

Flom i Tovdalsvassdraget gjennom 800 år –
Flomrekonstruksjon basert på sedimentkjerner fra
Flakksvann

MASTEROPPGAVE I GEOVITENSKAP

Jonas Forsmo



UNIVERSITETET I BERGEN

INSTITUTT FOR GEOVITENSKAP

Juni 2020

Sammendrag

I oktober 2017 ble Sørlandet rammet av en stor regnflom som resulterte i skader på over 500 millioner kroner (Langsholt og Holmqvist, 2017). Flommen er ved Flakksvann i Tovdalsvassdraget registrert som den største i et vannføringsarkiv som strekker seg tilbake til 1899. I et stadig varmere og våtere klima forventes regnflommene i fremtiden å bli større og forekomme hyppigere (Hanssen-Bauer et al., 2015). Kunnskap om fortidens flommer er derfor nødvendig for å kunne forutse og minimere skadeomfanget av fremtidige flommer.

Som en del av forskningsprosjektet “Climate Hazards and Extremes” (CHEX), skal denne oppgaven undersøke hvor vidt sedimentkjerner fra Flakksvann kan benyttes for å rekonstruere flommer i Tovdalsvassdraget de siste 800 år. Sedimentenes geokjemiske, magnetiske og fysiske signatur er identifisert med røntgenfluorescens (XRF), magnetisk susceptibilitet (MS) og gråskalaverdier og visualisering fra CT-røntgenbilder.

Flomlagene består av minerogene lag (MN-lag) karakterisert av høy $Ca/(inc+coh)$, MS og gråskalaverdier og terrestriske makrofossiler (OM-lag) karakterisert av lave gråskalaverdier. Basert på miljømagnetiske egenskaper (χ_{Bulk}) kan stor variabilitet i MN-lag knyttes til ulike blandingsforhold av sedimenter fra ulike kildeområder eller kornstørrelser.

Antall flommer er kvantifisert med endringsrater (RoC) av gråskalaverdier, $Ca/(inc+coh)$ og MS. Volumet av flomtransporterte MN-lag og OM-lag er estimert fra CT-røntgenbilder. Variabiliteten av MN- og OM-lag kan ved sammenligning med vinternedbør og temperatur henholdsvis knyttes til snøsmelteflommer og regnflommer. Et høyt antall flommer og høyt volum MN- og OM-sediment er observert ved den lille istid, som markerer et skifte fra dominante snøsmelteflommer til regnflommer.

Forord

Denne oppgaven markerer punktet for fem fantastiske år som geologistudent ved Universitetet i Bergen. Det har vært et sant privilegium å få kunne bruke all min tid på dette verket og prosessen har vært både lærerik, forferdelig og fantastisk.

Først og fremst vil jeg takke min hovedveileder professor Jostein Bakke, og mine medveiledere senioringeniør Eivind Wilhelm Nagel Støren og stipendiat Johannes Hardeng, ved Institutt for geovitenskap og Bjerknessenteret for klimaforskning. Mange diskusjoner og kaffekopper har blitt fortært i godt lag, og jeg er takknemlig for all visdom jeg har klart å snappe opp på veien.

Masterprosjektet er en del av Climate Hazards and Extremes (CHEX), som er et interdisiplinært prosjekt på Bjerknessenteret for klimaforskning. En stor takk må derfor rettes til Bjerknessenteret for finansiering av utført feltarbeid og analyser. Studieområdet er utvalgt i samarbeid med Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE), som fortjener en takk for tildeling av et spennende studieområde.

Takk til min bedre halvdel Lene Engevik Bukholm, som gjennom korona-tiden har holdt ut med undertegnede gjennom mange faglige diskusjoner og smaking av alle øltyper på Sletten vinmonopol. Takk til medstudent, felt- og labpartner Thea Aske Haugen for et flott samarbeid med prosjektet. Takk til mamma og pappa for korrekturlesing, leksjon i kommaregler og mental støtte.

Bergen, 2020

Jonas Forsmo

Innhold

Sammendrag	I
Forord	II
1 Introduksjon	1
2 Områdebeskrivelse	3
2.1 Tovdalsvassdraget	3
2.2 Flomhistorikk: instrumentelle og historiske arkiv	5
2.3 Berggrunnsgeologi	7
2.4 Kwartærgeologi	8
2.5 Klima	10
2.6 Arealbruk, regulering og historisk virksomhet	10
3 Teoretisk bakgrunn	12
3.1 Flom	12
3.2 Flomgenererende prosesser	13
3.3 Sedimenttransport i elver og innsjøer	15
3.4 Innsjøsedimenter som arkiv for paleoflom	17
4 Metoder	20
4.1 Feltbaserte metoder	20
4.1.1 Kwartærgeologisk kartlegging	20
4.1.2 Jordartsprøver	21
4.1.3 Batymetrisk kartlegging	21
4.1.4 Kjerneprøvetaking	22
4.2 Laboratorieanalyser	23

4.2.1	Røntgen fluorescens (XRF)	23
4.2.2	Magnetisk susceptibilitet (MS)	24
4.2.3	Miljømagnetisme	24
4.2.4	Computertomografi (CT)	25
4.2.5	Aldersmodell	26
4.3	Kvantifisering av flom	27
4.3.1	Volumestimering av flomtransportert materiale	27
4.3.2	Endringsrate (RoC)	27
4.4	GIS	28
4.5	Dataanalyser	29
5	Resultater	30
5.1	Kvartærgeologisk kartlegging	30
5.1.1	Lokalitet 1: Glasifluvial terrasse	31
5.1.2	Lokalitet 2: Elvedeskjæring	32
5.1.3	Lokalitet 3: Delta	33
5.1.4	Lokalitet 4: Dikeelva	37
5.1.5	Lokalitet 5: Marine avsetninger	39
5.2	Sedimentkjerner	41
5.3	FLG218: Fremstilling av parametere	44
5.4	Korrelasjonsanalyse og PCA	48
5.5	Kvantifisering av flom i Flakksvann	55
5.5.1	Volumestimering av flomtransportert materiale	55
5.5.2	Endringsrate (RoC)	56
5.6	Aldersmodell	58
6	Diskusjon	62
6.1	Kartlegging: Flakksvanns potensiale som flomarkiv	62
6.2	Identifisering av flomsignalet i Flakksvann	65
6.2.1	Feilkilder ved XRF	65
6.2.2	Feilkilder ved CT	66
6.2.3	Identifisering av flomsignal	67
6.3	Kildeområder til flomsediment	68

6.4	Evaluering av Flomkvantifisering	71
6.4.1	Evaluering av volumestimert flomsediment	71
6.4.2	Evaluering av RoC	72
6.4.3	Sammenligning av RoC og volumestimering av flomsediment	73
6.5	Aldersmodell	74
6.6	Historiske flommer i Flakksvann	75
6.7	Flomvariabilitet i Flakksvann	78
6.8	Fremtiden	83
7	Konklusjon	85
	Referanser	87
	Vedlegg	96
	Vedlegg 1: Dybdemålinger fra batymetrisk kartlegging av Flakksvann	96
	Vedlegg 2: Rådata fra XRF, MS, CT og miljømagnetisme	97
	Vedlegg 3: Korrelasjonskoeffisienter (r) FLG218	97

1. Introduksjon

På grunn av Norges topografi og klima forekommer flommer ofte. Dette fører til skader på infrastruktur og gir store økonomiske tap. Basert på innsamlet data vedrørende naturskader i perioden 1980 til 2019, er flom den naturfaren som forårsaker de mest kostbare skadene i Norge (Naturskadepool, 2020).

I månedsskiftet mellom september og oktober 2017 ble Sørlandet rammet av et kraftig regnvær, som medførte flom i flere vassdrag i Agder og Rogaland. Flommen er en av de verste gjennom tidene, hva angår økonomiske omkostninger. Det ble meldt inn over 3300 skader til en samlet verdi av over 500 millioner kroner, hvorav 80 % av skadene var på private bygg (Langsholt og Holmqvist, 2017). Rekordhøy vannføring ble registrert ved flere målestasjoner i vassdrag på Sørlandet. Ved Flakksvann i Tovdalsvassdraget strekker måleseriene seg tilbake til 1899 og det har her aldri før blitt registrert så stor vannføring. Flommen skal også ha overgått alle observerte flommer fra historiske arkiv (Langsholt og Holmqvist, 2017).

Siden år 1900 har gjennomsnittlig årlig nedbør økt med 18 % (Hanssen-Bauer et al., 2015). Om dagens utslipp av drivhusgasser fortsetter, vil en forvente en øking på ytterligere 18 % innen 2100. Nedbørsmengdene vil i større grad komme som ekstremvær, noe som vil føre til en økt frekvens av flommer (Hanssen-Bauer et al., 2015). Ved en slik klimaendring vil 2017-flommen på Sørlandet, som ble estimert til å være en 200-årsflom, kunne beregnes som litt under en 100-års flom (Helland, 2018). Samfunnsrelaterte problemstillinger tilknyttet risikoplanlegging for flom, arealplanlegging, vannforsyning og infrastruktur har tidligere vært basert på antagelsen om stasjonaritet i det hydrologiske kretsløp. Det antas at den naturlige variabiliteten observert i instrumentelle arkiv også er representativ for fremtiden. Denne påstanden er problematisk grunnet betydelig antropogen påvirkning av det globale klimamønsteret (Milly et al., 2008).

Siden flommen i 2017 overgår observerte flommer fra historiske og instrumentelle arkiv, regnes flommen som den største på over 200 år. Instrumentelle og historiske arkiv bidrar til forståelsen av variabiliteten av flommers magnitudo og frekvens. På grunn av begrenset tidsoppløsning på disse arkivene, er store flommer med gjentaksintervaller over 100 år dårlig kartlagt (Støren og Paasche, 2014). De største flommene er basert på ekstrapolering av vannføringskurver fra observerte flommer og medfører derfor stor usikkerhet (Engeland et al., 2018). For å minimere usikkerhetene tilknyttet flommers variabilitet, må derfor datagrunnlaget utvides gjennom paleo-flomarkiv. For eksempel i form av innsjøsedimenter.

