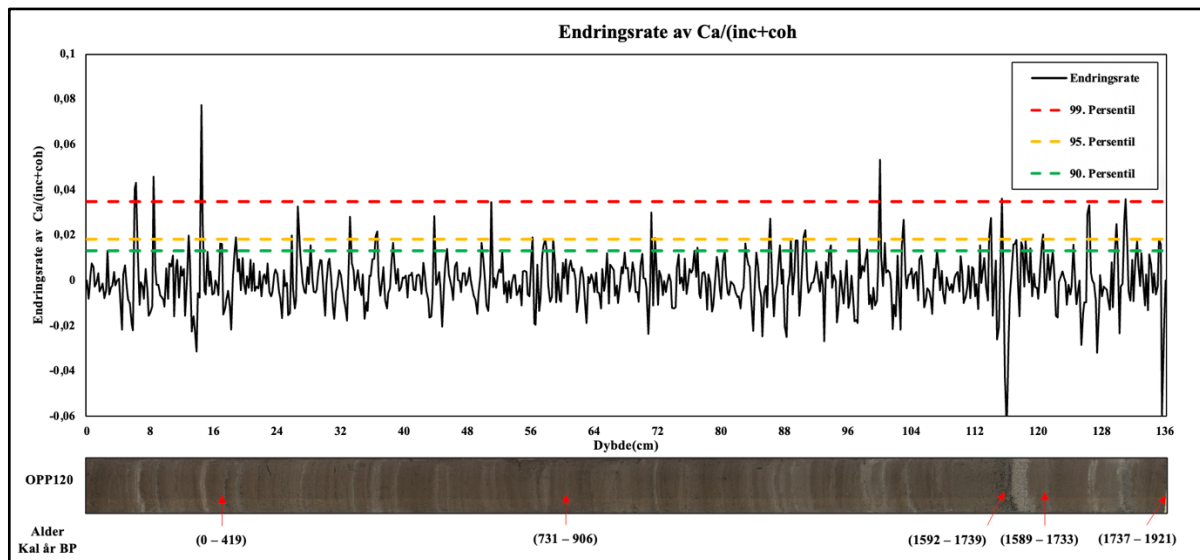
Figur 32: Mn/Fe for OPP120 viser forhøyde verdier i S2(136-320 cm) som tolkes som en utglidning.

6.2 Flomfrekvensanalyse av OPP120

Etter å ha definert flomlag som facies F, kan flomlagene identifiseres og telles. For å oppnå en mest mulig objektiv tolkning av utslagene for facies F benyttes endringsratemetoden. Ved å benytte endringsratemetoden vil alle flomhendelser tolkes utfra den samme terskelverdien. Gjennomgangen av S2 viser at en flomfrekvensanalyse i S2 vil gi stor usikkerhet. Tolkningen av S2 som en utglidning medfører at det kan mangle materiale, flomhendelser kan ha endret karakter både i sortering og lagtykkelse, eller ha blitt transportert fra områder nærmere vassdraget slik at forutsetningene og resultatet av fluvial sortering er endret. Derfor blir flomfrekvensanalysen gjennomført for S1 fra toppen og ned til 136 cm dybde. Flomfrekvensanalysen er basert på teorien til Støren et al. (2010) som går ut på at en flomhendelse vil skape en plutselig endring i sedimentasjon. Ved analyse av resultatene fra kjerneskanningen ble det oppdaget et skifte i målerverdiene av MS i toppen av kjernen som gav svært svake utslag den første meteren. Derfor ble XRF resultatet plottet grafisk (fig. 23) mot MS for å se om det finnes andre indikatorer på minerogen input med samme trend. Utslagene i XRF for Ti, Ca, og K viser ikke den samme plutselige endringen som MS, derfor kan de lave MS verdiene sammenlignet med resten av kjernen være et resultat av lavere tetthet og høyere vanninnhold enn dypere i kjernen, som kan påvirke MS-skanningen (Daering, 1994). Det er viktig å være observant på at dersom ulike indikatorer på minerogen sedimentasjon benyttes, som MS, Ca, Ti og K vil resultatet kunne endres (Fjellheim, 2018). Etersom MS ikke kunne benyttes tolkes Ca som beste indikator basert på relasjonen til bergartene i området og korrelasjonen med MS. Derfor ble det besluttet å benytte Ca som indikator på flomlag. Valget av å ikke benytte MS ble gjort fordi endringsratemetoden er sensitiv for endringer i hvor store utslagene er, ettersom terskelverdiene baseres på standardavvik eller persentiler av alle endringsratene.

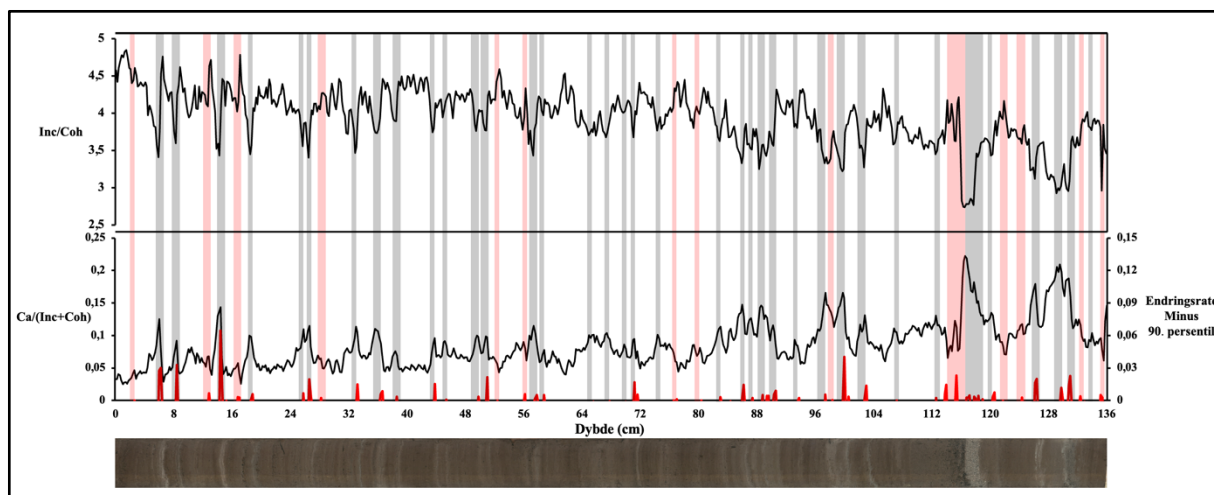
For å utelukke at langtidstrend i telleratene av $Ca/(Inc+coh)$ påvirker identifiseringen av flommer ble datasettet avtrendet mot trendlinjen for $Ca/(Inc+coh)$. Deretter ble endringsraten utregnet ved å måle endring mellom målepunkt og målepunktet under, fra bunn av kjernen og oppover med en oppløsning på 2 mm. I praksis gjennomføres dette ved å ta avtrendet verdi av $Ca/(Inc+coh)$ til et punkt minus tilsvarende verdi for målepunktet under. Dette gir et datasett som kun viser endringsraten mellom hvert målepunkt og punktet under i datasettet. Deretter ble ulike terskelverdier av endringsratedatasettet ut, som ulike persentiler av endringsraten. Til slutt sammenlignes endringsraten av $Ca/(inc+coh)$ med de utvalgte terskelverdiene 90., 95. og 99. persentil av endringsraten for å skille ut ekstremverdiene som da i teorien kun viser

flomhendelser (fig. 33). Terskelverdiene er basert på IPCC (2012) sin tolkning av ekstremhendelser.



Figur 33: Endringsraten til Ca/(inc+coh) visualisert med 90., 95. og 99. persentil av endringsraten som terskelverdier.

Ved å subtrahere terskelverdien fra endringsraten til Ca/(inc+coh) og deretter fjerne negative verdier kan alle målepunktene hvor endringsraten er større enn den definerte terskelverdien identifiseres. Det ble identifisert til sammen 68 utslag ved benyttelse av terskelverdi på 90. persentil, av dem var 34 over 95. persentil og 7 over 99. persentil. Det er viktig å skille mellom utslag og flomhendelser ved endringsratemetoden. En flom kan gi flere utslag i samme lag, i tillegg kan facies O gi utslag i overgang til facies B. Derfor ble utslagene ved endringsrate sammenlignet med optisk bilde av kjernen og Ca/(inc+coh) for å unngå å telle flere flomhendelser på samme hendelse. Deretter ble utslagene ved endringsrate sammenlignet mot Inc/coh og optisk bilde for å fjerne utslag som er overgang mellom facies O som har svært lavt minerogent innhold og facies B. En illustrasjon av prosessen med å skille utslag, flomhendelser og falske flomhendelser kan observeres i fig. 34.



Figur 34: Flomrekonstruksjon ved endringsratemetoden og utslag som overgår terskelverdi på 90. persentil. Figuren viser utslag (Rød linje) og den kvalitative gjennomgangen i ettertid kan observeres ved grå skygger (flomhendelser) og rød skygger (falske utslag), avgjort ved å sammenligne utslagene med $Ca/(inc+coh)$ og Inc/coh .

Den samme prosessen ble gjennomført for 90., 95. og 99. persentil som viser hvordan antall flommer endres ved endring i terskelverdi. Resultatet fra flomrekonstruksjonen kan observeres i tab 3. Ved 90. persentil identifiseres flere flomlag enn ved 95. og 99. persentil, derfor ble det avgjort å prøve å endre oppløsning i et forsøk på å se om resultatet er stabile uavhengig av oppløsning.

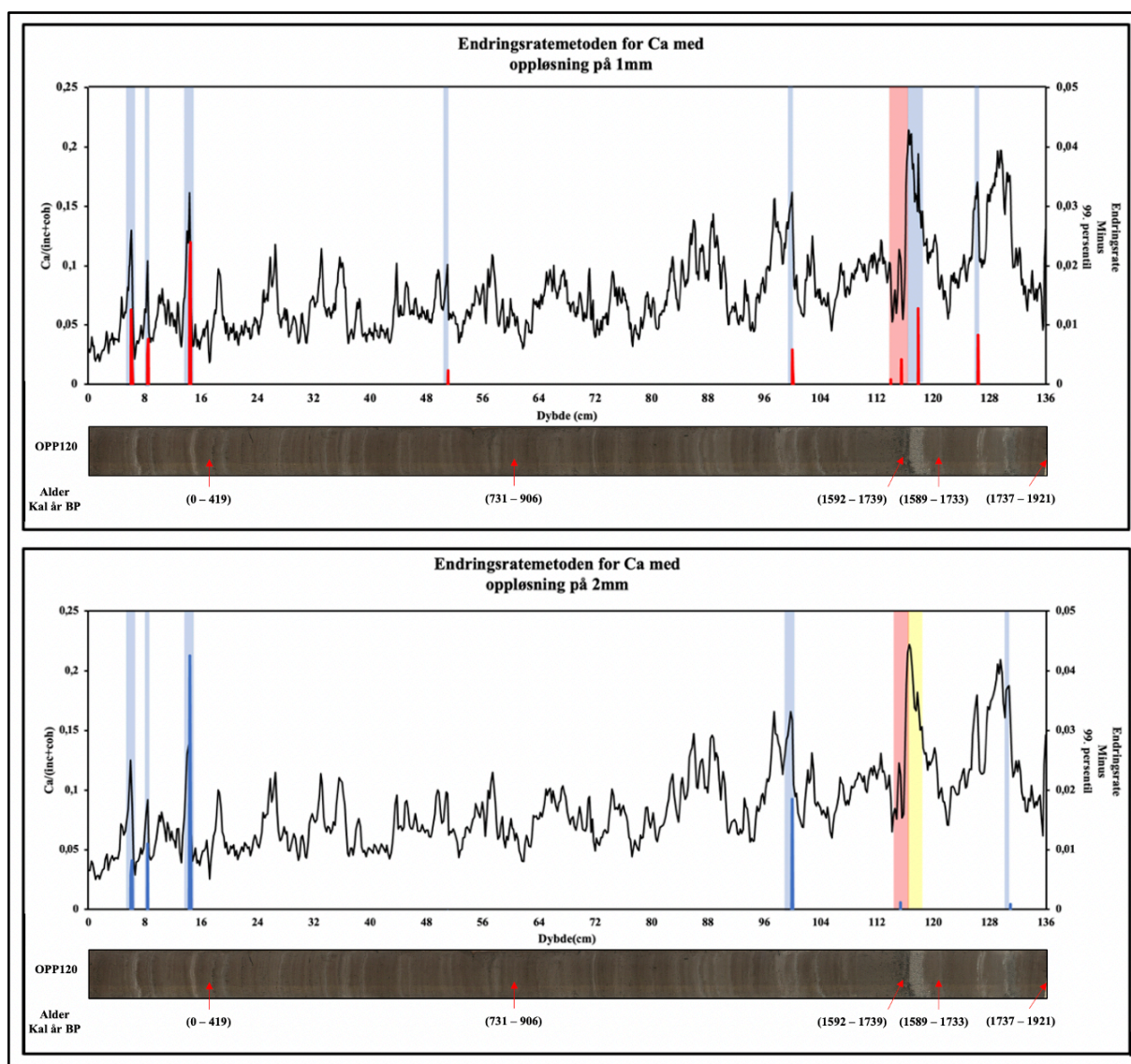
Tabell 3: Resultat av flomrekonstruksjon på de første 136cm av OPP120, som viser flomfrekvensen siden 1737 – 1921 kal år BP

Terskelverdi av endringsrate	Utslag	Flommer tolket
90. Persentil	68	37
95. Persentil	34	23
99. Persentil	7	5

6.2.1 Oppløsning og terskelverdi ved endringsratemetoden

Ulike innsjøer og prøvelokaliteter innad i innsjøene har forskjellig sedimentasjonsrate og flomhendelsene vil kunne gi utslag med varierende tykkelse. Endringsratemetoden er basert på å lokalisere overgangen fra normal sedimentasjon til flomlag (Støren et al. 2010). Støren et al. (2010) viser til at metoden er i en viss grad påvirket av oppløsningen på datasettet. Utprøving av metoden viser at for at endringsratemetoden skal gi et flomutslag, er man avhengig av at målepunktene er lokalisert i bakgrunn og så i flomlaget slik at den faktiske overgangen måles. Målepunktene ved MS eller XRF skanning er tatt ved fast intervall (eks. 2 mm), og derfor kan overganger bli glattet ut eller forsterket dersom plasseringen av målepunktene er gunstig eller ikke. Oppløsningen kan derfor påvirke hvorvidt overgangene blir identifisert. Ved lav oppløsning kan overganger glattes ut og dersom oppløsningen blir for høy risikerer man derimot at flomutslagene domineres av støy som oppstår med høy oppløsning av blant annet XRF. Det tydeligste hendelseslaget ved 116-119 cm gir ingen utslag ved endringsratemetoden og terskelverdi på 99. persentil med 2 mm oppløsning, selvom 5 andre tydelig mindre flomlag gir utslag. Dette er et godt eksempel på at oppløsningen påvirker identifisering av flomhendelser ettersom metoden kun identifiserer overgangen til facies F. Dersom overgangen blir for mild gir som oftest ikke resten av laget utslag ettersom det sjeldent er høy endringsrate fra punkt til punkt innad i laget.