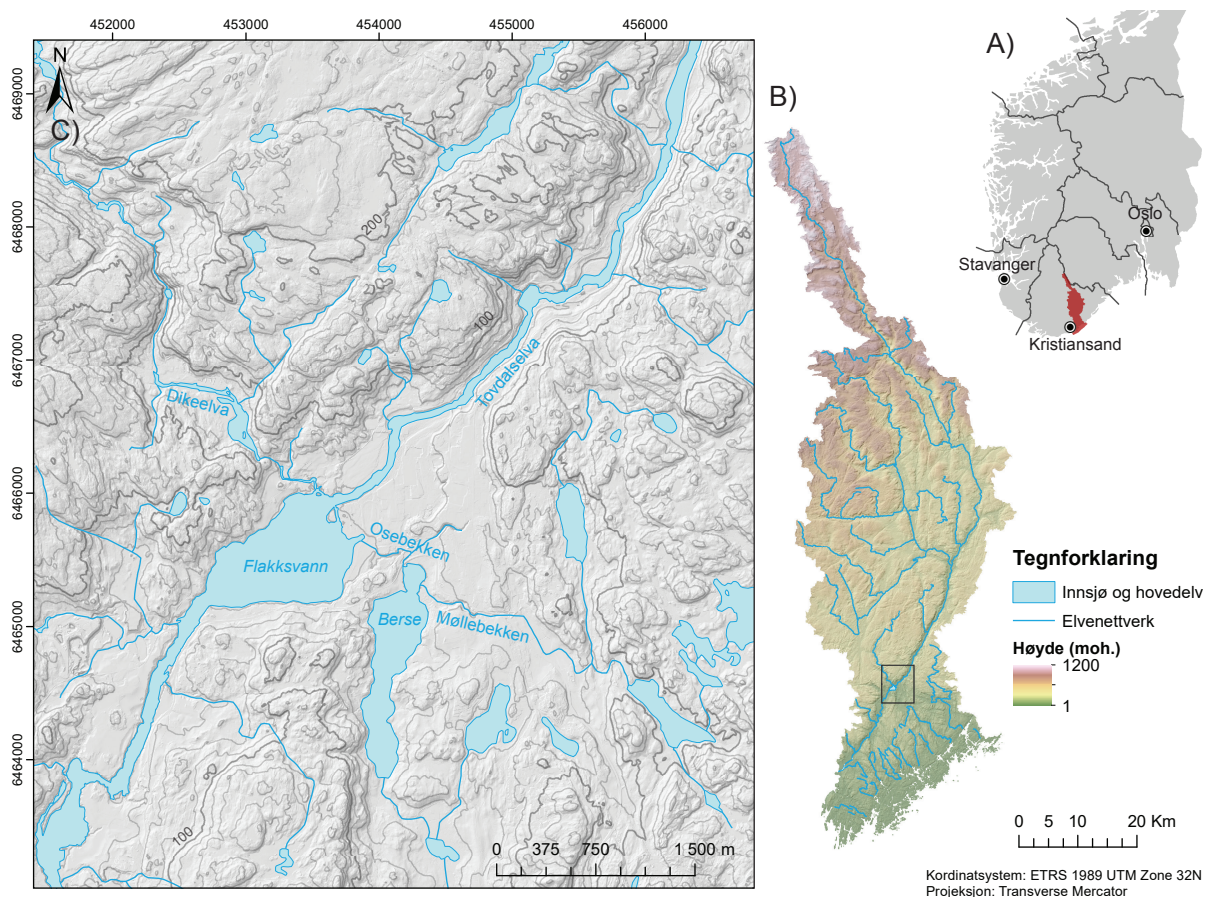
En rekke flomrekonstruksjonsstudier ved bruk av innsjøsedimenter har blitt utført i store og trege nedslagsfelt på Østlandet (f.eks. Nesje et al., 2001; Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010) og bratte og responsive nedslagsfelt på Vestlandet (f.eks. Vasskog et al., 2011; samt pågående forskning tilknyttet HordaFlom-prosjektet). Det er derimot gjort lite forskning på Sørlandet, som ligger i en overgangssone mellom disse landsdelene. Som en del av forskningsprosjektet Climate Hazards and Extremes (CHEX), skal denne oppgaven undersøke hvor vidt sedimentene i Flakksvann kan benyttes til å rekonstruere fortidens flommer på Sørlandet. Oppgaven skal også besvare følgende problemstillinger:

- Hvilke sedimenter blir avsatt i Flakksvann under flom?
- Er det mulig å skille mellom ulike typer flommer, basert på egenskapene til sedimentene i Flakksvann?
- Hvilke klimatiske betingelser fører til flom i Tovdalsvassdraget og har dette endret seg over tid?

For å besvare disse problemstillingene har sedimentkjerner fra Flakksvann blitt samlet inn og analysert med hensyn på geokjemiske, magnetiske, og fysiske egenskaper. Dette er utført med instrumenter tilgjengelig ved Earth Surface Sediment Laboratory (EARTHSLAB), ved Universitetet i Bergen. En multi-proxy analyse er utført for å identifisere flomsedimentenes signatur og visualisering av flomlagene er utført med høy-oppløselige CT-røntgenbilder. En alderskronologi for den sedimentære lagrekkener er etablert for å tidfeste flommene, og knytte flomvariabiliteten til det vi vet om tidligere naturlige klimavariasjoner.

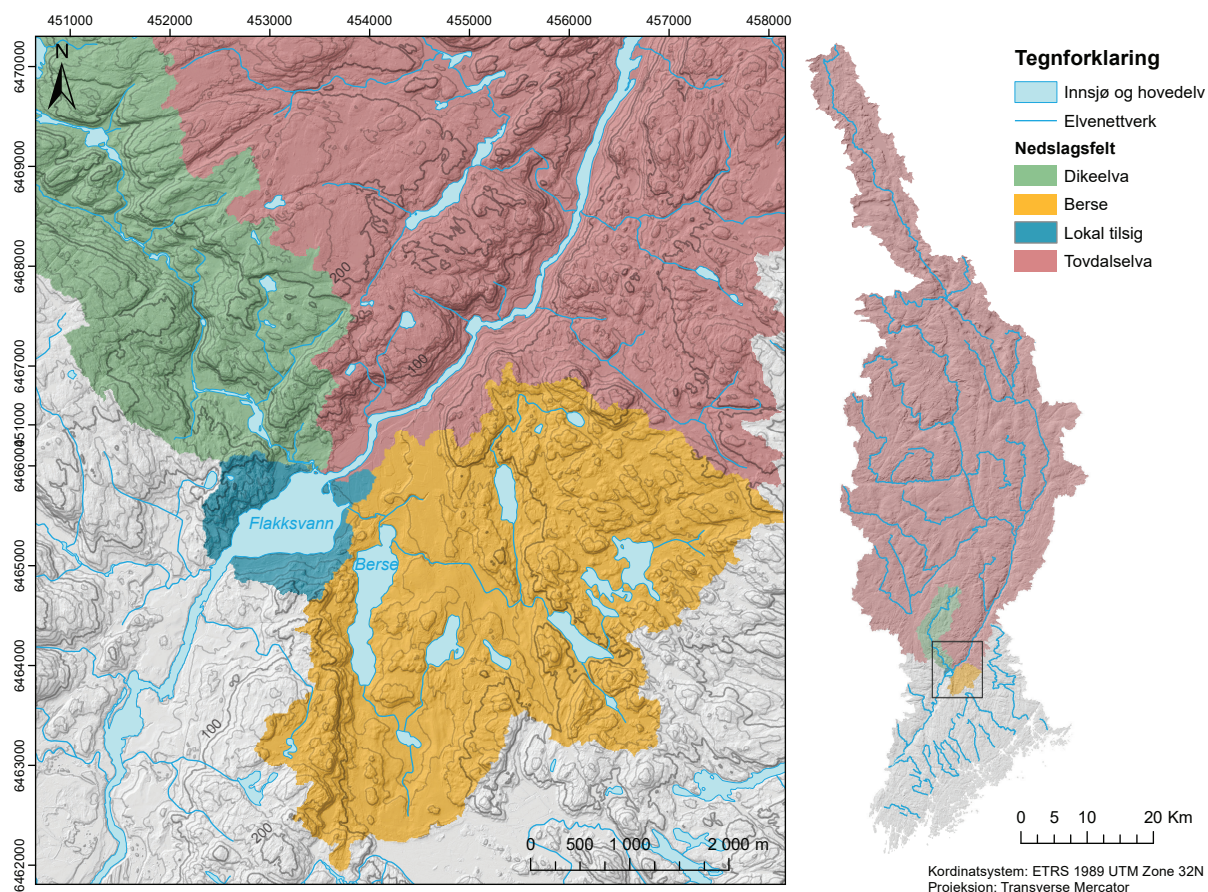
2. Områdebeskrivelse

2.1 Tovdalsvassdraget



Figur 2.1: Oversiktskart over Tovdalsvassdraget og Flakksvann. A) Det røde skraverte området viser nedslagsfeltets plasseringen i Agder Fylke. B) Tovdalsvassdragets nedslagsfelt med elvenettverk og en digital terrengmodell (DTM) og skyggerelieffmodell. C) Oversiktskart over Birkeland med en skyggerelieffmodell og høydekoter med 20 m ekvidistanse. Koter og skyggerelieffmodeller er konstruert i ArcMap 10.7 fra DTM med 10 og 1 m oppløsning, tilgjengelig fra hoydedata.no (Kartverket, 2019a). Nedslagsfelt-data er tilgjengelig fra NVEs hydrologiske database (NVE, 2020a).

Tovdalsvassdraget ligger øst i Agder fylke i en overgangssone mellom Østlandet og Vestlandet og mellom kysten og innlandet (figur 2.1). Vassdraget grenser til Arendalsvassdraget i øst og Otra i vest. Fra nordlige fjellområder 1200–800 moh., skjer dreneringen i et kupert heilandskap gjennom dype daler med nord–sør orientering før vassdraget munner ut i Topdalsfjorden ved Kristiansand (Helland, 2018). Tovdalselva utgjør hovedelva i vassdraget og er med sine 12 mil den lengste elven i Sør–Norge. Vassdraget har som elvesystem en lav gradient og binder sammen et nett av innsjøer og små sideelver. Innsjøene er knyttet sammen av korte og strie elveløp og ved enkelte tilfeller trange gjel (Helland, 2018). Ved tettstedet Birkeland i Birkenes kommune, renner Tovdalselva ut i innsjøen Flakksvann. Innsjøen ligger 19 moh. og har et areal på 0,66 km² (figur 2.1C). Innsjøen har også en tilløpende kilde i vest i form av Dikeelva. Dikeelvas nedslagsfelt har et areal på 46 km², mens Flakksvann ved sitt utløp, har et nedslagsfelt på 1781 km². Figur 2.2 viser inndelingen av Flakksvanns nedslagsfelt. Tovdalselva utgjør 95,7 %, mens Dikeelva og det lokale tilsiget utgjør de resterende 2,6 % og 1,7 %, henholdsvis av nedslagsfeltets totale areal (Helland, 2018). Rett øst for Flakksvann ligger innsjøen Berse (20 moh.) og tilløper Flaksvann gjennom Osebekken (figur 2.1). Berses nedslagsfelt er relativt lite og inngår i Flakksvanns lokale tilsig (1,7 %). Under tidligere flommer har det blitt observert at vann strømmer fra Berse til Flakksvann. Under flommen i 2017 steg derimot vannstanden over terskelen mellom innsjøene og førte til innstrømming av vann fra Flakksvann til Berse (Helland, 2018). Det høyeste punktet i Flakksvanns nedslagsfelt ligger 1147 moh. og middelverdien er på 356 moh. Nedslagsfeltet er dominert av skog, som utgjør 74,3 % av nedslagsfeltets areal, mens bart fjell utgjør 6 % (NVE, 2020b).



Figur 2.2: Flakksvanns totale nedslagsfelt (1781 km²) kan deles inn Tovdalselva (95,7 %), Dikeelva (2,6 %), Berse og det lokale tilsiget (1,7 %). Fargene gjenspeiler områdene nedslagsfeltene utgjør. Nedslagsfeltene er konstruert ved utført watershed analyse i ArcMap 10.7. Nedslagsfelt-data er hentet fra NVEs hydrologiske database (NVE, 2020a), koter med ekvidistanse på 20 m og skyggerelieffmodellen er konstruert fra DTM med henholdsvis 10 m og 1 m, tilgjengelig fra hoydedata.no (Kartverket, 2019a).