Det er ikke noen etablert fasit på hvilken oppløsning som skal benyttes ved endringsratemetoden, og forhold som sedimentasjonsrate på lokaliteten vil være avgjørende for hvilken oppløsning som er mest hensiktsmessig ved hver enkelt lokalitet. Støren et al. (2010) benytter to oppløsninger, 2 mm og 0,8 mm i deres studie fra Meringdalsvatnet da dette er høyeste tilgjengelig oppløsning som var på MS og CT. Derfor ble flomfrekvensanalysen for OPP120 etterprøvd ved å gjennomføre flomfrekvensanalysen med 1 mm oppløsning i tillegg til 2 mm for å observere hvordan endring i oppløsning påvirker resultatet. Oppløsningen forårsaket en stor endring i totalt antall utslag, og ulike flomlag ga utslag med samme terskelverdi og ulik oppløsning. Figur 35 viser forskjellen mellom 1 mm og 2 mm oppløsning ved endringsratemetoden med terskelverdi på 99. persentil. Benyttelse av ulik oppløsning identifiserer ulike hendelser med 99. persentil og 95. persentil som terskelverdi. Her belyses også utfordringen med å definere en korrekt terskelverdi. Dersom man sammenligner 2 mm med 1 mm oppløsning og terskelverdi på 99. persentil kan det observeres at en flomhendelse forsvinner, mens det oppdages tre andre. Denne endringen skaper usikkerhet som gjør at denne terskelverdien sannsynligvis er for høy for identifisering av flommer i innsjøen.



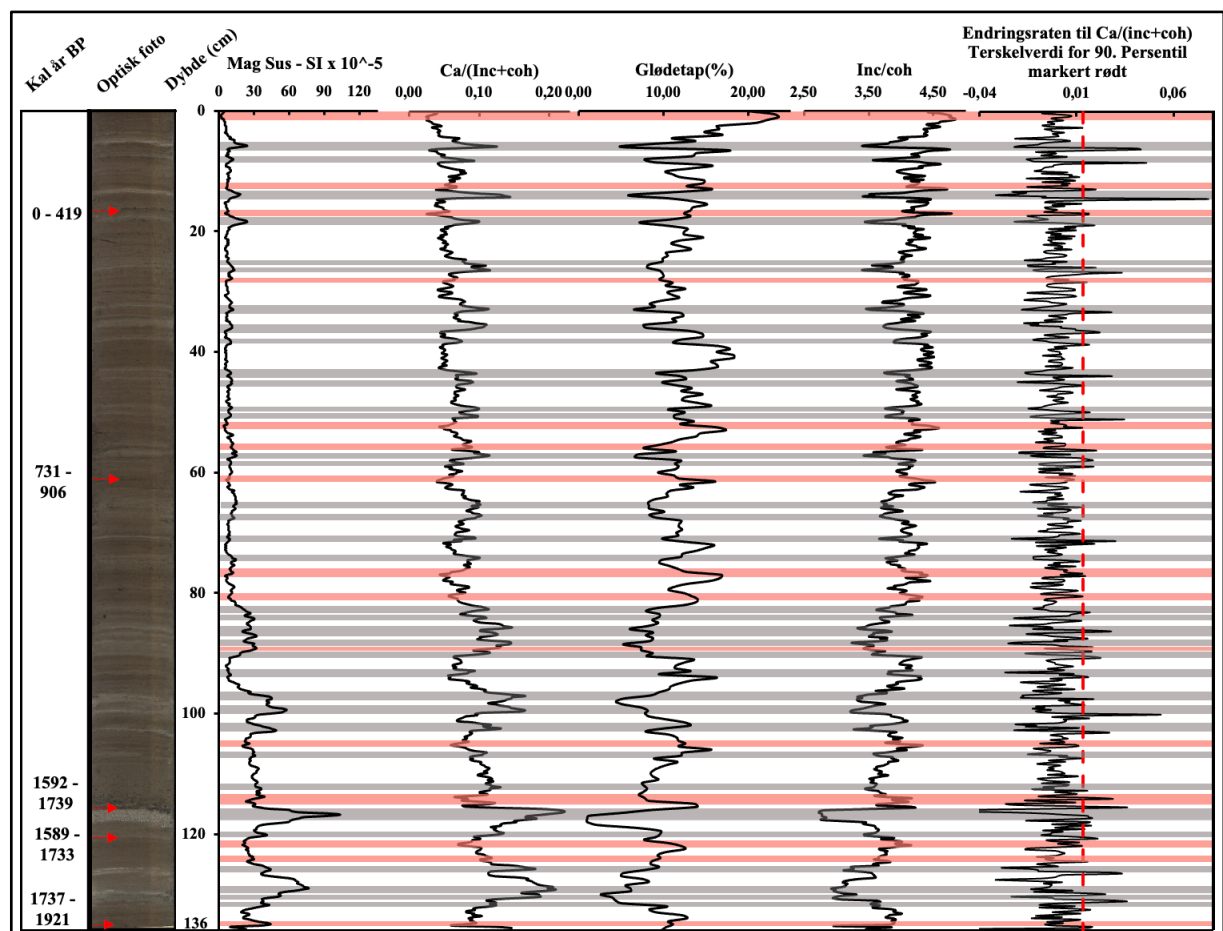
Figur 35: Sammenligning av endringsratemetoden ved benyttelse på 1 mm og 2 mm oppløsning. Forskjellene er tydelige og viser at det oppdages flere hendelser over 99. persentil ved benyttelse av 1 mm oppløsning, samtidig som at forskjellig oppløsning også identifiserer forskjellige lag ved denne terskelverdien.

Endring i oppløsning og terskelverdi ved endringsratemetoden påvirker hvilke lag som gir utslag for flomhendelser i vassdraget, og valget av oppløsning og terskelverdi vil derfor ha stor påvirkning på resultatet. Ved terskelverdi på 90. persentil identifiseres like mange hendelser med 2 mm som med 1 mm oppløsning, men det er mer støy og falske utslag ved 1 mm enn 2 mm. Derfor tolkes resultatet fra endringsratemetoden på OPP120 til at oppløsningen hverken bør være finere enn 1 mm eller grovere enn 2 mm i OPP120. Resultatet må i større grad kvalitativt undersøkes ved 1 mm oppløsning enn ved 2 mm for å skille utslag fra faktiske flomlag. Derfor tolkes 2 mm oppløsning til å gi det mest objektive resultatet og at 90. persentil er den mest passende terskelverdien for identifisering av flomhendelser i Oppheimsvatnet.

Endringene i utslag og flomlag i flomfrekvensanalysen ved forskjellig terskelverdi og oppløsning ved endringsratemetoden kan studeres i tab. 4 og det samlede resultatet fra flomfrekvensanalysen kan studeres grafisk i fig. 36. Endringsratemetoden ved benyttelse $Ca/(Inc+coh)$ og terskelverdi på 90. persentil på de første 136cm av OPP120 med 2mm oppløsning identifiserer 37 flomlag.

Tabell 4: Resultat av flomfrekvensanalyse av de første 136 cm av OPP120 med 2 og 1 mm oppløsning.

Terskelverdi av endringsrate	Utslag ved 2 mm Oppløsning	Utslag ved 1 mm oppløsning	Flommer 2 mm	Flommer 1 mm
90. Persentil	68	137	37	37
95. Persentil	34	68	23	25
99. Persentil	7	14	5	7



Figur 36: Samlet resultat av endringsratemetoden på første 136cm av OPP120. Figuren viser flomhendelser som er facies F (grå skygger), samt utslag som ikke er flomhendelser (rosa skygger) hvor endringsraten slo ut pga. endring lav Ca til bakgrunns sedimentasjon, Facies O til Facies B.

6.2.2 To typer hendelseslag identifisert som flomlag

Det identifiseres to typer svært lignende hendelseslag i OPP120. Begge lagtyper identifiseres som facies F i OPP120 og gir samme utslag på MS, glødetap og XRF undersøkelser som kan tyde på lik sedimentkilde. Hovedforskjellen mellom de to hendelseslagene er tykkelsen på hendelseslagene, kornstørrelsen, antallet og at kun en av typene har svært tydelig tilknytning til facies O. I de første 136 cm blir det identifisert 36 tynne og 1 tykt hendelseslag, samt at det blir identifisert et tykt hendelseslag som er nøye datert ved 358,5 – 372 cm i del 2 av S1. Basert på lagenes karakteristikk er det av interesse å undersøke om årsaken til forskjellen mellom de to typene hendelseslag er et resultat av økt vannføring eller at hendelseslagene er avsatt av ulike prosesser.

6.2.2.1 Tynne hendelseslag

De tynne hendelseslagene er den typen hendelseslag med klart høyest frekvens og et svært likt signal. Her er hendelseslag bedre sortert, men med lavere kornstørrelse enn bakgrunnsedimentasjonen (fig. 25). Det tyder på økt tilførsel av sediment, men at vanntettheten ved flomhendelsen er lav kombinert med at avstanden til vassdraget gjør at laget er et resultat av hypopyknal, mesopyknal og homopyknal transport av sediment som til slutt synker og avsettes på bunn (Kämpf et al. 2012). Finkornede sediment kan transporteres fort videre fra innsjøer med kort utskiftningstid (Schillereff et al. 2014), men i Oppheimsvatnet er det svært lang utskiftningstid på 19 måneder til forskjell fra Lønavatnets 21 ganger i året (Johnsen et al. 2009). Derfor er det trolig at også finkornede sediment fra flomhendelser på Oppheim blir avsatt i innsjøen. De tynne hendelseslagene tolkes som flomlag hvor sedimenttransporten i innsjøen må være fullstendig suspendert for å nå ut til prøvelokaliteten.

6.2.2.2 Tykke hendelseslag

Det er identifisert to tykke hendelseslag i S1, et ved 116-119 cm (T1) og et ved 358,5 – 372 cm (T2) (fig. 26 og 27), som skilte seg ut fra de tynne flomlagene. Spesielt lagtykkelsen skilte dem fra tynne hendelseslag, men også det at dette var de eneste flomlagene med tydelig gradering og kraftig forhøyet kornstørrelse sammenlignet med facies B. Basert på at alle de tynne flomlagene ikke viser noen økt kornstørrelse ved hendelsene virker det usannsynlig at årsaken kun er endring i vannføring. De tykke hendelseslagene er også de eneste lagene med et tydelig lag med facies O i tilknytning, enten over eller midt i laget. Derfor ble disse hendelseslagene undersøkt nærmere for å identifisere den avsettende agensen. Kornstørrelsesanalysene ble benyttet til å se på endring i gradering, kornstørrelse og sortering gjennom hendelseslaget, for

å kunne enten bekrefte eller avkrefte hvorvidt T1 og T2 er flomlag eller avsatt på en annen måte.

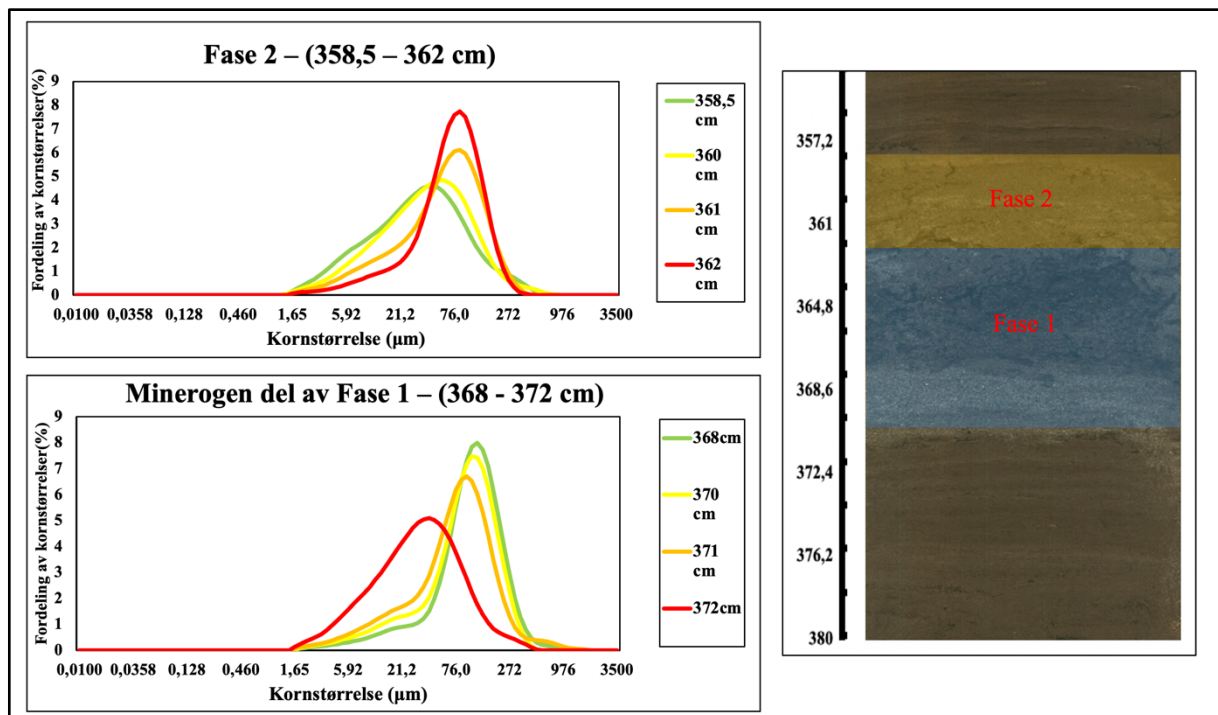
6.2.2.2.1 Tykt hendelseslag ved 116-119 cm - T1

Hendelseslag T1 (fig. 26) viser en skarp overgang mellom facies B og facies F med grov kornstørrelse og høyere grad av sortering. I øvre del av det minerogene laget er det litt lavere kornstørrelser, men fortsatt mye større enn facies B og svært god sortering av kornstørrelser. T1 viser derfor en normalgradering av kornstørrelser. Støren et al. (2008) viser til at en turbulent strøm vil skape en normalgradering med lavt organisk innhold og at organisk materiale som avsettes tregere vil legge seg oppå hendelseslaget. T1 kan ha blitt avsatt ved en kraftig flomhendelse som med høyt sediment innhold fører til høy tetthet i ellevannet, som kan forårsake en tetthetsstrøm hyperpyknalt i innsjøen (Vandekerkhove et al., 2020). Ved en slik hendelse vil ellevannet følge bunn av innsjøen og avsette de groveste kornstørrelsene underst med en gradering oppover, mens en hypopyknal strøm vil føre med seg finkornet sediment og organisk materiale som vil avsettes oppå laget til slutt (Mulder og Alexander, 2001). T1 passer beskrivelsen som en turbiditt forårsaket av en flom, og beskrivelsen kan forklare den store økningen i kornstørrelse og lagtykkelse sammenlignet med de tynne flomlagene. Hendelseslaget tolkes derfor som en turbiditt, som er et resultat av en tetthetsstrøm hyperpyknalt og hypopyknalt i innsjøen (Mulder og Alexander, 2001). Det organiske laget i topp av T1 er en viktig detalj som skiller subakvatiske massebevegelser forårsaket av flom fra hendelser som er utløst av andre årsaker som jordskjelv (Vandekerkhove et al., 2020). Det organiske materiale vil føres ut av elven, og flyte før det omsider synker til bunns og legger seg oppå det minerogene hendelseslaget. Dersom det organiske materiale var en del av tetthetsstrømmen er det sannsynlig at materiale hadde vært mer inkorporert i det minerogene materialet og ikke hatt den skarpe overgangen som skiller minerogent og organisk materiale. Derfor virker den mest troverdige tolkningen av hendelseslaget at det er avsatt som en turbiditt fra en tetthetsstrøm forårsaket av en kraftig flomhendelse med høyt sediment innhold og høy vanntetthet.

6.2.2.2.2 Tykt hendelseslag ved 358,5 – 372 cm – T2

T2 viser først en invers gradering av minerogent materiale fra bunnen av laget, med de groveste kornstørrelsene med høyest grad av sortering mot midten av hendelseslaget. Midten av laget består av en tykk organisk lagpakke med store makrofossiler. Deretter viser kornstørrelsesanalysene en normal gradering i øvre del av laget med gradvis finere

kornstørrelser. Etter nærmere stratigrafiske undersøkelser og gjennomføring av kornstørrelsesanalyser i hendelseslaget er det lite sannsynlig at laget er avsatt av en enkeltstående hendelse. Hovedbegrunnelsen til at dette må være mer enn en hendelse er det organiske laget midt i hendelseslaget, og lokaliseringen av de grove minerogene sedimentene over det organiske laget. Denne tolkningen kommer av at dersom T2 var forårsaket ved én hendelse er det mest sannsynlig at de minerogene avsetningene ville blitt avsatt før det organiske laget (Støren et al. 2008). Dermed tolkes T2 til at det må ha blitt avsatt av to separate hendelser med et tidsrom imellom. Derfor deles T2 inn i fase 1 som består av den minerogene lagpakken under det organiske laget i tillegg til det organiske laget, og fase 2 består av den minerogene lagpakken over det organiske materialet (fig. 37).



Figur 37: Oppdeling av T2 i 2 faser, fase 1 med invers gradering med organisk lag over og fase 2 med normalgradering.

Den inverse graderingen av det minerogene laget i fase 1 kan oppstå som beskrevet av Hand (1997) ved en turbidittsstrøm. Turbidittsstrømmen kan ha oppstått ved stor tilførsel på sediment og høy vanntetthet ved en flomhendelse. Invers gradering oppstår ved en ikke-turbulent strøm (Støren et al. 2008). I en turbidittsstrøm er sedimentene fullstendig vannmettet, og en slik strøm transporterer kornstørrelsesfraksjoner med ulikt tempo (Hand, 1997). Turbidittsstrøm kan derfor danne en invers gradering i laget ved at de minste kornstørrelsene ble transportert ut og avsatt først før de gradvis større kornstørrelsene avsettes oppover i hendelseslaget (Hand, 1997).

Deretter vil det organiske materialet som transporteres hypopyknalt synke ned og dekke det minerogene laget. Det organiske laget er en sterk indikator på at denne fasen var forårsaket av flom (Vandekerkhove et al., 2020).

Avsetningsårsaken ved fase 2 er mulig å tolke på flere måter blant annet som en tetthetsstøm utløst av en ny flomhendelse eller en resedimentasjon gjennom en deltakollaps eller annen subakvatisk skråningsprosesser. En ny flomhendelse eller utvasking av sediment frigjort i fase 1 kan ha forårsaket en tetthetsstøm med en kombinasjon hyperpyknal og hypopyknal strøm kan danne normal graderingen som finnes i T1. Utfordringen er å forklare hvorfor det mangler en organisk lagpakke over denne hendelsen sammenlignet med T1. En annen tolkning av fase 2 er at hendelseslaget kan ha blitt avsatt gjennom en resedimentasjon i form av en ny tetthetsstrøm utløst subakvatisk. Trolig har fase 2 oppstått som en resedimentasjon eller utvasking av vassdraget etter fase 1, uten at det er mulig å konkludere med noen av årsakene. Felles for de ulike måtene å tolke fase 2 på er at avsetningene trolig har vært avsatt av en tetthetsstrøm som var ganske lik som i T1.

6.2.2.3 Årsaken til tykke flomlag

Kombinasjonen av både økt mengde minerogent materiale og organisk materiale kan tyde på at ved de tykke flomlagene i OPP120 har det oppstått en kraftig økning i vannføring og sedimenttransport. Økt sedimenttransport kan ha oppstått ved økt erosjon og/eller ved skråningsprosesser langs vassdragene Langegjolo og Sundsvålselvi som en konsekvens av erosjon og undergraving av tilstøtende skråninger som i fig. 13 og 14 eller skråningsprosesser ved ekstremnedbør. Ekstremnedbør er en kjent årsak som kan forårsake en økning av skråningsprosesser og massebevegelser (Sletten et al. 2003; Støren et al. 2008). Flomhendelser kan også være en utløsende mekanisme for subakvatiske massebevegelser (Fabbri og Kremer, 2022). En ekstrem nedbørshendelse som både forårsaker flom i elveløpet og skråningsprosesser i tilknytning til vassdraget kan være årsaken til tykke hendelseslag med både unormalt mye minerogent og organisk materiale. Nesje et al. (1991) viser en økning i ekstreme nedbørshendelser i perioden fra ca. 2000 kal år BP i sin studie fra Jostedalsbreen. Sletten et al. (2003) fant en lignende økning sin studie fra Ulvådalsvatnet i Rauma i Møre og Romsdal som indikerer en økning av ekstremnedbør og forekomsten av grove massestrømmer i perioden etter 2200 kal år BP. Dateringene for både T1 og T2 kan stemme med perioden etter 2200 kal år BP og kan indikere at hendelsene er forårsaket av ekstrem korttidsnedbør. Dateringene samsvarer ikke med periodene som Vasskog et al. (2011) viser en økning i

snøskredaktiviteten i sin studie fra Oldenvatnet, derfor tolkes hendelsene mer sannsynlig å være linket til ekstremnedbør.

Ved ekstremnedbør kan en økning av sedimenttransport relativt til vannmengde endre vanntettheten ved flomhendelsen som kan påvirke reaksjonen mellom ellevannet og innsjøen (Vandekerkhove et al., 2020). Tolkningen med kombinasjon av økt mengde fluvial erosjon og/eller skråningsprosesser ved flomhendelsen ved de to tykke flomlagene medfører en viss usikkerhet ettersom det er flere faktorer som må passe sammen for at tolkingen skal stemme. Det er uansett svært trolig at begge hendelsene er et resultat av flom forårsaket av tetthetsstrøm/turbidittsstrøm, begrunnet med det tykke laget med terrestrisk organisk materiale (Vandekerkhove et al., 2020). De tykke flomlagene kan også tyde på et ikke lineært forhold mellom vannføring og sedimenttransport. Med dette menes at det finnes vippepunkter hvor sedimenttransporten øker drastisk i forhold til vannføring dersom mengden tilgjengelig eroderbart materiale øker med økt vannføring. Ettersom avsetningsmåten er ulik, vil ikke lagtykkelse eller kornstørrelse reflektere forskjell i vannføring mellom de tykke og de tynne flomlagene hvor avsetningene har blitt transportert til lokaliteten fullstendig suspendert. Likevel gjør tolkingen at hendelsene kan telles som flomhendelser ved flomfrekvensanalysen. Det som kan tolkes utfra de tykke flomlagene er at ved disse to hendelsene har balansen mellom vannføring og sedimenttransport gjort at ellevannets tetthet kunne skape en hyperpyknal tetthetsstrøm i innsjøen.

6.3 Flomfrekvensutvikling

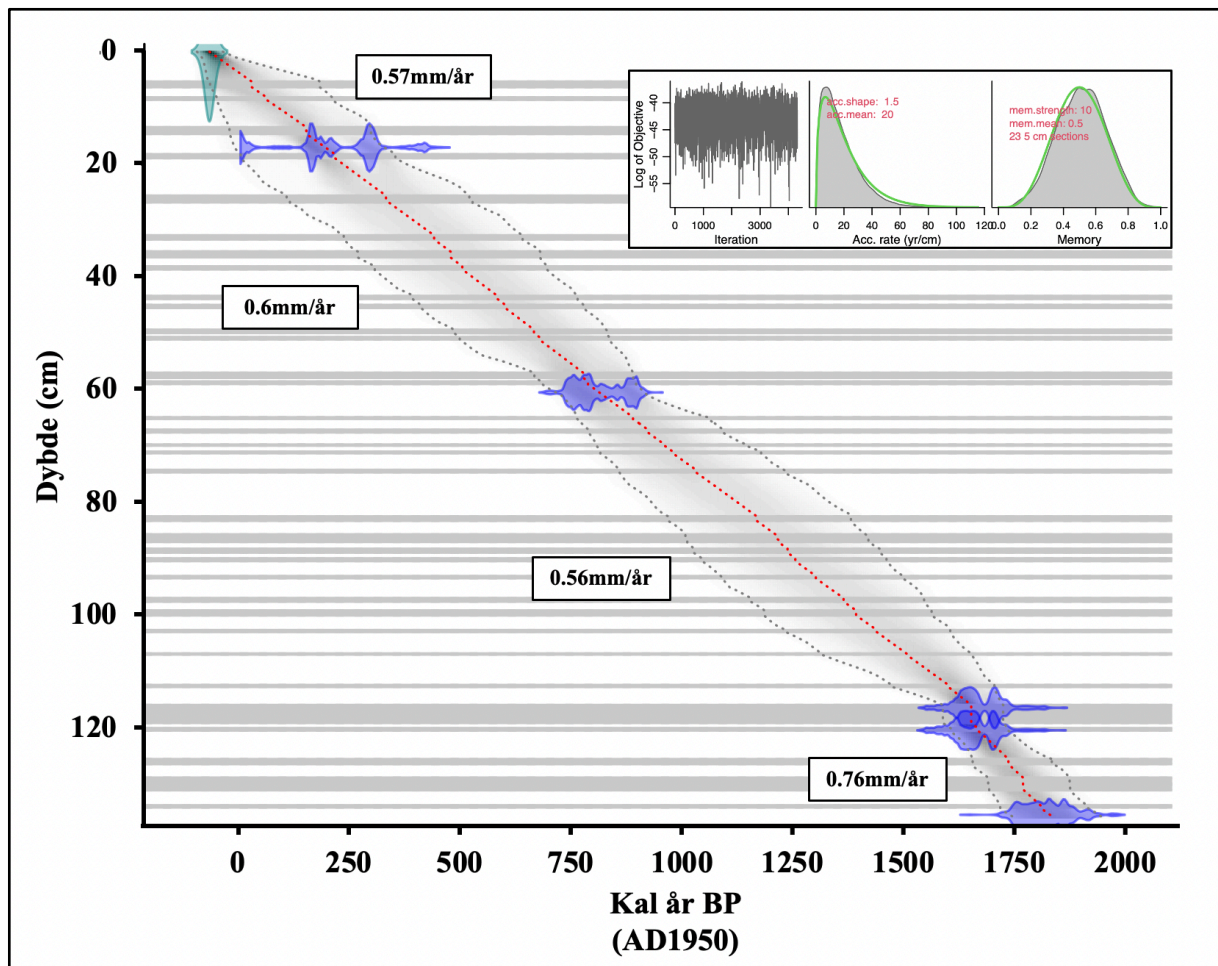
De identifiserte flomhendelsene kan undersøkes nærmere ved å inkludere dateringene av de ulike dybdene i kjernen. Dateringene benyttes for å definere tidsrom i kjernen og sette flomhendelsene inn i et temporalt perspektiv. Flomhendelser er et stokastisk fenomen og inntreffer med en hyppighet eller sannsynlighet som kan estimeres basert på tidligere forekomster av hendelsen, uten at man vet akkurat når hendelsen inntreffer (Holden, 2017, s. 489). En forenklet måte å tolke flomfrekvensen ville vært å se på antall flomhendelser mellom dateringspunktene og delt på tidsrommet. Her vil derimot to utfordringer dukke opp. Det første er at flomfrekvensen i svært liten grad er overførbart til andre studier av flomfrekvens, mens det andre er at det er svært vanskelig å tolke en flomfrekvens basert på de brede aldersintervallene presentert i tab. 2. Derfor er en aldersmodell svært nyttig til å både kunne tolke hvilket aldersintervall som passer best til dateringspunktene, samt at modellen kan benyttes til å studere flomfrekvensen på en standardisert skala. Det er likevel viktig å ikke glemme usikkerheten som er knyttet til at tolkning av aldersintervallet ekskluderes mulige aldersintervaller. Derfor er en mest mulig nøyaktig aldersmodell for perioden som flomfrekvensanalysen dekker svært nyttig. I en korrekt aldersmodell bør hendelseslagene være nøytralisert uten stigning i alder (Gilli et al. 2013). Derfor ble alle de identifiserte flomlagene målt. Et utvalg av flomlagene ble undersøkt ved kornstørrelsesanalysene, men manuelle målinger basert på visuelle endringer blir unøyaktig og resultatet kan endres ved fargeendringer forårsaket av endringer i lys, inntørking og egne vurderinger av fargenyanser. Derfor ble det utført en måling av lagtykkelsen til de identifiserte flomlagene basert på Ca/(inc+coh). Dermed vil lagtykkelsen i større grad være objektiv, og basert på en målbar parameter som i liten grad påvirkes av tolkning. Målingen av lagtykkelse ble gjort med 500 µm oppløsning og måling fra bakgrunn, gjennom laget og til bakgrunn igjen. Resultatet fra målingen av lagtykkelse kan observeres i tabell 5.

Tabell 5: Lagtykkelsen til de identifiserte flomlagene i S1 0-136 cm i OPP120 målt ved å måle lengden på utslaget i Ca/(inc+coh).