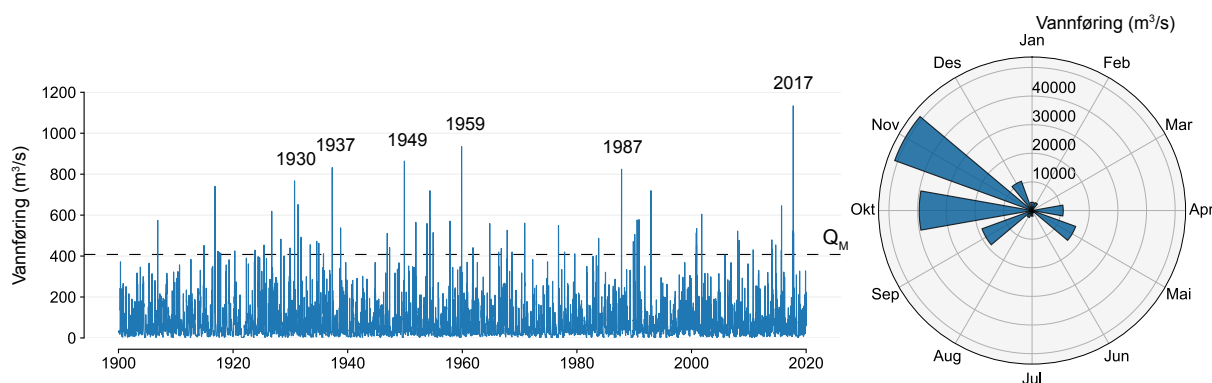
2.2 Flomhistorikk: instrumentelle og historiske arkiv

Det finnes flere målestasjoner for vannføring og vannstand i Tovdalsvassdraget. Ved Flakksvann går måleseriene tilbake til 1899, og etter 1980 er digitale data med høy tidsoppløsning tilgjengelig. Før 1980 ble målinger kun lest av en gang i døgnet. Vannføringskurven for Flakksvann antas å ha god kvalitet, hvorav kvaliteten er spesielt god på flom og middelvannføring (Helland, 2018). De største observerte flommene innenfor dette tidsintervallet er presentert i tabell 2.1. Flommen i 2017, er med god margin den største i de instrumentelle arkivene. Maksimal vannstand er estimert til å være 1 m høyere enn den tidligere rekorden satt under flommen i 1959 (Langsholt og Holmqvist, 2017).

Tabell 2.1: De største flommene i Tovdalselva basert på vannføringsmålinger ved Flakksvann i observasjonsperioden 1899–2017 (Helland, 2018).

Målestasjon	Observasjonsperiode	År	Dato	Døgnmiddel- vannføring (m ³ /s)
20.03 Flakksvann	1899 - 2017	2017	02/10	1134
		1959	16/11	934
		1949	24/11	864
		1937	22/04	832
		1987	16/10	824
		1930	22/09	767

Figur 2.3 viser daglig målt vannføring for perioden 1900–2020 med markering av de største flommene presentert i tabell 2.1. Måleserien identifiserer ytterlige store flommer i 1916, 1954 og 1992. Flomrosen i samme figur illustrerer når på året flommene forekommer i Flakksvann. De fleste og høyeste verdiene forekommer sent på høsten i oktober og november, men høye vannføringsverdier forekommer også på våren i april og mai.



Figur 2.3: Daglige vannføringsmålinger ved Flakksvann i perioden 1900–2020. De største observerte flommene fra tabell 2.1 er merket over kurven. Den stiplede linjen viser midlere flomvannføring ($Q_M = 406 \text{ m}^3/\text{s}$) ved Flakksvann (Helland, 2018). Rosediagrammet viser summen av vannføringen til alle målte flommer over Q_M grupert etter når på året flommene inntreffer. Vannføringsdata er hentet fra senorge.no (NVE, 2020c).

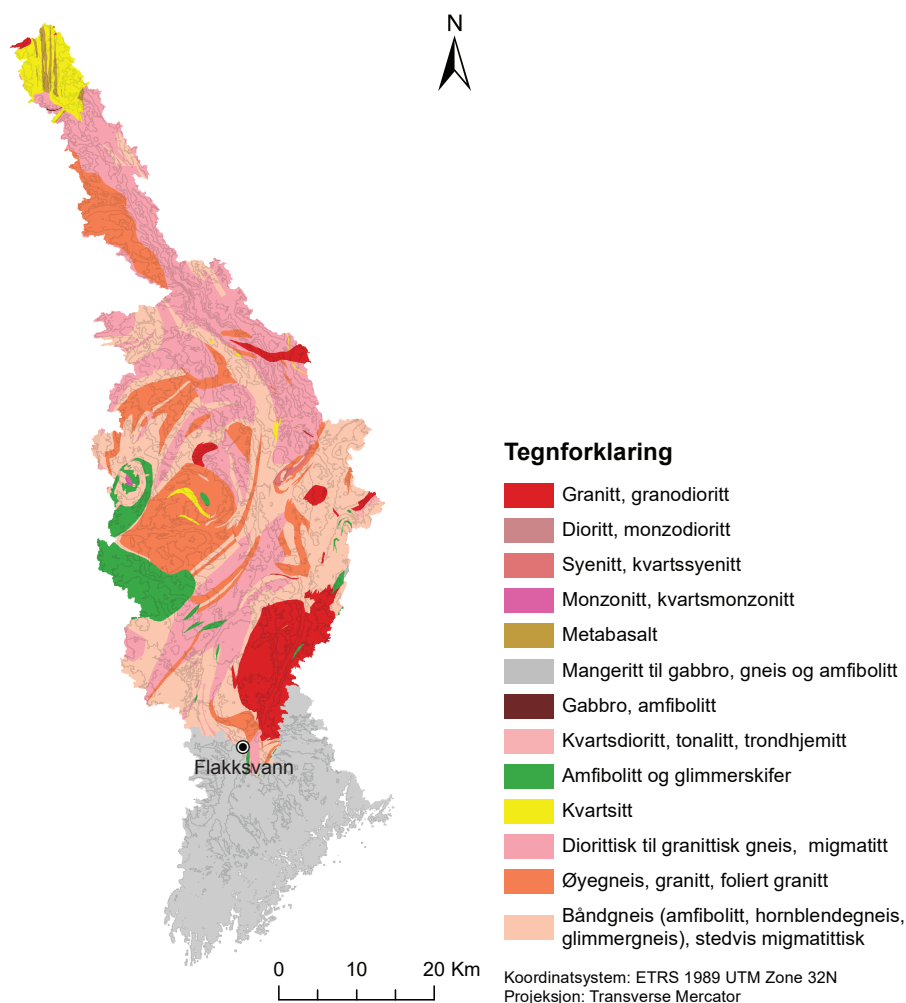
Basert på historiske opplysninger har det tidligere vært store flommer ved Flakksvann i 1837, 1864, 1875, og 1892, som alle har forekommet i september og oktober (Roald, 2013). Flommen i 1892 antas å ha vært den største av de historiske flommene, hvor vannstanden ble målt 45 cm høyere enn under flommen i 1959 (Foss, 1999). Dette er 55 cm lavere enn i 2017, og betyr at 2017-flommen er den største på over 200 år. Det er derimot uvisst om forholdene under flommene på 1800-tallet er direkte sammenlignbare med forholdene under flommen i 2017. Bruer og andre modifikasjoner rundt vassdraget kan nemlig ha innvirkning på vannstandsforholdene

under flom (Langsholt og Holmqvist, 2017).

Flommen i 2017 ble forårsaket av et usedvanlig kraftig regnvær i månedsskiftet mellom september og oktober. Over en periode på tre dager falt nedbørsmengder på opp mot 300 mm ved enkelte målestasjoner. Det ble satt nye nedbørsrekorder for ett, to og tre døgn ved en rekke målestasjoner i Agder. Den høyeste dagsnedbøren var på 173,1 mm og ble målt 1. oktober, noe som var nasjonal rekord i oktober (Langsholt og Holmqvist, 2017). De store nedbørsmengdene var et resultat av to kraftige frontsystemer som passerte Sørlandet med korte mellomrom. Siden temperaturen lå over 0 C° under hele hendelsen, og det ikke lå snø i området i forkant av hendelsen, kan effekten av snøsmelting sees bort ifra.

2.3 Berggrunnsgeologi

Majoriteten av bergartene i studieområdet er tilknyttet det prekambriske grunnfjellet og består av høy-grads metamorfe granittiske gneiser, migmatitt og amfibolitt (figur 2.4). Bergartene ble dannet under høyt trykk og temperatur under den svekonorvegiske fjellkjededannelsen mellom 1130 og 900 Ma (Ramberg et al., 2007). Mot slutten av fjellkjededannelsen ble flere dypbergarter dannet, hvorav de yngste granittene i lav grad er utsatt for svekonorvegisk omdanning. En av disse granittene er Herefossgranitten, som ligger nordøst for Flakksvann, og som utgjør en stor del av Tovdalselvas nedre nedslagsfelt (figur 2.4). Disse gneisene og granittene har en dominant nord-sør orientert strøkretning, som har vært grunnlaget for de mange nord-sør orienterte dalene på Sørlandet. Øst for Kristiansand ligger Bambleformasjonen, som har en mer nordøst-sørvest orientert lagdeling. Forkastningslinjer som ligger parallelt med denne lagdelingen har forårsaket dannelsen av mer nordøst-sørvest orienterte daler, som Tovdalselva følger i nedre del av nedslagsfeltet (Andersen, 1960).