Tykkelse på lag(mm)	Dybde til toppen av laget (cm)
10	5,3
4,5	8,1
12	13,4
7	18,2
4,5	25,55
4	26,35
7,5	32,6
10,5	35,45
5,5	38,1
5,5	43,35
5,5	44,95
6	49,35
4,5	50,65
9	57
4,5	58,55
3	64,9
5	67,1
2	69,75
3	71
4,5	74,25
8	82,5
6	85,7
4	86,65
7	88,25
5	89,95
4	93,1
6,5	97
9	99,2
3,5	102,7
2	106,85
3,5	112,45
32	116
4,5	120,1
9	125,6
11	128,9
10	130,15
4	133,8

6.3.1 Aldersmodell for seksjon S1 av OPP120

En ny aldersmodell for S1 som flomfrekvensanalysen dekker ble konstruert ved å benytte programvaren «rBacon» i programmet «R» som beskrevet i Blaauw og Christen (2011), og er basert på kalibreringskurven Intcal20 (Reimer et al., 2020) og ^{14}C alder med 2σ og de 5 øverste dateringspunktene og er presentert i fig. 38. I tillegg til de ukalibrerte ^{14}C dateringene ble det benyttet en kjent alder på -70 kal år BP i toppen av kjernen som tilsvarer prøvetagnings tidspunkt i 2020. Her ble det også lagt inn en usikkerhet på 10 år mtp. mulig tap av materiale i toppen av OPP120 som en konsekvens av hvordan en stempelkjerneprobe innhentes. Aldersmodellen ble konstruert uten flomlagene (tab. 5) ved å benytte funksjonen «slump» til å fjerne stigning i alder i flomlagene ettersom de antas å være avsatt over kort tid. Ved å konstruere aldersmodellen uten hendelseslag i dette tilfelle flomlag, identifiseres den generelle sedimentasjonsraten mellom dateringspunkter (Gilli et al. 2013).



Figur 38: Aldersmodell for øverste 136cm av OPP120 med sedimentasjonsrate uten hendelseslag. Aldersmodellen er basert på 5 dateringspunkter (blå) som er presentert med usikkerheten tilknyttet dateringspunktet. På aldersmodellen er også sedimentasjonsraten presentert for intervallene mellom dateringspunkter.

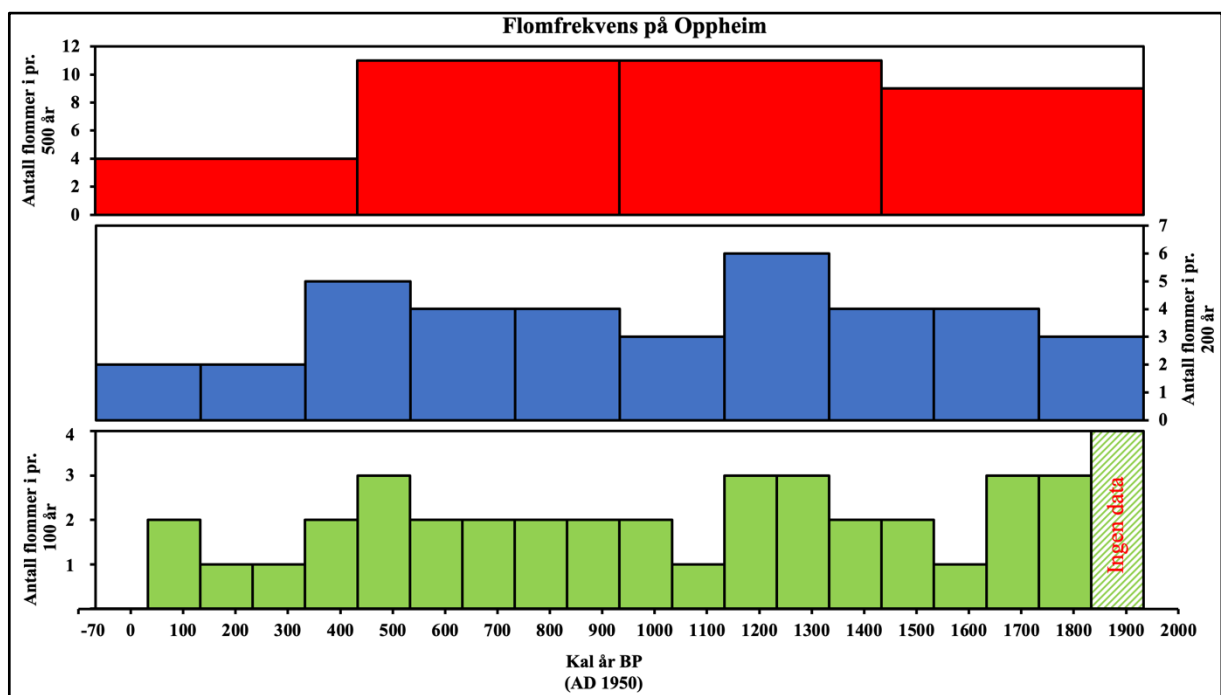
For å regne ut sedimentasjonsraten som er presentert i fig. 38 er det benyttet det aldersintervallet for hvert dateringspunkt som passer best med aldersmodellen. Aldersintervallet som passer best for hvert dateringspunkt er presentert i tab. 6. Utrekningen av sedimentasjonsraten har blitt gjennomført ved median av mest passende aldersintervall (se tab. 6), og avstand mellom daterte punkter uten hendelseslag delt på aldersdifferansen. Det er blitt lagt til 70 år på kal år BP ved utregning av sedimentasjonsrate i øverste seksjon for å justere tidsrommet fra BP (1950) til nåtid (2020) (Blaauw og Christen, 2011). Faktisk sedimentasjonsrate kan avvike noe fra utregnet sedimentasjonsrate basert på usikkerheten i dateringene som ikke kommer frem gjennom utregning ved å benytte median av tolket aldersintervall. Mellom vært dateringspunkt i S1 er det små variasjoner i sedimentasjonsrate. Aldersmodellen viser at T1 ikke har noen erosjonsflate. Basert på aldersmodellen kan det også tolkes at det ikke er store tap av sediment i toppen av kjernen ettersom bunndateringen til OPG120 som er 81cm og mindre komprimert i toppen, passer inn på 76cm ved direkte plassering av mest sannsynlige aldersintervall for OPG120 i aldersmodellen til OPP120 S1. Når flomfrekvensen i seksjon S1 av OPP120 diskuteres videre vil alderen som benyttes være median av tolket aldersintervall i kal år BP (tab. 6). Dette er en forenkling og resultatene må derfor ses i lys av usikkerheten som er presentert ved det fullstendige aldersintervallet.

Tabell 6: Tolkning av ^{14}C datering. Aldersintervallet som passet best med aldersmodellen er blitt presentert som tolket aldersintervall og skrives med median av aldersintervall avrundet til nærmeste 5år.

Lab. no.	Prøve	Dybde (cm)	^{14}C alder BP	Kal. år BP (2 σ) Aldersintervall (sannsynlighet %)	Tolket aldersintervall Kal. år BP	Median av tolket aldersintervall Kal. år BP
Poz-144968	OPP120	16-18	230 ± 30	0 – 22 (9,5) 147 – 217 (42) 266 – 314(42,6) 414 – 419 (0,9)	147-217	180
Poz-144970	OPP120	60-61	895 ± 30	731 – 832 (65) 845 – 857 (3,6) 864 – 906(26,2)	731-832	780
Poz-144951	OPP120	116-117	1785 ± 30	1592 – 1592(0,1) 1600 – 1677 (60,7) 1686 – 1739 (34,1)	1600-1677	1640
Poz-144971	OPP120	120-121	1775 ± 30	1589 – 1596 (1,4) 1598 – 1679 (65,3) 1684 – 1733 (28,2)	1598-1679	1640
Poz-144953	OPP120	135-136	1910 ± 30	1737 – 1890 (92,4) 1909 – 1921 (2,5)	1737-1890	1815

6.3.2 Endring i flomfrekvens over tid

Flomfrekvensen til de identifiserte flomhendelsene i Oppheimsvatnet kan beskrives ved 37 flomhendelser fordelt på tidsrommet fra nåtid (2020) til 1815 kal år BP. Resultatet indikerer derfor en flomfrekvens basert på tidsrom (1885 år) delt på antall hendelser (37), på 50,9 år (\approx 50 år) som utgjør 50-års flom. For å studere flomfrekvensen videre og mer detaljert for å se etter endringer er det relevant å tolke alderen på avsetningene basert på aldersmodellen (fig. 38) slik at flomfrekvensen kan inndeles i en standardisert skala for å kunne sammenligne flomfrekvensen med andre innsjøer. Ved å eksportere aldersmodellen kan alder for alle dybder tolkes med den usikkerheten som er illustrert i aldersmodellen. Alderstolkningen som er benyttet er beskrevet som «best fit» av «rBacon» som er aldersmodellens mest sannsynlige tolkning. Deretter kan antall flommer pr. 100, 200, og 500 år telles og flomfrekvensen på Oppheim kan observeres med ulik temporisk skala (fig. 39). Det er verdt å merke seg at hvilken skala som benyttes kan ha stor påvirkning på hvordan resultatene blir presentert, og en 90 års skala istedenfor 100 år er nesten umulig å sammenligne.



Figur 39: Flomfrekvensen i Oppheimsvatnet siden (1737 – 1921) kal år BP

Flomfrekvensen på Oppheim viser små variasjoner i flomfrekvens de siste 2000 årene. Det er kun data for ca. 1900 år i flomfrekvens analysen og derfor er skalaen utvidet til 2000 år for å passe med 200 og 500 års intervaller. Eventuelle lave verdier i eldste tidsperiode av 200 og 500 års intervallene må derfor ses i lys av det. 500 års intervall viser en jevn flomfrekvens med en

senkning i den siste 500 års perioden før nåtid. Gjennom å studere flomfrekvensen de siste 2000 årene med 200 og 100 års intervall kan noen perioder skilles ut. Det ser ut til at det kan ha vært en økning i flomfrekvensen mellom 330-530 kal år BP, 1130-1330 kal år BP og 1630-1830 kal år BP. Perioden 330-530 kal år BP samsvarer med perioden som er beskrevet som «den lille istid» og er kjent som en kald og våt klimatisk tidsperiode (Sëppa et al. 2009). Perioden 1130-1330 kal år BP viser rundt 160% av vinternedbør til klimanormalen 1961-1990 på nordenden av Folgefonna (Bjune et al. 2005). Samtidig samsvarer 1630-1830 kal år BP med perioden mellom den romerske varmeperioden og «den sene antikke lille istiden» (Sëppa et al. 2009), som Bakke et al. (2008) viser en økning i vinternedbør langs vestlandskysten. Det er dermed en antydning til at perioder med økt vinternedbør (Bjune et al. 2005) kan øke flomfrekvensen på Oppheim. Flomfrekvensen går over et tidsrom på 2000 år og med små variasjoner som 1 eller 2 flommer pr. 100 år er det vanskelig å skille hva som er en reel utvikling eller endring i flomfrekvensen, og hva som bare skyldes flomhendelsenes stokastiske opptreden og inndeling av tidsperioder for fremvisning av data.

Flomfrekvensanalysen viser en relativt tydelig nedgang i perioden -70-330 kal år BP, spesielt de siste 100 år før nåtid. Nedgangen i flomfrekvens skiller seg tydelig fra andre studier på Vestlandet som viser økt flomfrekvens i det samme tidsrommet (Fjellheim, 2018; Ekblom Johansson et al. 2020). Resultatet er verdt å merke seg ettersom resultatet er negativt korrelert med tidligere studier av flomfrekvens på Vestlandet i denne perioden (Fjellheim, 2018; Ekblom Johansson, 2020) og ikke samsvarer med flomfrekvensen i vannet nedstrøms (Tufteland, 2018). Årsaken til nedgangen kan være relatert til dateringsusikkerhet og antropologisk påvirkning. Utfordringen ved bruk av radiokarbondatering til unge dateringer som ^{14}C alder på 230 ± 30 , er at det knyttet stor usikkerhet til resultatet ved lave aldre (Reimer et al. 2020). Dersom man tar utgangspunkt i aldersmodellen, har 180 kal år BP vist seg å være mest passende og statistisk nest mest sannsynlige dateringen med 42%. Selvom aldersmodellen tolker dette aldersintervallet som mest sannsynlige alder er det fortsatt et resultat endrende usikkerhet til knyttet til dateringen. ^{14}C alder på 230 ± 30 , kan studeres nærmere med at dateringen kan kalibreres til 4 forskjellige tidsrom ved å benytte IntCal20 (tab. 6). Tolkningen av hvilket aldersintervall som benyttes på dateringspunktet er avgjørende for resultatet, og kan endre resultatet fra en nedgang i flomfrekvens mot nåtid til en oppgang, som igjen vil endre resultatene dypere i kjernen. En alternativ dateringsmetode på unge avsetninger kunne vært å benytte ^{210}Pb -metoden som er mer presist på kortere tidsrom på grunn av lav halveringstid på 22.26 ± 0.22 år (Walker, 2005, s. 85-86). Ulempen med denne metoden er at den er begrenset

til ca. 150 år og alderen vil kunne være for høy for metoden (Walker, 2005, s. 85-86), men kombinasjonen av begge metoder kunne utelatt eller bekreftet det yngste aldersintervallet til det øverste dateringspunktet «Poz-144968». Samtidig kan antropogen påvirkning av nedbørsfeltet gjennom skogsdrift, jordbruk og stabilisering av elveløpet ved graving, kanalisering og steinsetting (fig. 14) ha påvirket sedimenttransporten og erosjon i perioden etter områdene rundt elveløpene ble bebygde. Derfor er det ikke mulig å konkludere med noen endring i flomfrekvensen frem mot nåtid fra siste datering, selvom det er indikatorer på en nedgang i flomfrekvens.

6.3.3 Estimering av flomstørrelse basert på sedimentkjerneprøve

Den mest presise metoden å skille flomhendelser av en bestemt styrke er ved å ta kjerneprøve av innsjøer som er isolert fra vassdraget og som kun tilføres flomavsetninger når avrenningen går over en naturlig terskel. Bøe et al. (2006) benyttet denne metoden for å studere storflommer gjennom holosen ved å spesifikt velge en innsjø (Butjønna) med en naturlig terskel mellom elveløpet og innsjøen. Dersom en slik terskel er stabil og ikke endrer seg i perioden vil terskelen representere en sterk indikator for minimum flomstyrke ved flomlagene som avsettes i det isolerte bassenget (Gilli et al. 2013). Denne metoden krever helt spesielle lokale forutsetninger med en innsjø, kroksjø eller myr i tilknytning til vassdraget med en stabil terskel, som det ikke var mulig å finne i feltområdet ved Oppheim.

En alternativ metode som kan skille flomhendelser basert på flomstyrke ved kornstørrelse og lagtykkelse som representerer en mulighet til å rekonstruere kompetanse og kapasitet som er avhengig av vannføring og vannhastighet (Bøe et al. 2006). Dersom man benytter lagtykkelse og kornstørrelse som indikatorer på flomstyrke er basert på antagelsen om at tilgangen på sediment har vært stabil. Økt kompetanse kan teoretisk sett observeres med høyere maksimal kornstørrelse i flomlaget og benyttes til å tolke endring i flomstyrke (Bøe et al. 2006). Kornstørrelse har tidligere vært benyttet til å rekonstruere avrenningsstyrke og nedbør i East lake, Canada (Lapointe et al., 2021). Utfordringen ved å observere endring i strøm i vannet kan fordele kornstørrelsene ulikt og vannstanden i innsjøen kan endres ved tørke/mye nedbør som endrer erosjonsbasis som kan observeres i fig. 15. Dersom man har ekstrem kortidsnedbør vil ikke vannstanden tilpasses flomvannføringen og derfor vil være i forkant av hendelsen kunne påvirke hvordan sedimentasjonen ved hendelsen blir. Samtidig er effekten av kornstørrelse som indikator på flomstyrke avhengig av om avstanden til vassdraget ideell slik at endring i energi gir utslag i endret kornstørrelse. Resultatene fra OPP120 viste lavere kornstørrelse i alle tynne

flomlag enn bakgrunnslaget, som indikerer forhøyet tilgang på sediment, men ikke nødvendigvis økt vannhastighet på sedimentasjonsområdet ettersom de større kornstørrelsene ble avsatt tidligere.

Økt lagtykkelse kan også tyde på økt kapasitet, altså økt vannføring i vassdraget (Bøe et al. 2006; Schillereff et al. 2014; Wilhelm et al. 2016). Wilhelm et al. (2016) har vist i sin studie fra Lake Foréant at lagtykkelse kan benyttes som en indikator for intensiteten til flomhendelser, i områder kornstørrelse ikke viser noen variasjon mellom hendelser. Likevel er det stor usikkerhet knyttet til lagtykkelse som indikator på flomstyrke ettersom flomhendelsens varighet (Bøe et al. 2006) og sedimenttilgang vil påvirke resultatet (Schillereff et al. 2014; Wilhelm et al. 2016). Det må derfor gjøres en antagelse om at sediment tilgangen har vært tilnærmet lik for hele perioden dersom det skal gjøres en tolkning av flomstørrelse basert på lagtykkelse, med usikkerheten det medfører. flomlagene.

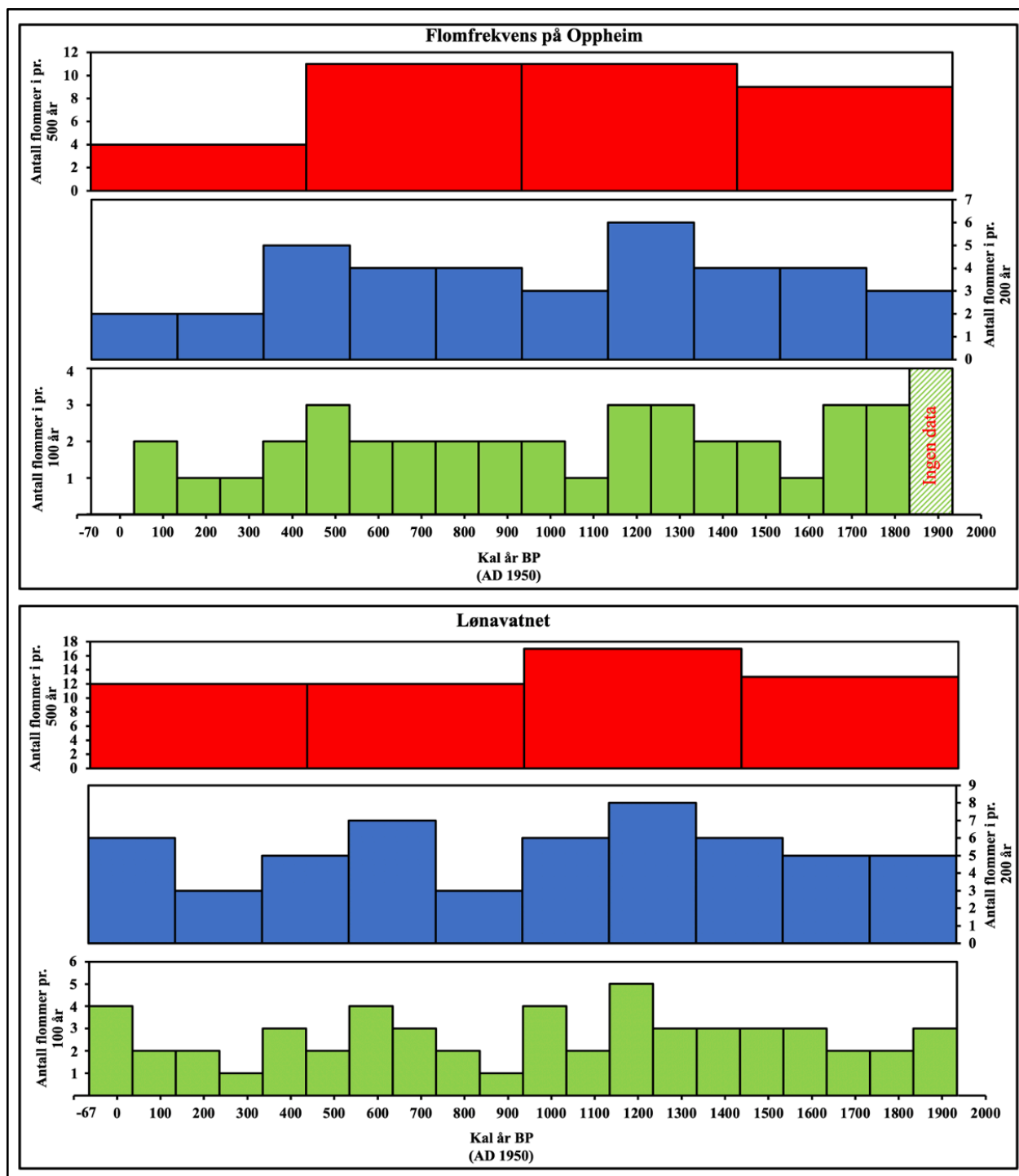
Basert på de lokale forholdene på Oppheim, og funn i OPP120 ser det ikke ut til å være mulig å benytte kornstørrelse eller lagtykkelse til å observere endringer i vannføring. Årsaken baseres på at kornstørrelsesanalysene ikke viser noen økning i kornstørrelse som kan knyttes til et energibasert avsetningssystem, og at det er knyttet for mye usikkerhet til å benytte lagtykkelsen som vannføringsindikator. Det er allerede observert at enkelte flomhendelser som T1 og T2 har hatt endrede forutsetninger for sedimenttransport enn de andre hendelseslagene. Samtidig vil vannstanden i innsjøen kunne påvirke sedimentasjonen ved hendelsen (fig.15), ettersom ekstrem intens nedbør etter en periode med tørke og lav vannstand vil ha senket erosjonsbasis. Dersom det er et ikke lineært forhold mellom vannføring og sedimenttransport med ulike knekkpunkt som kan påvirkes av klimaendringer og flommens varighet vil ikke lagtykkelsen gjenspeile vannføringen på hendelsene dersom de sammenlignes.

6.3.4 Analyse av paleodata uten målinger av vannføring eller historiske data

Den ideelle situasjonen ved flomfrekvensanalyser og flomrekonstruksjon er å ha lange måleserier med instrumentelle data, forsterket av en periode med historiske data som informasjon fra kjerneprøven kan bygge videre på. Slike ideelle forutsetninger finnes det ikke overalt. En av de største utfordringene ved flomrekonstruksjon i Oppheimsvatnet er mangel på vannføringsdata og historiske data. Målestasjonen i Nærøydalen kan gi en indikasjon på vannføringen, men ikke en direkte forståelse av hvordan vannføringen har vært i vassdragene over Oppheimsvatnet. Ved flomfrekvensanalyse med sedimentkjerneprøver er det hensiktsmessig å kunne korrelere flomhendelser som identifiseres i kjerneprøven med kjente historiske hendelser og/eller flomhendelser med målt vannføringsnivå (Kämpf et al. 2012; Chiverell et al. 2019; Engeland et al. 2020). Sammenligning av ulike datakilder gir mulighet til å danne en bedre forståelse av forholdet mellom flomstyrke og flomfrekvens (Engeland et al. 2018; Støren et al. 2018; Engeland et al. 2020). Selvom 37 flomhendelser ble identifisert i OPP120, er det svært sannsynlig at disse hendelsene var av forskjellig styrke og da av forskjellig flomfrekvens. Dessverre er det svært vanskelig å si hva hvert flomlag faktisk representerer sammenlignet med hverandre uten et fast referansepunkt. Lagtykkelsen til flomlagene i OPP120 kunne vært forsøkt benyttet i en rekonstruksjon av flomstyrke dersom det fantes flommer av kjent styrke som kunne korreleres med flomlag (Gilli et al. 2013). Da kunne økt lagtykkelse indikert større eller mindre flommer enn den kjente flomhendelsen, selvom endring i sedimenttilgang ville vært en mulig feilkilde. Årsaken til mangel på måledata er ikke vanskelig å forstå, ettersom Oppheim er et svært lite sted og at vassdragene som renner ut i Oppheimsvatnet ikke er spesielt store ved normal vannføring. Historiske data er ofte knyttet til ødeleggende hendelser, men dersom flomhendelser på Oppheim ikke har vært skadeflommer etter området ble bebodd er det sannsynlig at ingen flomhendelser blir dokumentert. Det er derfor svært vanskelig å diskutere flomstyrke på Oppheim utover at flommene som avsetter flomlag i innsjøen inntreffer med en flomfrekvens på 50 år.

6.4 Tidligere flomstudier i vassdraget og klimaendringer

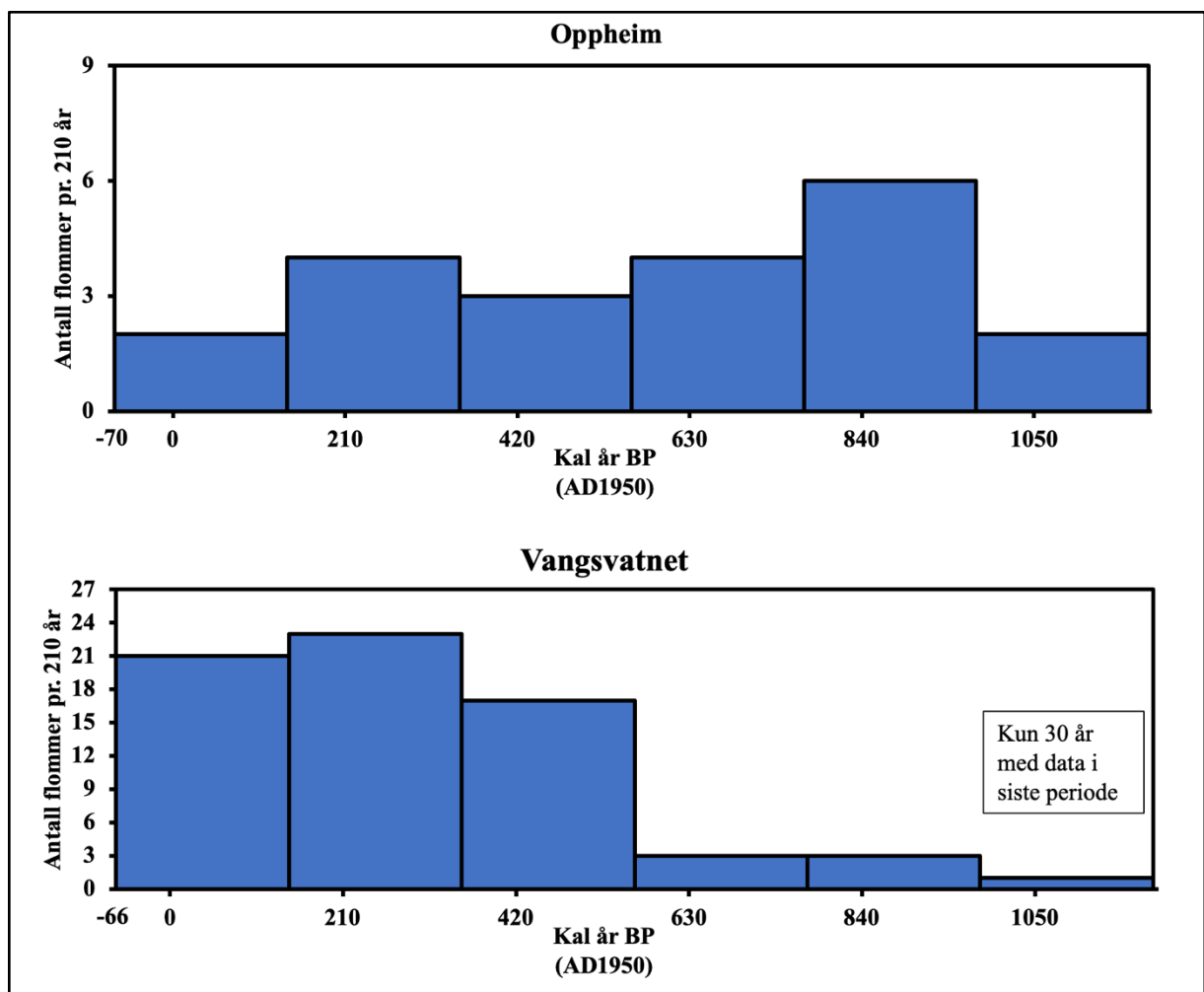
Nettverket av nedbørsfelt innad i et nedbørsfelt er komplisert å forstå, derfor er det interessant å undersøke likheter og forskjeller mellom flomfrekvensene som er målt i de ulike innsjøene i Vossovassdraget. Oppheimsvatnet og Lønavatnet har en lignende flomfrekvens på ca. 50-årsflom (Tufteland, 2018) som kan observeres i fig. 40. I de siste om lag 2000 årene kan noen fellestrekk mellom Oppheimsvatnet og Lønavatnet identifiseres på 200 og 100 års skala. Det er en felles forhøyet flomfrekvens i perioden 1130 – 1330 kal år BP, mens de siste 100 årene er svært ulike frem mot nåtid med stabil eller svakt forhøyet flomfrekvens i Lønavatnet til forskjell fra en nedgang i flomfrekvens på Oppheim. Flomfrekvensen er generelt svært lik og mangelen på nedgang i flomfrekvensen de siste 100 årene i Lønavatnet styrker tolkningen om at nedgangen i Oppheimsvatnet kan skyldes enten dateringsusikkerheten eller antropologisk påvirkning av nedbørsfeltet. Indikatorene for flomhendelser i Lønavatnet og Oppheimsvatnet skiller seg tydelig fra hverandre. Minerogene flomlag identifisert med normaliserte verdier av Ca, Ti og K kan benyttes i Oppheimsvatnet, mens organiske flomlag identifiseres i Lønavatnet med Rb/Sr. Forskjellene i flomavsettning mellom Oppheimsvatnet og Lønavatnet kan begrunnes ved at majoriteten av sedimentene avsettes i Oppheimsvatnet. Både Oppheimsvatnet, Myrkdalsvatnet og elvedeltaet i Lønavatnet kan fungere som sediment feller som gjør at det er en annerledes sammensetning av sedimentasjonen på prøvelokaliteten i Lønavatnet. Den jevne flomfrekvensen kan tyde på en relativt stabil flomfrekvens gjennom holosen for den nordlige forgreiningen av Vossovassdraget. De små variasjonene i flomfrekvens mellom Oppheim og Lønavatnet på 100 års skala kan i stor grad være koblet til flommenes stokastiske fremtreden og ulikheter i flomgenererende prosesser i innsjøene påvirket av nedbørsfeltenes forskjeller.