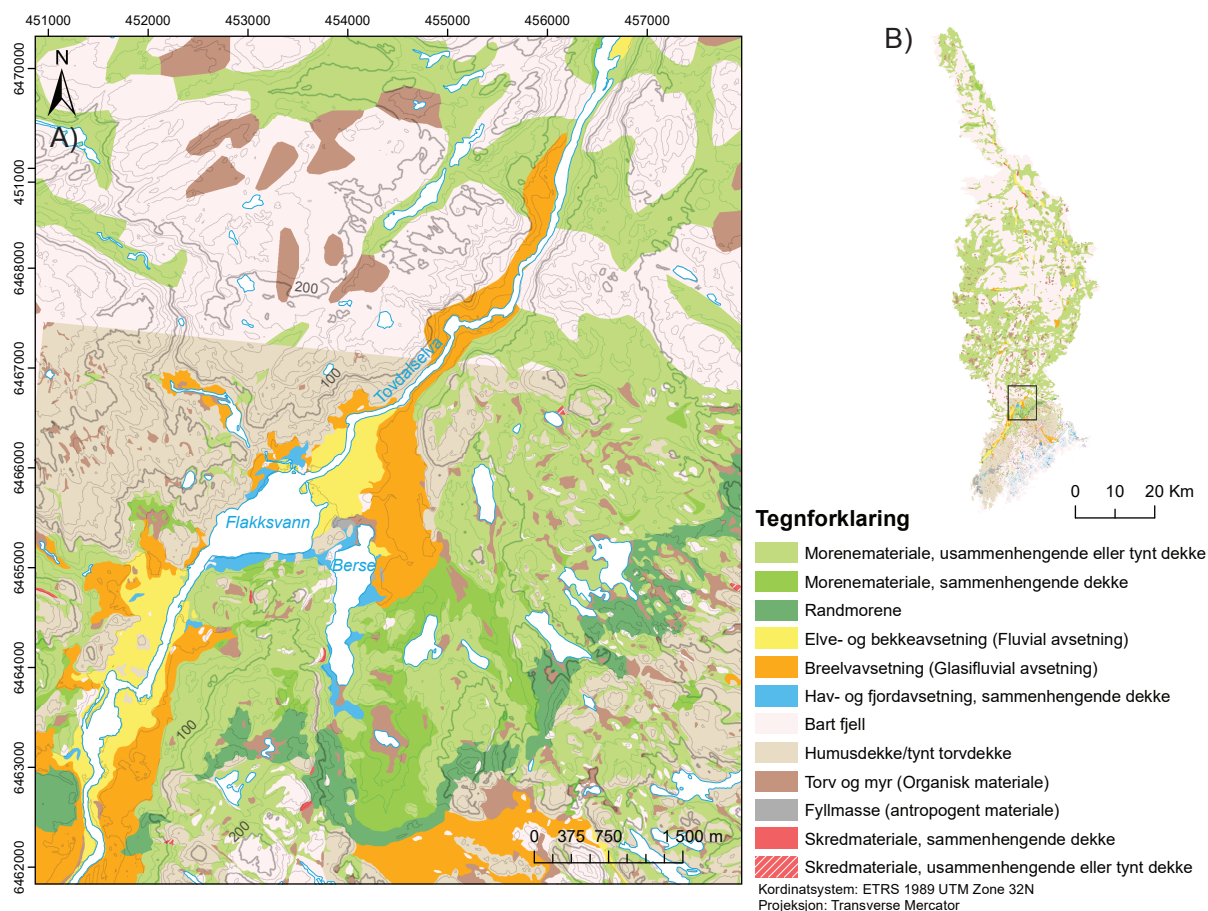


Figur 2.4: Berggrunnskart over Flakksvanns nedslagsfelt. Kartet er basert på data hentet fra NGUs nasjonale berggrunnsdatabase (NGU, 2020a). Koter med 100 m ekvidistanse er generert fra en DTM med 10 m oppløsning (Kartverket, 2019a).

2.4 Kvartærgeologi

Gjennom kvartær har isbreene i gjentatte glasieringer utformet de trange, 200–600 m dype hoveddalene i nedslagsfeltet. Løsmassene i området rundt Flakksvann er alle avsatt under og etter siste istid. Den største avsetningen i området er Ra-morenen, som ble avsatt under yngre dryas for 12 800–11 700 år siden (Andersen, 1960; Romundset et al., 2019). Randmorenen strekker seg sør for Flakksvann og Berse, som tilsier at avsetningene i innsjøens nedslagsfelt er yngre enn brefremrykket som avsatte randmorenen. Sør for Raet er løsmassemektheten betydelig større enn i nord. Dette antyder at breen var mindre aktiv etter avsetning av Raet (Andersen, 1960). Heilandskapet på Sørlandet er kategorisert av bart fjell, som stedvis har tynne usammenhengende dekker av morene. Store mektigheter av glasifluvialt materiale ligger derimot i dalbunnene. El-

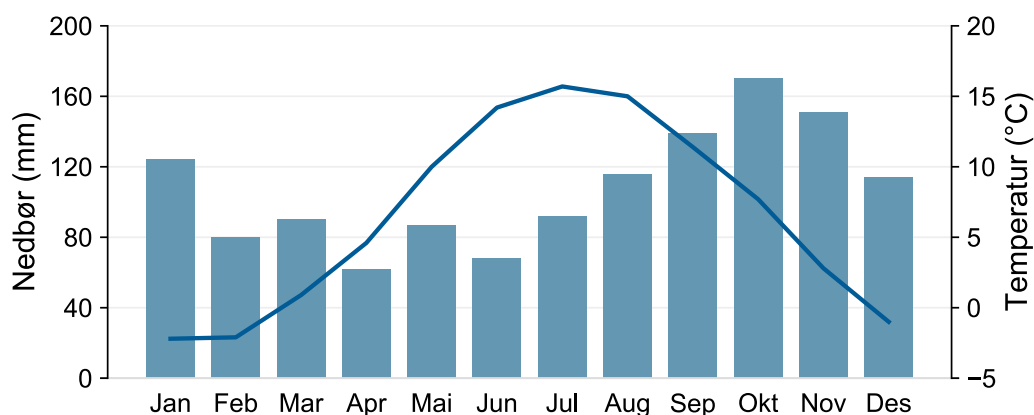
ver har i postglasial tid erodert og resedimentert dette materialet som fluviale avsetninger på flate områder i dalbunnene (Andersen, 1960; Faugli, 1981). En stor glasifluvial terrasse ligger nordøst for Flakksvann 52 moh. (Faugli, 1981). Terrassekanten samsvarer med marin grense i området og marine avsetninger preger de lavtliggende områdene, mens morenedekke dominerer i høyere områder rundt Flakksvann og Berse (figur 2.5). At de største løsmassemektighetene er begrenset til dalbunnene gjør området til et velegnet studieområde for flomrekonstruksjon. Dette impliserer at sedimenter hovedsaklig mobiliseres gjennom fluvial erosjon i større grad enn via tilførsel fra skredprosesser.



Figur 2.5: A) Kvartærgeologisk kart over løsmassedekket i Birkeland. B) Nedslagsfeltet er dominert av bart fjell og usammenhengende morenedekker. Kartet er basert på data hentet fra NGUs nasjonale løsmassedatabase (NGU, 2020b) og høydekoter med 20 m ekvidistanse er konstruert i ArcMap 10.7 fra en DTM med 10 m oppløsning, tilgjengelig fra hoydedata.no (NGU, 2020b).

2.5 Klima

Tovdalsvassdraget har flere målestasjoner som registrerer nedbør og temperatur. Målestasjonen ved Herefoss ligger 23 km nordøst for Flakksvann og var aktiv mellom 1895 og 2014. Målestasjonen ligger 85 moh. og har en årlig middeltemperatur på 6,2 °C og normal årsnedbør på 1293 mm i perioden 1961–1990 (Meteorologisk institutt, 2020). Figur 2.6 illustrerer at nedbørsmengdene er størst om høsten og kulminerer i oktober.



Figur 2.6: Normalverdier for nedbør (søyler) og temperatur (linje) ved Herefoss i perioden 1961–1990. Data er hentet fra *eklima.no* (Meteorologisk institutt, 2020).

2.6 Arealbruk, regulering og historisk virksomhet

Tovdalsvassdraget er noe regulert, men reguleringene antas ikke å ha betydelig innvirkning på flomvannføringer ved Flakksvann (Helland, 2018). Siden vassdraget er vernet er den menneskelige påvirkningen begrenset. En gang på 15–1600-tallet ble Tovdalsvassdraget tatt i bruk til tømmerfløtning og i 1674 ble det bygget en bom for oppsamling av tømmer i Flakksvann (Hagestad, 1988). På grunn av tømmerfløtningen ble tilpasninger langs elveløpet gjort på 1800–1900-tallet i form av fløtermurer og stemmer i sideelver. Flakksvann ble brukt som oppsamlingssted frem til 1981 (figur 2.7). Det ble også drevet vandrevne sagbruk i hovedelva og sideelvene rundt Flakksvann (Hagestad, 1988).



Figur 2.7: Tømmertransport i Flakksvann i 1973. Bommer ble satt opp ved flere steder i innsjøen for å samle opp tømmer fra Tovdalselva og sideelvene. Ortofoto er hentet fra norgebilder.no (Kartverket, 2020).

Tovdalsvassdraget har kvaliteter som gjør det egnet som et typevassdrag for Sørlandet. Nedslagsfeltet inneholder representative geomorfologiske trekk for landsdelen med drenering fra fjellvidde til kyst gjennom heier og daler, samt vassdragets fluvialgeomorfologiske løpsutforming og transportforhold (Faugli, 1981). Tovdalsvassdraget har et stort potensiale som forskningsobjekt på grunn av lange instrumentelle måleserier, og begrenset menneskelig påvirkning. Instrumentelle og historiske observasjoner kan derfor relateres til forhistoriske hendelser. Vassdraget har derfor hydrologiske egenskaper som referansevassdrag for et viktig overgangsområde mellom Vestlandet og Østlandet, og kysten og innlandet (Faugli, 1981).

3. Teoretisk bakgrunn

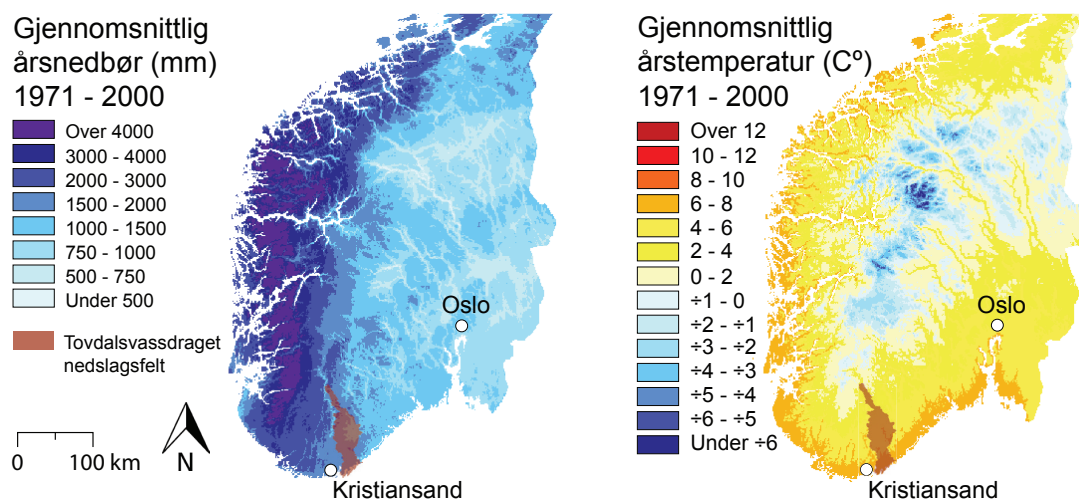
3.1 Flom

Flom kan defineres som når vannstanden i innsjøer eller elver går over sine bredder, og fører til oversvømmelse av landområder som vanligvis er tørre (Roald, 2013). Flommers størrelse måles gjennom deres vannstand og vannføring. Vannstand er vannets høyde og måles på faste steder i elver og innsjøer. Vannstand oppgis derfor som avviket fra høyden på dette referansepunktet. Dette er en enkel måte å måle størrelsen på en flom, og vannstanden til de største historiske flommene er inngravert i minnesmerker av stein (Roald, 2013). Vannføring er en mer moderne og kompleks variabel, og defineres som vannvolumet som per tidsenhet passerer et tverrsnitt. Vannføring oppgis vanligvis i l/s eller m^3/s . Vannføring i en elv er hovedsaklig avhengig av størrelsen på nedslagsfeltet og nedbørsmengden (Nesje et al., 2001). Ved økt vannføring øker også vannstanden i en elv, og forholdet mellom disse parameterne danner grunnlaget for en vannføringskurve. Dette kan brukes i en flomfrekvensanalyse til å ekstrapolere vannføringen til flommer med høye gjentaksintervaller, som gjort ved Flakksvann av Helland (2018). Gjentaksintervaller er kvantitative mål på flommers størrelse basert på statistiske anslåelser av hvor sjelden hendelsen opptrer. Eksempelvis er det 1 % sannsynlighet for at en 100-års flom inntreffer hvert år (NVE, 2020e). Flommers gjentaksintervaller er essensielle innenfor lovens rammeverk tilknyttet arealplanlegging og flomsikring av infrastruktur (TEK17, 2017). Siden typiske måleserier av vannføring i Norge er begrenset til 40–50 år, er det store usikkerheter tilknyttet flommer med lengre gjentaksintervaller (200-, 500- og 1000-års flom). Dette er fordi disse flommene i stor grad er basert på ekstrapolering fra vannføringskurver (Engeland et al., 2018). For å minimere denne usikkerheten kan flomhistorikken forlenges ved bruk av paleoklimatiske arkiv.