Figur 40: En sammenligning av flomfrekvensen på Oppheim og i Lønavatnet med tre forskjellige skalaer; 100, 200 og 500 år. Flomfrekvensen i Lønavatnet er hentet fra (modifisert fra Tufteland, 2018).

Fjellheim (2018) sin studie fra Vangsvatnet viser tydelige endringer i flomfrekvensen i perioden fra 1318 ± 18 kal år BP og frem til nåtid. Fjellheim (2018) har identifisert en økt flomfrekvens i perioden 850-900 kal. år BP, 200-500 kal. år BP og 100 kal. år BP frem nåtid (2016). Flomfrekvensen i Vangsvatnet er basert på 30 års perioder (Fjellheim, 2018), og omregnet til 210 år for å sammenligne resultatene med Oppheimsvatnet (fig. 41). Den økte flomfrekvensen

i perioden mellom 200-500 kal år BP i Vangsvatnet kan samsvare med perioden 330-530 kal år BP som viser svakt forhøyet flomfrekvens i Oppheimsvatnet. 200-530 kal år BP kan samsvare med et tidsrom som kalles «den lille istid» som beskriver en periode med kaldere klima som kulminerte i en periode med relativt stabil NAO som forårsaket voksende breer på Vestlandet (Nesje og Dahl, 2003). En økning av flomfrekvensen i den kalde perioden av «lille istid» 50-650 kal år BP (1300-1900 AD) er et vanlig funn i flomfrekvens studier i områder påvirket av værssystemer i Atlanterhavet (Wilhelm et al. 2016). En økning i flomfrekvens rundt 400 kal år BP kan også observeres i Sandvinsvatnet (Ekblom Johansson et al. 2020). Samtidig er det verdt å observere at ved omregning av resultatene fra 100 og 200 års perioder til 210 år i Oppheimsvatnet for å sammenligne med Vangsvatnet er ikke økningen av flomfrekvensen i Oppheim i lille istid tydelig. Variasjonene i flommer pr. tidsenhet i Oppheimsvatnet kan derfor i større grad være et resultat av flomhendelsenes stokastiske oppreden og inndeling av tidsintervall enn at det er koblet til større klimatiske trender.



Figur 41: Flomfrekvensen i Oppheimsvatnet og Vangsvatnet identifisert med Ca, med flommer pr. 210 års periode. Flomfrekvensen viser en ulik endring mot nåtid (Vangsvatnet modifisert fra Fjellheim, 2018).

De minerogene indikatorene som benyttes til å identifisere flom i Oppheimsvatnet ligner de som benyttes i Vangsvatnet (Fjellheim, 2018), men kunne ikke benyttes i Lønnavatnet som er imellom (Tufteland, 2018). Dette er en god indikator på at flommer identifiser ved K og Ca i Vangsvatnet trolig i stor grad er tilknyttet Raundalen, Bordalen eller lokal resedimentasjon mellom Lønnavatnet og Vangsvatnet. Derfor kan årsaken til den svært høye sedimentasjonsraten i Vangsvatnet knyttes til vassdraget i Raundalen og Bordalen. Det identifiseres også over dobbelt så mange flomhendelser i Vangsvatnet som i Oppheimsvatnet, kun i perioden kjerneprøven dekker fra nåtid til 1318 ± 18 kal år BP. Den store økningen i flomfrekvens som kan observeres i Vangsvatnet i siste 100 år kan ikke observeres på Oppheim, der det er en nedgang til null flomhendelser i samme periode. Årsaken til denne forskjellen kan være sammensatt, ettersom at antropologisk påvirkning og dateringsusikkerhet som nevnt kan påvirke flomfrekvensen i Oppheimsvatnet, samtidig har det og vært endringer i Vangsvatnet. Utløpet av Vangsvatnet ved Bulken har vært senket og modifisert ved flere anledninger (Holmqvist, 2003). En senkning av vannstanden i innsjøen endrer erosjonsbasis og kan ha stor påvirkning på hvordan avsetningene i perioden etter endringen har vært, og gjøre det krevende å sammenligne data før og etter de ulike flomsikringstiltakene.

Storflommen i Vosso i 2014 viste lavere vannstandsøkning i Myrkdalsvatnet, som er nedbørsfeltet som grenser til Oppheim, enn i Raundalselvi (Holmqvist, 2015). Årsaken til dette ble tolket til at Raundalselvi sitt nedbørsfelt i større grad er utsatt for kraftig vestavær (Holmqvist, 2015). Denne tolkningen kan virke litt kraftig ettersom vannføringsmålinger i Nærøydalen og Raundalen ikke er langt fra Oppheims nedbørsfelt (Statens Kartverk, 2022b). Samtidig har også utløpet til Myrkdalsvatnet blitt endret i nyere tid som kan påvirke vannstandsmålingene ut av vannet ved flomhendelser (Holmqvist, 2003). Det som kan tolkes er at de geografiske avstandene og topografien kan føre til at hele nedbørsfeltet til Vosso ikke alltid påvirkes i lik grad ved ekstremnedbør og at flomfrekvensen i Vangsvatnet i større grad viser ekstremnedbør og flomhendelser fra Raundalen. Samtidig kan det være at størrelsen og topografien på nedbørsfeltene som drenerer i Oppheimsvatnet kun gir utslag ved ekstreme nedbørshendelser som ikke nødvendigvis gir utslag i andre deler av vassdraget. Flomfrekvensanalysen på Oppheim viser mindre grad av korrelasjon med flomfrekvensanalysene fra innsjøene nedstrøms desto fler innsjøer som kommer mellom. Dette tolkes som at lokale flomgenererende prosesser, geografiske avstander, hydrologiske forutsetninger, nedbørsfeltets utforming og størrelse har mye å si for hvilke hendelser som skaper flomhendelser i ulike deler av et stort vassdrag.

6.4.1 Oppheimsvatnets flomhistorie i et klimatisk perspektiv

Klima er i endring, det samme gjelder frekvensen av ekstremnedbør og flomhendelser (Hanssen-Bauer et al., 2015). Klimaendringene forårsaker ikke ekstremhendelsene i seg selv, men ved et skifte i klima vil hendelser som er ekstreme i nåværende klima bli mer vanlig og få senket gjentaksintervallet/økt frekvens. Det er viktig å vite at man trenger lange tidsrom med data for å kunne observere trender i ekstremhendelser som skyldes klimaendringer. Flere flomstudier på Vestlandet viser en økende flomfrekvens mot nåtid (Fjellheim, 2018; Ekblom Johansson, 2020) som kan tolkes som at menneskeskapte klimaendringer allerede har begynt å påvirke flomfrekvens/flomstyrke forholdet. Små bratte nedbørsfelt på Vestlandet som ved Oppheim er blant de mest utsatte for klimaendringer ettersom en økning i frekvens og styrke til ekstrem korttidsnedbør vil øke frekvensen og intensiteten til både vannføring og sedimenttransport ved flomhendelser (Hanssen-Bauer et al. 2015). Lawrence (2016) påpeker at de små bratte vassdragene minst vil få en økning i 200 års flom med 20%, men dette er kun medregnet døgn nedbør. Derfor kan økningen i flomstyrke i små bratte vestlandsvassdrag være enda høyere, ettersom ekstrem korttidsnedbør vil kunne ha stor påvirkning (Lawrence, 2016).

I kjerneprøve OPP120 kan det ikke observeres noen tydelige trender i endring av flomfrekvens de siste om lag 1900 år, heller ingen økning mot nåtid. De 2 tykke flomlagene i OPP120 skiller seg fra resten av flomhendelsene ved lagtykkelse, kornstørrelse og avsetningsmekanisme. De tykke flomlagene er tolket til å være dannet ved flomhendelser med spesielt høy vanntetthet grunnet høy sedimenttransport. Det er derfor av interesse å observere hva hendelsene kan bety i et klimatisk perspektiv. Ekstremnedbør er en kjent årsak til økt forekomst av skråningsprossesser, grove massestrømmer og flomhendelser (Dyrrdal et al. 2013). De tykke flomlagene datert til 2205 og 1640 kal år BP og kan korreleres til perioden etter 2200 kal år BP som Sletten et al. (2003) mener var starten på en periode med høyere frekvens av massebevegelser og skråningsprossesser i deres studie fra Møre og Romsdal. Årsaken til denne økningen ble tolket til å være en økning av frekvensen av ekstremnedbør (Sletten et al. 2003).

Projeksjoner av fremtidens klimaendringer indikerer en økning av intensitet og hyppighet av ekstremnedbør (Hanssen-Bauer et al., 2015). Dersom klimaendringen medfører en økning i nedbørintensitet og flomstyrke, vil også forutsetningene for erosjon og sedimenttransport endres. Mao (2018) beskriver hvordan fortidens flomhendelser påvirker sedimenttransporten basert på avrenningsstyrke. Sedimenttransporten senkes ved 40% på hendelse nummer to ved like kraftige hendelser, og 70 % ved svake hendelser (Mao, 2018). Dette betyr at svake

flomhendelser i fortid i liten eller ingen grad påvirker sedimentasjonen ved fremtidige kraftige flomhendelser, mens kraftige flomhendelser påvirker fremtidige flommer av mindre styrke (Mao, 2018). Dersom fremtidens flommer og ekstremnedbør blir kraftigere vil det derfor kunne oppstå en kraftig økning i erosjon og sedimenttransport sammenlignet med vannføring i en overgangsfase, eller klimatisk tilpasning. Det er fordi endringen i forholdet mellom nedbørintensitet, nedbørmengde og avrenning, vil kunne gjøre at områder/avsetninger som har vært stabile og urørt ved nedbørs og flomhendelser i nåværende klima kan bli eksponert ved de mest ekstreme nedbørs- og flomhendelsene i et endret klima. Samtidig som det kan oppstå økt forekomst av skråningsprossesser i tilknytning til vassdraget ved økt forekomst av ekstremnedbør (Dyrrdal et al. 2013). Det er mulig at T1 og T2 representerer hendelser som ble mer sannsynlig som følge av en tidligere klimatisk endring mot mer ekstremnedbør. Tidligere klimaendringer viser at fluvial erosjon i vassdrag endres og tilpasses til nye klimatiske regimer (Bogen, 2009). Dersom de mest ekstreme hendelsene som 200-års flommer blir minst 20% kraftigere, uten å medregne korttidsnedbør i små bratte nedbørsfelt vil sannsynligheten for kraftige erosjonshendelser og grove massestrømmer øke. Dersom hendelser av høyt gjentakintervall blir kraftigere, vil de mest ekstreme hendelsene ha stor påvirkning på sedimenttransporten ved flomhendelsen. Derfor tolkes funnene av T1 og T2 som at mer intensiv ekstremnedbør kan forårsake en kraftig økning i sedimenttransport ved kraftige flommer i små bratte nedbørsfelt på Vestlandet, spesielt i den overgangsfasen som klimaendringer forårsaker.

Det er viktig å påpeke at den ikke lineære relasjonen mellom sedimenttransport og vannføring er til stede uavhengig av klimaendringer ved ekstremhendelser, men en klimatisk endring vil gjøre det mer sannsynlig at ulike terskelverdier for vannføring overskrides. Skråningsprossesser, erosjon og sedimenttransport er svært viktig å vurdere i små bratte vassdrag ettersom broer og annen infrastruktur er utsatt for flom ettersom erosjon av elvebreddene kan undergrave veier, broer og bygg slik at de blir tatt av strømmen (Li et al. 2021). Samtidig kan løsmasser og planterester transporteres med elvevannet og lage propp ved kritiske trange punkt som broer og dreneringskanaler (Macchione og Lombardo, 2021). Slike propper kan forårsake endret dreneringsmønster eller en midlertidig oppstuing av vann som kan føre til en plutselig brist og kjapp økning i flomstyrke nedstrøms (Macchione og Lombardo, 2021). Slike hendelser kan oppstå på svært kort tid i bratte vassdrag er det derfor viktig å planlegge for at slike hendelser kan oppstå med klimaendringene i fremtiden. Det er likevel viktig å presisere at det er ikke nødvendigvis at ekstremnedbør og flom lokalt på Oppheim vil representere skadeflom, ettersom det ikke lykkes å finne historiske data på tidligere

skadeflomhendelser. Samtidig kan utviklingen være interessant å følge ettersom de mest ekstreme hendelsene på Oppheim oppstod lenge før historisk tidsregning. Resultatet kan også være interessant med overførbarhet til andre vassdrag på Vestlandet hvor skadepotensialet er større, men muligheten til å gjennomføre studier er dårligere.

6.5 Fremtiden

Studien av flomfrekvensen på Oppheim presenterer flere svært relevante problemstillinger knyttet til fremtidsutviklingen i flomfrekvens. Flomfrekvensen Oppheim viser ikke store endringer de siste om lag 1900 årene, som kan indikere en relativt stabil forekomst. Det er utfordrende å tolke klimatiske endringer i individuelle nedbørsfelt, og små endringer i frekvensen av flomhendelser kan skyldes flere årsaker, blant annet flomhendelsenes stokastiske natur. Klimaendringenes omfang og vil variere med ulike utslipps scenarioer, derfor er det vanskelig å lage noen eksakte prognoser på hvor stor utviklingen av ekstremnedbør og endring i flomfrekvens kommer til å bli (Hanssen-Bauer et al. 2015). Flomfrekvensanalysen på Oppheim, Lønavatnet og Vangsvatnet viser at de flomgenererende prosessene kan være ulike, og ikke skape flom i hele vassdraget ved hver hendelse. Det kan være slik at nedbørsårsak som konveksjonsnedbør og frontnedbør med orografisk hevning ved atmosfæriske elver ikke alltid treffer i lik grad på de ulike delene av Vossovassdragets nedbørsfelt. Ekstremnedbør og flomhendelser som ved ekstremnedbørshendelsene i Bergen i 2005, Voss 2014 og 2018 (Hegdahl et al. 2020) og Jølster i 2019 (Agersten et al. 2019) viser at ekstremnedbør, grove massestrømmer og flomhendelser kan inntreffe ved forskjellige værphenomen og i ulik skala. Whan et al. (2020) viser til at klimaendringene vil føre til hyppigere og kraftigere ekstreme nedbørshendelser forårsaket av atmosfæriske elver. Temperaturendringen vil også føre til at nedbøren i større grad vil falle som regn (Whan et al. 2020).