3.2 Flomgenererende prosesser

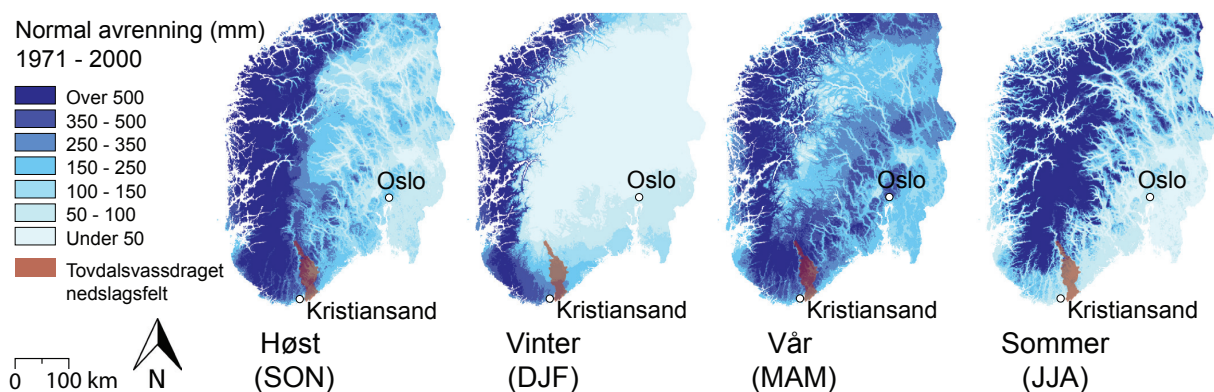
I dag forekommer de fleste flommene i Norge på høsten som et resultat av kraftig regnstormer. I vinterhalvåret faller mye av nedbøren som snø i store deler av Norge. Når denne snøen smelter utover våren kan dette føre til flom. Snøsmelteflommer forekommer oftest fra april til juni og omtales derfor også som vårflokker, mens regnflommer også omtales som høstflommer (Eikenæs et al., 2000). Størrelsen på snøsmelteflommer styres ikke alene av mengden snø som smelter, men også hvor hurtig den smelter (Roald, 2013). Det er derfor ekstra fare for store flommer når snøsmeltingen skjer sent etter en kald vår, når plutselige og kraftige varmebølger kan oppstå (Eikenæs et al., 2000). De aller største flommene gjennom historien har oppstått fra snøsmelting i varme episoder, i tillegg til store mengder regn (Roald, 2013).

Norge ligger i den tempererte klimasonen, hvor milde og fuktige luftmasser fraktes fra Atlanterhavet og Norskehavet til landområdene. Bratte fjellsider mellom Vestlandet og Østlandet fører til orografisk nedbør og dannelsen av en regnskygge mellom landsdelene (figur 3.1). Dette er grunnen til at det årlig kan falle over 5000 mm ved Ålfotbreen på Vestlandet og kun 300 mm i Ottadalen på indre Østlandet (Nesje et al., 2001; Roald, 2013).



Figur 3.1: Venstre: Gjennomsnittlig årsnedbør for perioden 1971-2000. Vestlandet og kystområder mottar årlig en større andel nedbør enn østlandet og innlandsregioner. Høyre: Gjennomsnittlig årlig temperatur for perioden 1971-2000. Innlandsregionene har gjennomsnittlige lavere temperaturer, som tilsier at nedbøren her kan falle som snø. Tovdalsvassdragets nedslagsfelt er markert av det røde skraverte området.

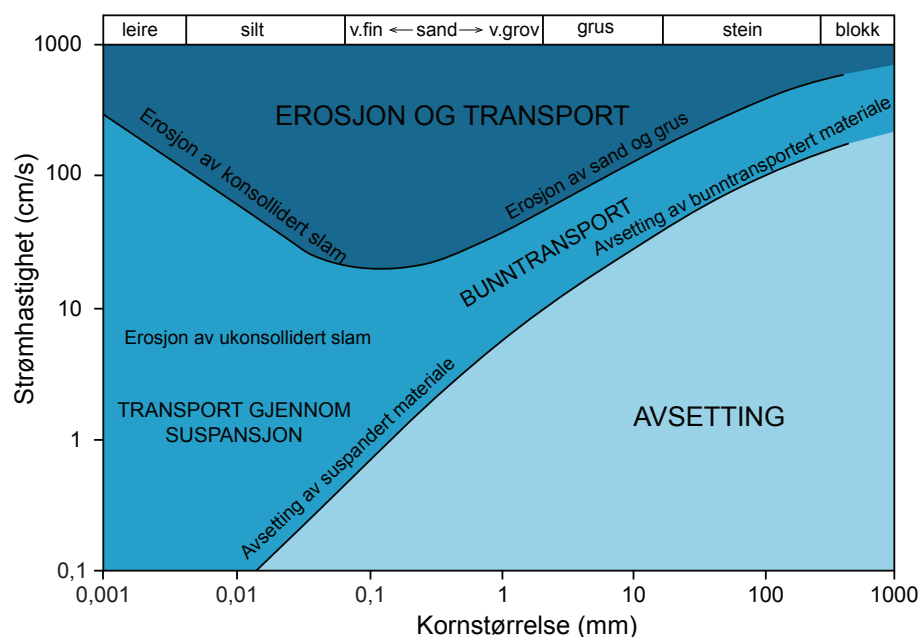
Vestlandet og kystområder mottar mest nedbør om høsten og vinteren, mens innlandsregioner i øst mottar større mengder nedbør om sommeren (Vormoor et al., 2016). På grunn av ulike temperaturregimer mellom områdene vil mer av nedbøren i østre innlandsområder falle som snø. Disse forutsetningene danner grunnlaget for avrenningsmønsteret i Norge. Vestlandet og kystnære områder har høy avrenning om høsten og vinteren på grunn av store mengder regn. Østlandet og innlandet har høyere avrenning om våren og sommeren på grunn av snøsmelting i store høyfjellsområder (Vormoor et al., 2016). Østlandets nedslagsfelt omfatter store areal og høydeintervaller som medfører en lang reaksjonstid, sammenlignet med de bratte vassdragene på Vestlandet (Eikenæs et al., 2000). Sørlandet og Tovdalsvassdraget ligger i en overgangssone mellom avrenningsmønstrene og er utsatt for begge flomsesongene (figur 3.2).



Figur 3.2: Normal avrenning gjennom årstidene. Vestlandet og kystnære områder har høy avrenning i høstmånedene på grunn av regnhendelser, mens Østlandet og innlandsområder har høy avrenning om våren grunnet snøsmelting. Modifisert fra *senorge.no*

Avrenning i et nedslagfelt styres av en rekke parametere. I områder utsatt for mye nedbør er fuktigheten i løsmassedekket en viktig faktor. Om løsmassene er vannmettet vil mindre nedbør være nødvendig for å få stor avrenning, da infiltrasjonspotensialet i bakken er lavt (Eikenæs et al., 2000). Tele i bakken fører i likhet med urbanisering av landområder til nedsatt infiltrasjonsrate, og var en avgjørende faktor under flommen “Stor–Ofsen”, som rammet Østlandet og Sør–Trøndelag i juli 1789 (Østmoe, 1985). Stor–Ofsen beskrives som den største flommen på Østlandet gjennom historien og muligens gjennom hele holocen. En lignende hendelse intruff på Vestlandet i 1743, også kjent som Storeflaumen (Roald, 2008).

3.3 Sedimenttransport i elver og innsjøer



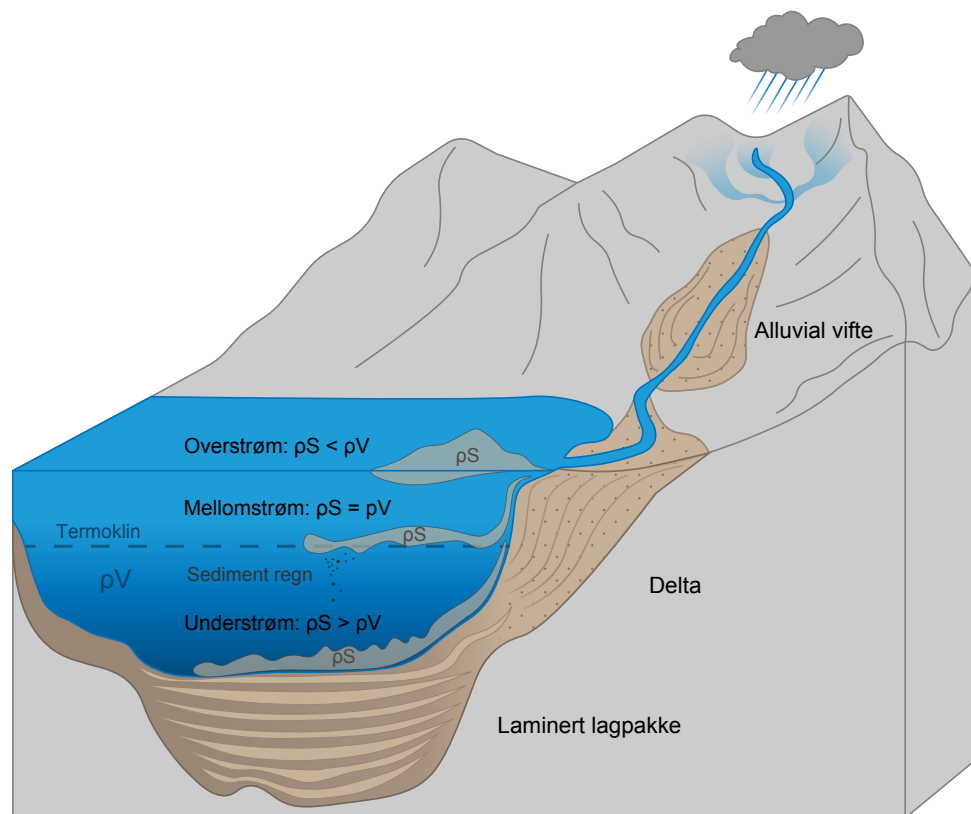
Figur 3.3: Hjulströmdiagrammet viser forholdet mellom strømshastighet og kornstørrelse. Modifisert fra Hjulstrom (1935) og Sundborg (1956).

Rennende vann kan påvirke sedimenter gjennom tre prosesser: erosjon, transport og avsetning. Hjulströmdiagrammet illustrert i (figur 3.3) viser hvordan disse prosessene påvirker ulike kornstørrelser avhengig av strømstyrken i en elv (Hjulstrom, 1935). Elvens evne til å erodere øker med strømstyrke, og det krever mer energi for å erodere enn å transportere materiale. Sedimentfraksjoner av sandstørrelser eroderes ved lavere strømstyrke enn konsoliderte lagpakker av silt og leire på grunn av sterke kohesive bindinger mellom partiklene. Ukonsolidert silt og leire, som nylig har blitt avsatt, kan derimot eroderes ved små endringer i elvens strømstyrke (Sundborg, 1956). Flommer forekommer som hurtige hendelser og kan påføre landskapet store endringer på kort tid. Gjennom økt vannføring og vannstand kan elver mobilisere sedimenter som ikke er tilgjengelig under normale forhold (Støren et al., 2010). Elvers evne til å transportere sediment kan deles inn i begrepene kompetanse og kapasitet, og kan defineres som henholdsvis størrelsen på partiklene og mengden sediment elvestrømmen kan frakte (Sigmond et al., 2013). Flommer karakteriseres av økt vannføring, som øker elvestrømmens kompetanse og kapasitet. Dette fører til økt erosjon, transport og resedimentering av tilgjengelig materiale langs elvekanalen og på flomslettene (Støren et al., 2010). Disse antagelsene er fundamentale i forsøket på å finne tegn til tidligere flommer i innsjøsedimenter. Figur 3.4 fremstiller de fluviale prosessene som utformer landskapet i et nedslagsfelt, og hvordan mobiliserte sedimenter

distribueres. De groveste sedimentære partiklene avsettes først i alluviale vifter eller på deltaet. Finkornede suspenderte partikler transporteres derimot ut i innsjøen hvor strømstyrken er lav nok til at partiklene avsettes. Innsjøer fungerer på denne måten som sedimentfeller og midlertidige oppsamlingspunkt for alle virkende prosesser i et nedslagsfelt (Gilli et al., 2013).

Hvor mye materiale som mobiliseres av elvestrømmen og som transporteres ut i innsjøen er avhengig av flere faktorer. Hydrologiske faktorer omfatter intensitet og distribuering av nedbøren i nedslagsfeltet, avrenningsmengde og –rate, og transportraten og –avstanden til flomvannet i hovedelvkanalen (Williams et al., 1989). Konsentrasjonen av sediment i strømmen reflekterer den spatiale og temporale mobiliseringen, lagringen og tappingen av tilgjengelige sedimentkilder langs elvekanalen. Tidligere flommer kan ha fjernet materiale fra disse kildene, eksponert mindre motstandsdyktige lagpakker, eller tilført eller fjernet organisk materiale som beskytter eller frigjør sedimenter. Elven kan også anrikes sedimenter gjennom massebevegelser som raser ut i elvekanalen, som forekommer naturlig eller som et resultat av antropogene inngrep. Samspillet mellom disse faktorene gjør det vanskelig å knytte konsentrasjonen i en strøm til vannføring. Det vil derfor være problematisk å bruke tykkelsen av en avsetning til å forutse magnituden av hendelsen (Williams et al., 1989).

Når elvestrømmen møter innsjøen, vil distibusjonen av den transporterte sedimentplumen være avhengig av tetthetsforholdet mellom elve- og innsjøvannet. Innsjøens tetthetssøyle er en funksjon av temperatur, salinitet/innhold oppløste ioner og sedimentinnhold (Sturm og Matter, 1978). Figur 3.4 illustrerer hvordan tetthetsforholdet mellom vannmassene avgjør om sedimentplumen distribueres som en over-, mellom-, eller understrøm (Sturm og Matter, 1978; Gilli et al., 2013). Under normale forhold vil det innstrømmende ellevannet ha lavere tetthet enn innsjøvannet, som resulterer i over- og mellomstrømmer og hemipelagisk sedimentasjon på bunnen av innsjøen. Under ekstreme flomhendelser vil elvas økte kompetanse medføre en høy sedimentkonsentrasjon. Dette medfører at tettheten i elvestrømmen overstiger tettheten i innsjøvannet. Resultatet er dannelsen av en turbulent understrøm, som transporterer sedimentene til innsjøens dypeste område. Her avtar strømmens hastighet og sedimentene avsettes som karakteristiske turbiditter, med normal gradering. I enkelte tilfeller registreres en invers gradering i avsetningene, som reflekterer oppbyggingen av understrømmer i flommens initialfase (Gilli et al., 2013).



Figur 3.4: Avsetningsprosesser i et nedslagsfelt. Partikler av store kornstørrelser vil avsettes i alluviale vifter og på delta, mens finkornede partikler transporteres ut i innsjøen. Avhengig av tetthetsforholdet mellom den innkommende elvestrømmen (ρS) og innsjøvannet (ρV) vil strømmen distribueres som en over-, mellom- eller understrøm. Modifisert fra Gilli et al. (2013)

3.4 Innsjøsedimenter som arkiv for paleoflom

Innsjøsedimenter har vist seg å være gode paleoarkiv, ettersom kontinuerlig bakgrunns sedimentasjon i innsjøen bidrar til potensielle, midlertidige og komplette kronostratigrafier (Gilli et al., 2013). Innsjøsedimenter har derfor blitt hyppig brukt til rekonstruksjon av isbrevariasjoner (Nesje og Kvamme, 1991; Bakke et al., 2005; Vasskog et al., 2012), skredhendelser (Sletten et al., 2003; Støren et al., 2008; Vasskog et al., 2011) og flomhendelser (Nesje et al., 2001; Bøe et al., 2006; Moreno et al., 2008; Støren et al., 2010; Wilhelm et al., 2012, 2013, 2015; Gilli et al., 2013; Simonneau et al., 2013; Jenny et al., 2014). Det er store fordeler ved bruk av lakustrine arkiv til rekonstruksjon av paleoflom. Innsjøer fungerer som et oppsamlingspunkt for sedimenter, som mobiliseres av ulike prosesser i nedslagsfeltet. Autokton produksjon av organisk materiale og allohton tilførsel av finkornede sedimenter fra nedslagsfeltet, bidrar til

sedimentasjon i innsjøen også under perioder uten flom. Innsjøsedimenter har derfor potensiale til å registrere hendelser kronologisk og over lange tidsrom. Gilli et al. (2013) vektlegger fire kriterier for selektering av innsjøer som arkiv på paleoflom, basert på hvordan flomsedimenter transporteres og avsettes.

1. Veldefinert morfobatymetrisk deponenter.

Siden understrømmer fører suspendert materiale nedover deltaskråningen til innsjøens dypeste punkt, vil topografiske ujevnheter jevnes ut over tid og danne en horisontal flate på innsjøbunnen. Dette indikerer at potensialet for et kronologisk arkiv er stort. Et velutviklet morfobatymetrisk deponenter kan kartlegges av innsjøens bunnforhold og seismiske undersøkelser.

2. Geomorfologiske indikasjoner rundt innsjøen.

Et relativt høyt relieff i området rundt innsjøen er nødvendig for at erosjon i nedslagsfeltet skal kunne forekomme. Innsjøen bør ha tydelige innløp, som hovedsaklig aktiveres under flom. På denne måten finnes det en terskel som kan brukes til å definere når det er flom og ikke. Innsjøen burde også ha en fremtredende deltastruktur, da dette indikerer store tilstrømninger av sedimenter over tid.

3. Kontrast mellom bakgrunnsedimentasjon og sedimentasjon under flom.

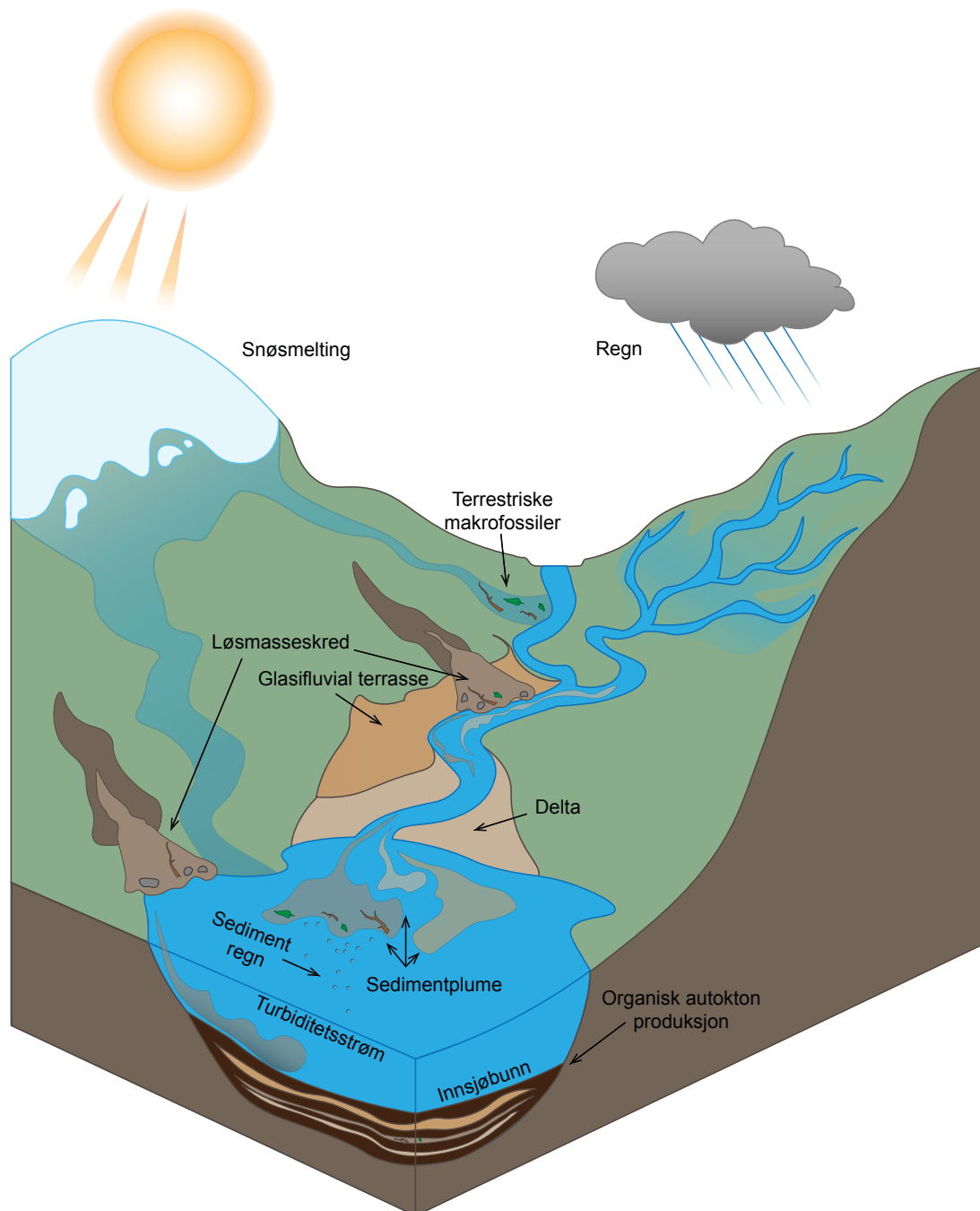
De litologiske parameterne til flomavsetningene burde avvike fra avsetningene under normale forhold. Dette vil gjøre det mulig å identifisere flomsignal basert på litologiske, fysiske og geokjemiske egenskaper.