Det er utfordrende å vite hvordan et varmere og våtere klima vil påvirke små bratte vassdrag som ved Oppheim ettersom tidligere klimatiske perioder i holosen har vært varm og tørr eller våt og kald (Sjöppa et al. 2009). Dersom klimaendringene blir som det er forutsett kan det både bli en kraftig økning i konveksjonsnedbør ved økt temperatur på sommeren (Berg et al. 2013), og kraftigere atmosfæriske elver som påvirker større områder samtidig som nedbøren faller som regn og forårsaker flommer i flere nedbørsfelt og av større styrke (Hegdahl et al. 2020). Lawrence (2016) argumenterer for at økt bratthet fører til større prosentvis økning i 200-års flom, selvom ikke korttidsnedbør er inkludert i beregningen. Derfor er det svært sannsynlig med en større endring i flomfrekvensen i små bratte vassdrag.

Utfordringen ved at fortidens flommer påvirker sedimentasjonen ved fremtidige flommer, samt skråningsprosesser gjør det utfordrende å bedømme flomstyrke og endringer i flomfrekvens ettersom forutsetningene for flomsignaler endres. Det er derfor krevende å lage gode projeksjoner på konsekvensene av ekstrem korttidsnedbør ettersom det finnes svært begrenset med data som vil være relevant for tolkningen av hvordan en flomhendelse som overgår terskelen for erosjon fra tidligere flommer vil være. Dersom man skal ta utgangspunkt i resultatene fra OPP120 som også gjerne kan være beskrivende for flere små bratte nedbørsfelt på Vestlandet, så vil skråningsprosesser, erosjon og sedimenttransport ha stor påvirkning ved fremtidige ekstreme nedbørs- og flomhendelser. Denne typen nedbørsfelt på Vestlandet vil derfor kunne få en økning av flomhendelser med kraftig erosjon og store mengder løsmasser i seg ved alle de kjente utslippsscenarioene. Dette er ikke fordi klimaendringene i seg selv vil forårsake ekstremnedbør og flomhendelser, men de vil øke frekvensen av disse hendelsene og de meste ekstreme vil bli vanligere. Det er derfor ikke kun økt vannføring, men også økt erosjon og sedimenttransport i små bratte nedbørsfelt på Vestlandet som vil være spesielt viktig å ta med i beregningen for fremtidens flomplanlegging.

7. Konklusjon

1. Flomhendelser i Oppheimsvatnet kan identifiseres i en sedimentkjerneprøve ved relativt forhøyede verdier av MS, Ca/(inc+coh), Ti/(inc+coh) K/(inc+coh), og relativt lave verdier av Inc/coh og glødetap. Flomhendelsene i Oppheimsvatnet er identifisert med endringsratemetoden med Ca/(inc+coh) som indikator. I Oppheimsvatnet identifiseres 37 flomhendelser siden 1815 kal år BP ved å studere OPP120. Dette tilsvarer et gjentaksintervall på ≈ 50 år, altså 50-årsflom.
2. Flomfrekvensen i Oppheimsvatnet viser ingen tydelig endring i tidsrommet, men det identifiseres korte perioder med økt flomfrekvens mellom 330-530 kal år BP, 1130-1330 kal år BP og 1630-1830 kal år BP. Periodene med økt flomfrekvens samsvarer med perioder med økt vinternedbør, likevel er de relative økningene såpass svak at de også kan skyldes flomhendelsenes stokastiske natur.
3. Flomfrekvensanalysen på Oppheim viser gradvis lavere korrelasjon med flomfrekvensanalysene fra innsjøene som ligger nedstrøms, ved større avstand som tydeliggjør at nedbørsfeltene må observeres individuelt og at geografiske avstander, nedbørsfeltets utforming og størrelse har mye å si for flomfrekvensen i ulike deler av et vassdrag.
4. I kjerneprøve OPP120 er det blitt identifisert en tydelig forstyrrelse som er tolket som en subakvatisk utglidning av løsmasser som måler 184 cm, og kan være forårsaket av jordskjelv eller en svikt i et sedimentlag i perioden mellom (1737-1921) – (2158-2351) kal år BP.
5. Undersøkelser av to tykke flomlag tyder på at det har vært to flomhendelser datert til 1640 kal år BP og 2205 kal år BP som tyder på en kraftig økning i sedimenttransporten ved enkeltstående hendelser, trolig forårsaket av ekstrem korttidsnedbør. Hendelsene kan indikere at i en overgang til et klima med mer ekstremnedbør vil man kunne oppleve svært kraftig erosjon og sedimenttransport i små bratte vassdrag. Vassdragets klimatiske tilpasning vil kunne gi høyere sedimenttransport sammenlignet med vannføring i en overgangsfase, enn hva kun økning av nåtidens vannføring/sedimenttransport ved flommer indikerer.

8. Videre forskning

- En flomfrekvensanalyse av Nærøydalselva ved å innhente kjernepøver i indre Nærøyfjorden. Nærøyfjorden har gode muligheter for å kunne gi en lang flomhistorie basert på avstand ut fra elvemunningen til Nærøydalselva. Vassdraget er en god representant på et nedbørsfelt som er bratt med kort bassengforsinkelse, og kan på bakgrunn av disse egenskapene og lokaliseringen på Vestlandet gi et godt innblikk i flomfrekvensen i et større bratt nedbørsfelt. En vellykket flomfrekvensanalyse ved sedimentkjerneprove fra Nærøyfjorden vil ha gode sjanser for å kunne korreleres til instrumentelle målinger og historiske data. Resultatene fra en slik studie kan være svært nyttig for tolkningen av flommer i fremtiden, dersom forekomsten av intens nedbør øker som forutsett. En slik studie vil gjerne også kunne benyttes til å tolke flomstyrken i denne studien med større nøyaktighet.

9. Referanseliste

- Agersten, S., Andersen, A. S. H., Berger, A C., Dyrrdal A. V., Køltzow, M. og Tunheim, K.** 2019: *Intense byger med store konsekvenser i Sogn og Fjordane 30. juli 2019*. rapport 25. Met info, Meteorologisk institutt. Bergen
- Ahrens, C. D.**, 2014: *Essentials of meteorology, An invitation to the atmosphere*. 7. utgave. Cengage Learning, Boston USA.
- Alves, E. Q., Macario, K., Ascough, P., Bronk Ramsey, C.** 2018: The worldwide marine radiocarbon reservoir effect: Definitions, mechanisms, and prospects. *Reviews of Geophysics*, 56, s. 278–305.
- Azad, R. og Sorteberg, A.** 2017: Extreme daily precipitation in coastal western Norway and the link to atmospheric rivers. *Journal of Geophysical Research*. 122. s. 2080-2095.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S. O., Nesje, A. og Bjune, A. E.** 2008: Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change*. 60. s. 28-41.
- Barnekow, L., Possnert, G. og Sandgren, P.** 1998: AMS 14C chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, northern Sweden – a comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples. *GFF*, 120, s. 59–67.
- Berg, P., Moseley, C. og Haerter, J. O.** 2013: Strong increase in convective precipitation in response to higher temperatures. *Nature Geoscience*. 6. s. 181-185
- Birks, H. H. og Lotter, A. F.** 2000: NORPEC sampling protocol for AMS radiocarbon dating. Upublisert protokoll, NORPEC prosjekt.
- Birks, H. H.** 2017: Plant Microfossil introduction. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier. s. 1-22
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A. og Birks, H. J. B.** 2005: Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from lake sediment proxies. *The Holocene*. 15 s. 177-189
- Blaauw, M.** 2010: Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*. 5, s. 512-518
- Blaauw, M. og Christen, J. A.** 2011: Flexible Paleoclimate Age-Depth Models Using an Autoregressive Gamma Process. *Bayesian Analysis*. 6(3) s. 457–474.
- Bogen, J.** 2009: The impact of environmental changes on the sediment loads of Norwegian rivers. *Catena*. 79. s. 251–256
- Bradley, R. S.** 2015: *Paleoclimatology – Reconstructing climates of the past*. Academic press Inc, Oxford.

- Brouwer, P.** 2010: Theory of XRF: Getting acquainted with the principles. 3 edn. Almelo, The Netherlands: PANalytical B.V.
- Burnett, A. P., Soreghan, M. J., Scholz, C. A. og Brown, E. T.** 2011: 'Tropical East African climate change and its relation to global climate: A record from Lake Tanganyika, Tropical East Africa, over the past 90+kyr', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 303(1-4), s. 155-167.
- Bøe, A.-G., Dahl, S. O., Lie, Ø. og Nesje, A.** 2006: 'Holocene River floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: a high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments', *The Holocene*, 16, s. 445-455.
- Bøe, R., Longva, O., Lepland, A., Blikra, L. H., Sønstegeard, E., Haflidason, H., Bryn, P. og Lien, R.** 2004: Postglacial mass movements and their causes in fjords and lakes in western Norway. *Norwegian Journal of Geology*. 84, 35-55.
- Chawchai, S., Kylander, M. E., Chabangborn, A., Löwemark, L. og Wohlfarth, B.** 2016: Testing commonly used X-ray fluorescence core scanning-based proxies for organic-rich lake sediments and peat. *Boreas*, Vol. 45, s. 180–189.
- Chiverrell, R. C., Sear, D. A., Warburton, J., Macdonald, N., Schillereff, D. N., Daering, J. A., Croudace, I. W., Brown, J. og Bradley, J.** 2019: Using Lake sediment archives to improve understanding of flood magnitude and frequency: Recent extreme flooding in northwest UK. *Earth Surface Processes and Landforms*. 44. S. 2366-2376.
- Croudace, I. W., Rindby, A. og Rothwell, R. G.** 2006: 'ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner', *Geological Society London Special Publications*, 267(1), s. 51-63.
- Dahl, S. O., Bakke, J., Lie, Ø. og 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(2-4), s. 275-287.
- Davie, T. og Quinn, N. W.** 2019: Fundamentals of hydrology. Routledge, London
- 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(1), s. 242-248
- Dearing, J. A.** 1994: Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 System, Chi Pub.
- Dyrrdal, A. V., Isaksen, K., Hygen, H. O. og Meyer, N. K.** 2012: Changes in meteorological variables that can trigger natural hazards in Norway. *Climate Research*. 55, s. 153-165.
- Edwards, P. J., Watson, E. A., og Wood, F.** 2019: Toward a Better Understanding of

- Recurrence Intervals, Bankfull, and Their Importance. *Journal of Contemporary Water Research & Education*. 166, s. 35-45
- Eklblom Johansson, F., Bakke, J., Støren, E. N., Paasche, Ø., Engeland, K. og Arnaud, F.**, 2020: Lake sediments reveal large variations in flood frequency over the last 6,500 years in South-Western Norway. *Frontiers in Earth Science*, 8(239), s. 1-21.
- Engeland, K.** 2016: Flomdata - Utvalg og kvalitetssikring av flomdata for Flomfrekvensanalyser. Rapport 85. Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Engeland, K., Wilson, D., Borsányi, P., Roald, L. Holmqvist, E.** 2018: Use of historical data in flood frequency analysis: a case study for four catchments in Norway. *Hydrology Research*. 49, s. 466-486.
- Engeland, K., Aano, A., Steffensen, I., Støren, E., Paasche, Ø.** 2020: New flood frequency estimates for the largest river in Norway based on the combination of short and long time series. *Hydrology and Earth Systems Science*. 24, s. 5595–5619
- Fabbri, S. og Kremer, K.** 2022: Deltaic mass-movement trigger analysis in Lake Hallwil (Switzerland), *EGU General Assembly*, Vienna, Austria, , EGU22-11748,
- Finans Norge**, 2022: Naturskadestatistikk (NASK) – Norsk Naturskadepool. Tilgjengelig fra: <https://www.finansnorge.no/statistikk/skadeforsikring/naturskadestatistikk-nask/> [Hentet 13.04.22]
- Fossen, H., Pedersen, R. B., Bergh, S. og Andresen, A.** 2013: En fjellkjede blir til. Oppbygningen av kaledoidene; ca. 500-405 millioner. I: Ramberg, I.B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. og Rangnes. K. (red), Landet blir til - Norges geologi. 2. utg. Trondheim. Norsk Geologisk Forening. 656 s.
- Garmo, T. T.** 1998: Norsk Steinbok. Oslo, Universitetsforlaget.
- Gilli, A., Anselmetti, F.S., Glur, L. og Wirth, S.B.** 2013: Lake sediments as archives of recurrence rates and intensities of past flood events. *Advances in Global Change Research*, 47 s. 225–242.
- Gimeno, L., Nieto, R., Vázquez, M. og Lavers, D. A.** 2014: Atmospheric rivers: A mini-review. *Frontiers in Earth Science*, 2. s. 1-6
- Grønås, S., Kvamme, D., og Teigen, R.** 2005: Og regnet strømmet ned på jorden. *Cicerone*. 1 s. 24-26
- Hand, B.M.** 1997: Inverse grading resulting from coarse-sediment transport lag. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 124-129.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen,**

- J., Sandven, S., Sandø, A., Sorteberg, A., Ådlandsvik, B.** 2015: *Klima i Norge 2100 Kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning oppdatert i 2015*. NCCS rapport nr.2, NCCS, Oslo, Norge.
- Hegdahl, T. J., Engeland, K., Müller, M., Sillmann, J.** 2020: An Event-Based Approach to Explore Selected Present and Future Atmospheric River-Induced Floods in Western Norway. *Journal of Hydrometeorology*. 21, s. 2003-2021
- Heiri, O., Lotter, A. F. og 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, s. 101-110.
- Hellborg, R og Skog, G.** 2008: Accelerator Mass Spectrometry. *Mass Spectrometry Reviews*. 7, s. 398– 427.
- Holden, J.** 2017: Introduction to physical geography and the environment. Pearson education limited, Harlow, Storbritania.
- Holmqvist, E.** 2003: *Flomberegning for Vosso (062.Z)*. Rapport 1. Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Holmqvist, E.** 2015: *Flomberegning for Vosso (062.Z)*. Rapport 56. Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Hurrell, J.** 1995: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*. 269(5224). s. 676-679.
- Hurrell, J. W. og van Loon, H** 1997: Decadal variations in climate associated with the north Atlantic oscillation. *Climatic Change*. Vol. 36. 301-326
- IPCC** 2012: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Johnsen, G. H., Brekke, E. og Eilertsen, M.** 2009: *Miljøtilstand for vassdrag og innsjøer i Voss 2008*. Rapport nr. 1175. Bergen: Rådgivende Biologer AS.
- Kämpf, L., Brauer, A., Dulski, P., Lami, A., Marchetto, A., Gerli, S., Ambrosetti, W. og Guilizzoni, P.** 2012: Detrital layers marking flood events in recent sediments of Lago Maggiore (N. Italy) and their comparison with instrumental data. *Freshwater Biology*, 57. s. 2076-2090.
- Knox, J.** 2000: Sensitivity of modern and Holocene floods to climate change. *Quaternary Science Reviews*. 19. s. 439-457.
- Korytny, L. M. og Kichigina, N. V.** 2006: Geographical analysis of river floods and their