4. Mulighet for å innhente ønsket tidsintervall gjennom kjerneprøvetaking.

Det kan være store variasjoner i sedimentasjonsrate i ulike innsjøer. Ved høy sedimentasjonsrate vil sedimenttykkelsen øke. Det kan da være utfordrende å borre dypt nok med standard kjerneprøvetakere, for å innhente de eldste sedimentene i bunnen av den lakustrine lagpakken.

Gjennom ulike analyser, er det ønskelig å identifisere avtrykket til flommene på en kvalitativ og kvantitativ måte. Ulike flommer kan ha ulike flomsignal, noe som kan styres av flere faktorer. Flomavsetninger har tidligere blitt identifisert som distinkte minerogene horisonter med relativt høy massetetthet, kornstørrelse og lavt innhold av organisk materiale (e.g. Nesje og Kvamme, 1991; Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010). I andre studier har flomlag blitt identifisert fra

et høyt innhold av terrestriske makrofossiler (e.g. Moreno et al., 2008; Støren et al., 2008; Vasskog et al., 2011; Simonneau et al., 2013). Hva som avsettes i innsjøen er avhengig av hvilket materiale som mobiliseres av elvestrømmen, og hvor dette materialet kommer fra (figur 3.5).



Figur 3.5: Illustrasjon av ulike prosesser som kan virke i et nedslagsfelt. Karakteristikkene til flomavsetningene er avhengig av kildemateriale.

4. Metoder

I følgende kapittel gis en introduksjon til feltbaserte metoder, laboratorieanalyser, metoder for kvantifisering av flom og dataanalyser. Eventuelle feilkilder tilknyttet metodene vil presenteres og drøftes i kapittel 6.

4.1 Feltbaserte metoder

Feltarbeid i Birkeland ble utført i to omganger. I november 2018 ble batymetrisk kartlegging, kjerneprøvetaking og innsamling av jordartsprøver utført. I oktober 2019 ble kvartærgeologisk kartlegging utført og ytterligere jordartsprøver ble innsamlet.

4.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging

Innsjøsedimenters sammensetning varierer typisk mer enn marine avsetninger. På grunn av at kildemateriale i nedslagsfeltet har stor påvirkning på avsetningene, medfører dette at nesten alle endringer på land registreres i innsjøsedimentene (Davies et al., 2015). For å forstå de virkende prosessene i nedslagsfeltet er derfor kartlegging av områdene rundt innsjøen nødvendig. Gjennom kartleggingen er det ønskelig å finne potensielle kildeområder til avsetningene i innsjøen, og tegn på at disse kildeområdene er utsatt for erosjon og fluvial remobilisering. Samtidig bidrar kartleggingen til å danne en bedre forståelse av den kvartærgeologiske historien til området. Kartleggingen ble utført ved bruk av feltbaserte observasjoner, studie av flyfoto, og løsmassepolygoner og marin grense fra NGU (2020b) og skyggerelieffsmodeller i ArcMap 10., som utdypes i kapittel 4.4. Lokalitetenes posisjon ble fastsatt ved bruk av en "Garmin GPSMAP 64ST".

4.1.2 Jordartsprøver

Hver individuelle flom har et sedimentært fingeravtrykk som kan spores til et kildeområde, og derfor også til mekanismen som utløste flommen (Støren et al., 2016). Jordartsprøver fra Flakksvanns nedslagsfelt ble derfor samlet inn til en provenansstudie, som tidligere utført i Vasskog et al. (2012), Simonneau et al. (2013); og Kvisvik et al. (2015). De innsamlede prøvene ble tatt fra potensielle kildeområder som under flommer vil være eksponert for fluvial erosjon, og som derfor er mulig å finne som flomavsetninger i innsjøen. Flomlag i kjerneprøvene kan derfor tilknyttes ulike områder i nedslagsfeltet ved sammenligning av geokjemiske, magnetiske og fysiske egenskaper. Dette gir informasjon om i hvilke løsmasser elvene eroderer, og om dette har endret seg over tid.

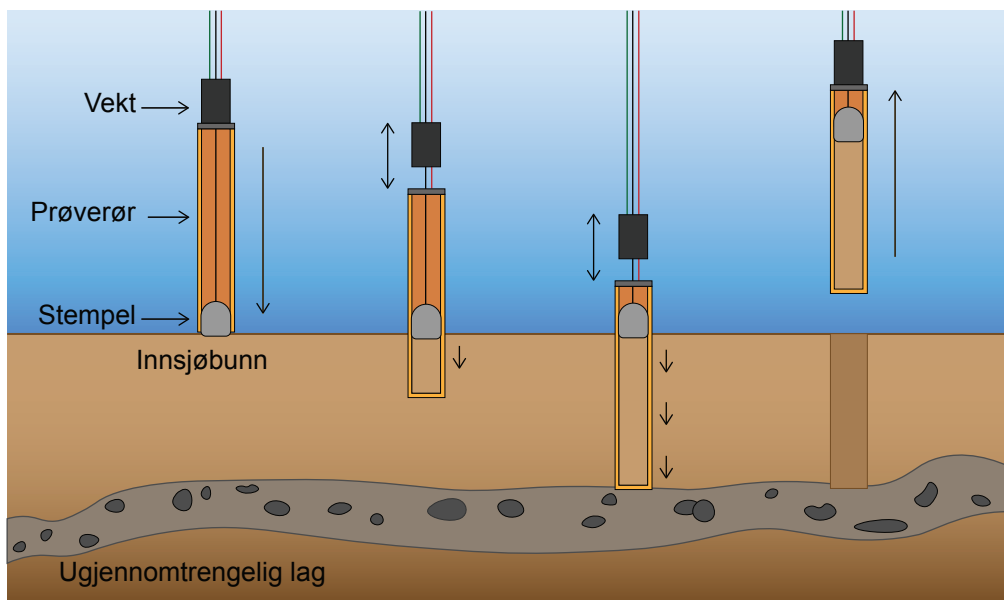
4.1.3 Batymetrisk kartlegging

Kartlegging av innsjøens batymetri er nødvendig for å forstå prosessene som kan virke på avsetningene i innsjøen, og dermed lokalisere ideelle borelokaliteter. Et veldefinert morfobatymetrisk deponer på innsjøens dypeste punkt indikerer at kontinuerlig sedimentasjon gradvis har utjevnet topografien i bassenget. Sedimentmektigheten i innsjøen vil derfor være størst ved dette punktet. Det dypeste punktet i innsjøen vil også være minst eksponert for erosjon. Sjansen for innsamling av et kontinuerlig arkiv, som går lengst mulig tilbake i tid, er her derfor stor (Gilli et al., 2013). I større innsjøer med kompleks morfologi vil det være en fordel å kartlegge sedimenttykkelse og bunnforholdene i innsjøen ved bruk av lettseismisk utstyr som georadar (radiobølger) eller CHRIP (lydbølger). Siden Flakksvann er en relativt liten og homogen innsjø benyttes et enkelt ekkolodd av type "Lowrance Elite TI2" til kartlegging av innsjøens dybdeforhold. 22 transekt ble kjørt med gummibåt og påhengsmotor, hvor dybdemålinger avleses automatisk gjennom transektene og en innebygd GPS ble benyttet for å stedfeste målingene. Kartlagte dybdemålinger er illustrert i vedlegg 1. En hurtig prosessering av dybdemålingene ble gjort på stedet, for å lokalisere innsjøens dypeste punkt og alternative borelokaliteter. Prosessering av dybdemålingene er presentert i kapittel 4.4.

4.1.4 Kjerneprøvetaking

Innsjøsedimenter kan gjøres tilgjengelig for undersøkelser gjennom en sedimentkjerne. Ved bruk av en modifisert stempelkjerneprøvetaker (Nesje, 1992) og en UWITEC gravitasjonskjerneprøvetaker ble sedimentkjerner innsamlet fra en flåte i Flakksvann.

Stempelkjerneprøvetakeren kan deles inn i tre hovedkomponenter. Et PVC-rør med et befestet borehode, et stempel og et lodd på 15 kg. Hvert element kobles til hvert sitt tau som alle leder til den opererende flåten. Stempelet trekkes gjennom PVC-røret til bunnen, hvor en sedimentfanger er festet for å forhindre at sedimentene skal falle ut av røret når kjernen tas opp av vannet. På toppen av prøverøret plasseres loddet. Røret fylles så med vann ved overflaten for å holde systemet loddrett og forhindre at stempelet presses opp under boringen. Installasjonen senkes til bunnen av innsjøen, og gjennom repetitiv heving av loddet blir prøverøret banket ned i sedimentene, mens stempelet holdes stasjonært. Når prøverøret er fylt, eller møter et ugjennomtrengelig lag, heves røret ved bruk av en jekk før kjerneprøven heves til overflaten (figur 4.1). En kjerne, FLP118 (308 cm), ble samlet inn ved bruk av stempelkjerneprøvetakeren.



Figur 4.1: Forenklet fremstilling av fremgangsmåte for innhenting av en sedimentkjerne ved bruk av stempelkjerneprøvetaker.

På grunn av stempelet vil de øverste 10–20 cm av kjerner innhentet med stempelkjerneprøvetakeren være forstyrret. Det benyttes derfor en gravitasjonskjernesprøvetaker, da overgangen mellom vannsøyle og sediment bevares i større grad. Dette er et mindre og enklere system,

som benytter seg av det genererte vakuemet i sylindren under et stempel. Dette forhindrer sedimentene fra å gli ut ved heving av røret. Kjerner innhentet med gravitasjonskjerneprøvetaker kan ikke være lengre enn 2 m. To kjerner, FLG118 (125 cm) og FLG218 (146 cm), ble innhentet ved bruk av gravitasjonskjerneprøvetakeren.

4.2 Laboratorieanalyser

Ved ankomst i Bergen ble alle sedimentkjernene splittet på langs og åpnet, for å utføre analyser med instrumenter tilgjengelig på EARTHLAB ved Universitetet i Bergen. På grunn av lagringsfasilitetene på bygget, ble kjernene kuttet opp i maksimalt 1,5 m lange deler. Alle kjernedeler ble splittet på langs og delt inn i referansekjerner benyttet til instrumentelle målinger, og arbeidskjerner benyttet til utplukking av prøvemateriale.

4.2.1 Røntgen fluorescens (XRF)

Røntgen fluorescens (XRF-skanning) er en ikke-destruktiv metode som benytter røntgenstråler for å kvantifisere sedimentenes geokjemiske sammensetning. Analyseverktøyet gjør det mulig å studere kontinuerlig høy-oppløselig variabilitet av ulike grunnstoffer gjennom en sedimentkjerne (Croudace et al., 2006). Dette er et nyttig instrument innen geoforskning, da ulike kjemiske elementer kan brukes som proxyer på ulike miljøforhold og sedimentære parametere (Davies et al., 2015 med referanser).

Analysemetoden utføres ved at en sedimentprøve bestråles med røntgenstråler (molybden) av kjent styrke, som medfører eksitering av sekundære røntgenstråler i bølgelengder karakteristiske for elementene i prøven. Intensiteten av den sekundære strålingen reflekterer konsentrasjonen av elementet. Siden XRF-analyse av kjerneprøver skjer som bulk målinger på våte sedimentoverflater kan elementers tellerater påvirkes av egenskaper som vanninnhold, organisk innhold, kornstørrelse, og mineralogi. XRF-målinger av kjerneprøver burde derfor brukes som en semi-kvantitativ metode, og sees i sammenheng med andre metoder og resultater (Croudace et al., 2006).