- causes in southern East Siberia. *Hydrological Sciences Journal*. 51(3), s. 450-464.
- Kylander, M. E., Klaminder, J., Wohlfarth, B. og Löwemark, L.** 2013: Geochemical responses to paleoclimatic changes in southern Sweden since the late glacial: the Hässeldala Port Lake sediment record. *Journal of Paleolimnology*. 50, s. 57–70.
- Lamb, P. J. og Pepler, R. A.** 1987: North Atlantic Oscillation: Concept and an Application. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 68(10) s. 1218–1225
- Langsholt, E., Roald, L. A., Holmqvist, E. og Fleig, A.** 2015: *Flommen på Vestlandet oktober 2014*. Rapport 11. Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Lapointe, F., Francus, P. Lamoreux, S. F., Saïd, M. og Cuven, S.** 2012: 1750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada. *Journal of paleolimnology*, 48 s. 159-173
- Lavers, D. A. og Villarini, G.** 2013: The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe. *Geophysical Research Letters*. 40, s. 3259–3264.
- Lawrence, D.** 2016: *Klimaendring og framtidige flommer i Norge*. Rapport 86. Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Li, X., Cooper, J. R. og Plater, A. J.** 2021: Quantifying erosion hazards and economic damage to critical infrastructure in river catchments: Impact of a warming climate. *Climate Risk Management*. 32. 100287
- Libby, W. F.** 1961: Radiocarbon Dating. *American Association for the Advancement of Science*. 133(3453), s. 621-629
- Longva, O., Blikra, L. H., Olsen, H. A. og Stalsberg, K.** 2001: *Regional landslide occurrences and possible post-glacial earthquake activity in northwest Western Norway: Phase A1: interpretation of seismic data and proposal of core-locations in fjords and along the coast*. Rapport 48, Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.
- Lovdata**, 2022: Forskrift om tekniske krav til byggverk (Byggteknisk forskrift), Tilgjengelig fra: <https://lovdata.no/dokument/SF/forskrift/2017-06-19-840/KAPITTEL_7#%C2%A77-3> [Hentet: 17.01.22]
- Macchione, F. og Lombardo, M.** 2021: Roughness-based method for simulating hydraulic consequences of both woody debris clogging and breakage at bridges in Basin-scale flood modelling. *Water Resources Research*. 57(12). s. 1-22
- Makri, S., Wienhues, G., Bigalke, M., Gilli, A., Rey, F., Tinner, W., Vogel, H., Grosjean, M.** 2021: Variations of sedimentary Fe and Mn fractions under changing lake mixing regimes, oxygenation and land surface processes during Late-glacial and Holocene times. *Science of The Total Environment*. 755 s. 143418.

- Malvern Panalytical**, 2022: Mastersizer 3000. Tilgjengelig fra:
 <<https://www.malvernpanalytical.com/en/products/product-range/mastersizer-range/mastersizer-3000>> [Hentet 08.05.22]
- Mao, L.** 2018: The effects of flood history on sediment transport in gravel-bed rivers. *Geomorphology*. 322. s.196-205
- Midttømme, G. H., Pettersson, L. E., Holmqvist, E. Nøtsund, Ø., Hisdal, H. og Sivertsgård, R.** 2011: *Retningslinjer for flomberegninger*. Rapport 4, Norges vassdrags- og energidirektorat, Oslo.
- Mulder, A. og Alexander, J.** 2001: The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*. 46 s. 266-299.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. og Løvlie, R.** 1991: Holocene glacial and climatic history of the Jostedalbreen region, western Norway; evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*. 10, s. 87-114.
- Nesje, A.** 1992: 'A Piston Corer for Lacustrine and Marine Sediments', *Arctic and Alpine Research*, 24(3), s. 257-259.
- Nesje, A., Lie, Ø., Dahl, S. O.** 2000: Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of quaternary science*. 15. s. 587-601.
- Nesje, A. og Dahl, S. O.** 2003: The 'Little Ice Age' – only temperature? *The Holocene*, 13, 139- 145.
- Nesse, W. D.** 2000: Introduction to mineralogy. New York, Oxford University press.
- Njøs, A., Norge Nærings- Og, E. og Flomtiltaksutvalget** 1996: Tiltak mot flom: utredning fra et utvalg oppnevnt ved kongelig resolusjon 13. juli 1995; avgitt til Nærings- og energidepartementet 13. august 1996, Oslo, Statens forvaltningstjeneste, Seksjon statens trykning.
- Norges geologiske undersøkelser**, 2022a: Berggrunn - Nasjonal berggrunns database, Regionalt nivå (1:250 000) Hovedbergarter og lineærstrukturer. Tilgjengelig fra:
 <https://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/> [Hentet: 08.04.22]
- Norges geologiske undersøkelser**, 2022b: Løsmasser - Nasjonal løsmassedatabase, Løsmasser landsdekkende. Tilgjengelig fra: < https://geo.ngu.no/kart/losmasse_mobil/> [Hentet: 08.04.22]
- Norges vassdrags- og energidirektorat**, 2020: *NVE har sikra Årsetelva etter flaumen i 2019*, tilgjengelig fra: <https://www.nve.no/nytt-fra-nve/nyheter-skred-og-vassdrag/nve-har-sikra-arsetelva-etter-flaumen-i-2019/>> [Hentet 13.04.22]

- Norges Vassdrags- og energidirektorat**, 2022: NEVINA Nedbørfelt – Vannføring – Indeks – Analyse. Tilgjengelig fra: <<https://nevina.nve.no/>> Hentet: [06.05.22].
- Norges Offentlige Utredninger** 1996: *Tiltak mot flom*. Rapport 16. Statens trykning, Oslo.
- Pavliček, M., Lia, L. og Bruland, O.** 2020: *Stabilitet av erosjonssikring med stein på elvebredder under overkritisk strømning – effekten av steinplassering*. Ekstern rapport 21. Norges vassdrags- og energidirektorat. Oslo.
- Pinto, J. og Raible, C.** 2012: Past and recent changes in the North Atlantic oscillation. *Wiley interdisciplinary reviews: Climate Change*. 3. 79 - 90.
- Ralph, F. M. og Dettinger, M. D.** 2011: Storms, Floods, and the Science of Atmospheric Rivers. EOS, Transactions, *American Geophysical union*. 92(32). s. 265-267
- Ramsey, M. H., Potts, P. J., Webb, P. C., Watkins, P., Watson, J. S. og Coles, B. J.** 1995: 'An objective assessment of analytical method precision: comparison of ICP-AES and XRF for the analysis of silicate rocks', *Chemical Geology*, 124, s. 1-19.
- Rapuc, W., Jacq, K., Develle-Vincent, A.-L., Sabatier, P., Fanget, B., Perrette, Y., Coquin, D., Debret, M., Wilhelm, B. og Arnaud, F.** 2020: 'XRF and hyperspectral analyses as an automatic way to detect flood events in sediment cores', *Sedimentary Geology*, 409, s. 105776-105786.
- Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A. and Talamo, S.** 2020: The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), s. 725-757.
- Roald, L. A.** 2008: Rainfall Floods and Weather Patterns. NGU no.14.
- Roald, L. A.** 2013: Flom i Norge, Vestfossen, Tom & Tom.
- Rothwell, R. G. og Croudace, I. W.** 2015: 'Micro-XRF Studies of Sediment Cores: A Perspective on Capability and Application in the Environmental Sciences', *Micro-XRF Studies of Sediment Cores Developments in Paleoenvironmental Research*, s. 1-21.
- Røthe, T. O., Bakke, J., og Støren, E. W. N.** 2019: Glacier outburst floods reconstructed

- from lake sediments and their implications for Holocene variations of the plateau glacier Folgefonna in western Norway. *Boreas*. 48. S. 616-634
- Sjöppa, H., Bjune, A. E., Telford, R. J., Birks, H. J. B. og Veski, S** 2009: Last nine thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate of the Past*. 5, s. 523–535
- Schillereff, D. N., Chiverrell, R. C., Macdonald, N. og Hooke, J. M.** 2014: Flood stratigraphies in lake sediments: A review. *Earth-Science Reviews*, 135, s. 17-37
- Sindre, E.** 1973: *Kvartærgeologiske undersøkelser i området mellom vossestrand og Nærøfjorden og tilgrensende fjellstrøk*. Hovedfagsoppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Sletten, K., Blikra, L. H., Ballantyne, C. K., Nesje, A. og Dahl, S. O.** 2003: Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. *The Holocene* 13, s. 907-920.
- Statens Kartverk**, 2022a: NVE Atlas (Nett). Tilgjengelig fra: <https://atlas.nve.no/Html5Viewer/index.html?viewer=nveatlas#> [Hentet: 12.04.22]
- Statens Kartverk**, 2022b: Sildre – Norges vassdrags og energidirektorat (Nett). Tilgjengelig fra: <https://sildre.nve.no/station/71.1.0> [Hentet: 12.04.22]
- Statens Kartverk**, 2022c: Høydedata (Nett), Tilgjengelig fra: <https://hoydedata.no/LaserInnsyn/> [Hentet: 08.04.22].
- Statens Kartverk**, 2022d: Norge i bilder (Nett), Tilgjengelig fra: <https://norgeibilder.no/> [Hentet: 08.04.22].
- Stenius, S. og Glad, P. A.** 2015: *Veileder for flomberegninger i små uregulerte felt*. Veileder 7. Oslo, Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Stohl, A. Forster, C. og Sodemann, H.** 2008: Remote sources of water vapor forming precipitation on the Norwegian west coast at 60°N—a tale of hurricanes and an atmospheric river. *Journal of Geophysical Research*. 113, s. 1-13
- Støren, E. N., Dahl, S. O., og Lie, Ø.** 2008: Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene*, 18(8), s. 1179-1191.
- Støren, E. N., Dahl, S. O., Nesje, A. og 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, s. 3021-3033.
- Støren, E. N., Paasche, Ø. og Kolstad, E. W.** 2012: Linking past flood frequencies in

- Norway to regional atmospheric circulation anomalies. *Journal of Quaternary science*. 27 s. 71-80.
- Støren, E.W.N., Paasche, Ø., Hirt, A.M. og Kumari, M.** 2016: Magnetic and geochemical signatures of flood layers in a lake system. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, s. 4236-4253.
- Støren, E., Paasche, Ø. og Engeland, K.** 2018: 'Nye metoder gir økt kunnskap om flom', *Naturen*, 142(6), s. 267-274.
- Sorteberg, A.** 2014: Nedbør i Norge siden 1900. *Naturen*. 5 s. 221-231.
- Sorteberg, A., Mayer, S. og Dyrrdal, A. V.** 2018: Ekstremnedbør i et klima i forandring. *Naturen*. 6. s. 246-251.
- Szydłowski, M., Szpakowski, W. og Zima, P.** 2013: Numerical Simulation of Catastrophic flood: the Case Study of hypothetical failure of the Bielkowo Hydro-Power Plant Reservoir. *Acta Geophysica*. 61(5) 1229-1245.
- Vandekerkhove, E., Van Daele, M., Praet, N., Cnudde, V., Haeussler, P.J. og De Batist, M.** 2020: Flood-triggered versus earthquake-triggered turbidites: A sedimentological study in clastic lake sediments (Eklutna Lake, Alaska). *Sedimentology*. 67, s. 364-389.
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E.N., Waldmann, N., Chapron, E. og Ariztegui, D.** 2011: A Holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*. 21(4) s. 597-614.
- Veldkamp, A., Baartman, J. E. M., Coulthard, T. J., Maddy, D., Schoorl, J. M., Storms, J., Temme, A. J. A. M., van Balen, R., van De Wiel, M. J., van Gorp, W., Viveen, W., Westaway, R. og Whittaker, A. C.** 2016: Two decades of numerical modelling to understand long term fluvial archives: Advances and future perspectives. *Quaternary Science Reviews*. 166, s. 177-187
- Walker, M. J. C.** 2005: *Quaternary dating methods*, Chichester, John Wiley & Sons Ltd.
- Wanvik, J. E.** 1999: Anortosit-ressurser i Indre Sogn og Voss. NGU Rapport 98.159
- Wanvik, T., Skoglund, R., Oseland, S. E., Koller, M. og Haarstad, H.** 2016: Hvordan bygge en elv? Motstridende hensyn i norsk klimatilpasning. *Naturen*. 140. s. 28-35.
- Whan, K., Sillmann, J. og Schaller, N.** 2020: Future changes in atmospheric rivers and extreme precipitation in Norway. *Climate Dynamics*. 54, s. 2071–2084
- Wilhelm, B., Vogel, H., Crouzet, C., Etienne, D. og Anselmetti, F. S.** 2016: Frequency and intensity of palaeofloods at the interface of Atlantic and Mediterranean climate domains. *Climate of the Past*, 12, s. 299-316.
- WMO, World Meteorological Organization**, 2022: Climate. Tilgjengelig fra:

<<https://public.wmo.int/en/our-mandate/climate>>, [Hentet 05.05.22]

Woodward, C. A. og Gadd, P. S. 2019: The potential power and pitfalls of using the X-ray fluorescence molybdenum incoherent: Coherent scattering ratio as a proxy for sediment organic content. *Quaternary International*. 514, s. 30-43.

Wong, C. u. å.: MS3000 – PARTICLE SIZE DATA QUALITY. Tilgjengelig fra:

<https://www.malvernpanalytical.com/de/assets/Particle%20Size_and%20its%20impact%20on%20Data%20Quality_tcm57-63158.pdf> [Hentet: 11.11.2021]

Xu, M., Bogen, J., Wang, Z., Bønsnes, T. E. og Gytri, S. 2014: Pro-glacial lake sedimentation from jökulhlaups (GLOF), Blåmannsisen, northern Norway. *Earth Surface Processes and Landforms*. 40 s. 654-665

Østvang, K. og Hella, A. 2006: Skader etter flommen. *NRK*. Publisert: 24. juli Tilgjengelig fra: <<https://www.nrk.no/vestland/skader-etter-flommen-1.761788>>, [Hentet 11.05.22]