Tabell 4.1: Innstilte parametere for XRF-skanning av kjerneprøver med molybden (Mo) røntgenkilde, 10 s eksponeringstid og 0,5 mm måleintervall

Kjerne	kV	mA
FLP118	37	40
FLG118	39	33
FLG218	36	35
Jordartsprøver	30	30

Innsamlede jordartsprøver ble siktet på fraksjonene <63, 63–125, og 125–500 μm og deretter behandlet med H_2O_2 for å fjerne organisk materiale. 2 cm^3 av prøvene ble plassert i en PVC-skinne før skanning. Samtlige kjerneprøver (FLG118, FLG218, FLP118) og jordartsprøver ble skannet ved bruk av en “ITRAX XRF core scanner” med et molybden (Mo) røntgenrør med eksponeringstid på 10 s og innstilt kV og mA, som gjengitt i tabell 4.1. Sedimentkjerner ble dekket av en tynn plastfilm for å forhindre uttørking under skanning. Tellerater for elementer innen rekkevidden Al–Pb ble målt med intervaller på 0,5 mm.

4.2.2 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Magnetisk susceptibilitet (MS) er en dimensjonsløs parameter definert som magnetiseringen et materiale har fått fra et påført magnetfelt. MS er derfor et mål på mengden para- og ferromagnetiske og diamagnetiske mineraler tilgjengelig i en prøve (Thompson et al., 1975). Metoden kan benyttes som proxy på innholdet av minerogent materiale i en prøve, da de fleste minerogene partikler vil ha en større magnetiseringsevne enn organiske partikler. Magnetisk susceptibilitet måles gjennom å påføre sedimenter et ytre magnetfelt og måle magnetiseringen til materialet. Dette ble gjort for alle kjerner (FLG118, FLG218, FLP118) med en “Geotek Multi sensor core logger” med en “Bartington MS2 punktsensor”. Instrumentet utfører bulk-målinger av magnetisme gjennom kjernene og oppgir variabiliteten med 2 mm oppløsning.

4.2.3 Miljømagnetisme

I forbindelse med en provenansstudie av tidligere flommer ble miljømagnetisme utført på jordprøvene innsamlet fra nedslagsfeltet og materiale fra utvalgte lag i FLG218. Alle prøver ble siktet på fraksjonene <63, 63–125, og 125–500 μm og deretter behandlet med H_2O_2 for å fjerne organisk materiale fra prøven. Etter tørking ble en “KLY-2 induction Bridge” brukt for å

måle bulk magnetisme (χ_{Bulk}) på prøvene i romtemperatur (293K) og etter frysing i flytende nitrogen (77K). χ_{Bulk} av paramagnetiske mineraler varierer i motsetning til ferromagnetiske mineraler inverst med temperatur. I teorien skal derfor målt χ_{Bulk} være $\sim 3,8$ ganger høyere ved 77K enn ved 293K, også kjent som “the paramagnetic ratio” (Lanci og Lowrie, 1997). Prøver med 77K/293K nærme 3,8 kan derfor tolkes til å ha et dominant innhold av paramagnetiske mineraler, mens prøver med lavere forholdstall er dominert av ferromagnetiske mineraler.

4.2.4 Computertomografi (CT)

Røntgen computertomografi (CT) legger til rette for høyoppløselige kvalitative og kvantitative undersøkelser av massetettheten til de ulike bestanddeler av en sedimentkjerne, uten at det medfører ødeleggelse av materialet (Støren et al., 2010). Metoden ble først utviklet i forbindelse med medisinske formål, og ble først benyttet i geovitenskapelig sammenheng for å karakterisere reservoarbergarter (Vinegar og Wellington, 1987). CT-skanning har i ettertid blitt et hyppig brukt verktøy i analysestudier av sedimentkjerner (Orsi et al., 1994; Duluu, 1999; Støren et al., 2010; van der Bilt et al., 2018; Røthe et al., 2019a; Røthe et al., 2019b). Sedimentkjerner kan skannes hele, men i dette tilfellet var kjernen allerede splittet for å undersøke visuelle strukturer og vurdere hvor vidt CT var nødvendig.

Den splittede kjernehalvdelen ble dekket med plastfilm, for å forhindre uttørking og støttet opp av en kunstig kjernehalvdel for å holde innholdet på plass. Instrumentet består av en røntgenstrålekilde og –detektor, som kjerneprøven plasseres mellom på et roterende festepunkt. Røntgenstråler sendes gjennom prøven til detektoren som måler strålens styrke. I tillegg til å rotere, beveges kjerneprøven vertikalt for å få skannet hele kjernen fra ulike vinkler. Før skanningen spesifiseres strålingsintensiteten (I_0). Den målte strålingsintensiteten (I) avhenger av prøvens absorpsjonsevne, som er proporsjonal med prøvematerialets massetetthet. (I) oppgis som en gråskalaverdi hvor høye verdier gjenspeiler relativt høy massetetthet. Gråskalaverdiene kan deretter brukes til å generere en matriks av volum piksler (voxler) og plote en 3D-modell av kjernen. Gråskalaverdier beskriver andelen røntgen-absorpsjon til hver voxel i 3D-modellen. Ved å sette pikselverdi og gråskala-intervaller kan derfor gjenstander med ulik massetetthet i kjernen visualiseres, og fordelingen av sedimentære partikler, vanninnhold, gasslommer, og fragmenter av terrestriske makrofossiler fremheves. En “ProCon-X-Ray CT-ALPHA computed tomography” CT-skanner satt til 100 kV, 1000 μA , og eksponeringstid på 267 ms ble benyttet til

skanningen av kjerneprøven FLG218. En voxel-modell med oppløsning på 53 μm ble generert fra røtgebildene. For visualisering og dataprosessering av voxel-modellen ble programvaren Thermo Scientific™ Avizo® 9.1.1 benyttet. Gråskalaverdiene kan hentes ut som et datasett med verktøyet *Line probe*. Verktøyet bruker gjennomsnittet av gråskala-verdiene til alle partiklene gjennom en linje i voxelmodellen, og viser derfor kjernens tetthets-variasjoner.

4.2.5 Aldersmodell

For å kunne si noe om hvordan flommene i Tovdalsvassdraget har endret seg over tid, er det nødvendig å etablere en robust alderskronologi for innsjøsedimentene. Bakgrunnssedimentasjonen antas å ha en lav sedimentasjonsrate, som tidvis avbrytes av plutselige hendelser som avsetter materiale i løpet av timer eller dager. Disse avsetningene har derfor mye høyere sedimentasjonsrate. Å gi disse hurtige avsatte lagene samme alder vil gi den mest korrekte alderskronologien, da dette legger til rette for en stabil og kontinuerlig sedimentasjonsrate mellom de aldersbestemte punktene (Gilli et al., 2013). En alder–dyp modell med og uten korrigerings for hurtig avsatte lag, ble konstruert ved bruk av det bayesiske rammeverket i *Bacon v.2.3.9 (rbacon)* i programvaren Rstudio. *Rbacon* kalibrerer radiokarbonaldere til år før 1950, ved hjelp av *IntCal13* kalibreringskurve for terrestrisk materiale på den nordlige halvkule (Reimer et al., 2013).

I denne studien benyttes dateringsmetoder basert på nedbrytning av radioaktive isotoper. Radioaktive isotoper er ustabile, og avgir energi gjennom nedbrytning for å bli stabile. Halveringstid er tiden det tar før mengden radioaktive isotoper er halvert. Halveringen skjer med en lineær hastighet for hver isotop, og er grunnlaget for dateringsmetoder med radioaktive isotoper (Walker, 2005).

Radiokarbondatering

Terrestriske makrofossiler ble plukket fra ulike deler av FLP118 og FLG218 for aldersbestemmelse av sedimentene basert på radiokarbondatering. Metoden baserer seg på aldersbestemmelse av døde organismers innhold av den radioaktive isotopen ^{14}C , som brytes ned til den stabile isotopen ^{12}C med en halveringstid på 5730 år (Walker, 2005). For å unngå reservoar- og hardvanns-effekten, og overestimering av alder, ble eksklusivt organiske makrofossiler av terrestrisk opphav plukket ut til datering. Skjøre fossiler av blader og barnåler var foretrukket

foran pinner og bark, ettersom disse kan ligge på bakken i tiår uten nevneverdig nedbrytning før de resedimenteres i innsjøen og påfører sedimentene en overestimert alder (Barnekow et al., 1998). Åtte utplukkede prøver ble sendt inn til radiokarbondatering ved Poznan Radiocarbon Laboratory, Adam Mickiewicz University.

Blydatering $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$

For å få en bedre oppløsning på de øvre enhetenes alderskronolgi ble prøver på 4 ml ekstrahert for hver cm i de øvre 72 cm av FLG218 for aldersdatering med ^{210}Pb – ^{137}Cs . Prøvene ble veid før og etter tørking for estimering av massetetthet/“dry bulk density” (DBD). På grunn av utbrytningen av koronavirus-pandemien i 2020 ble ikke resultater fra denne analysen mottatt i tide.

4.3 Kvantifisering av flom

4.3.1 Volumestimering av flomtransportert materiale

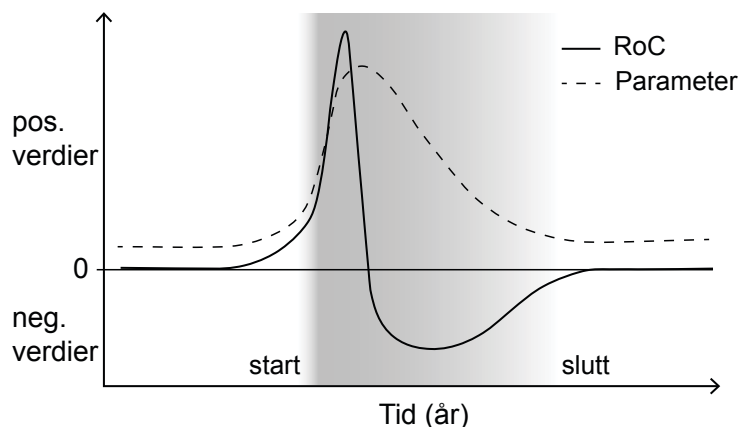
Gjennom CT-røntgenbildene, kan volum av identifiserte litologier i sedimentkjernen estimeres, basert på relativ tetthet fra gråskalaverdiene, som utøvd i Røthe et al. (2019b). Til analysen benyttes et tverrsnitt på 2×1 cm av CT-røntgenbildene fra FLG218. Identifiserte flomsedimenter isoleres basert på en gitt terskel fra gråskalaverdiene, ved bruk av verktøyet *Interactive thresholding*. Verktøyet *Label analysis* estimerer volumet av sammenhengende lag av det isolerte flomsedimentet. Ved å legge sammen estimert volum for hver halve cm i kjernen, identifiseres volumendringen i flomtransportert materiale.

4.3.2 Endringsrate (RoC)

For å objektivt identifisere flomhendelser, og kvantifisere antall flommer i Flakksvann, benyttes endringsraten av målte parametere i FLG218. Endringsraten/“rate of change” (RoC) kalkuleres ved å dividere endring i en parameters tellerate (δy) med endringen i tid (δt) (ligning 4.1). Metoden baserer seg på at innsjøen registrerer en hurtig anrikning av minerogent materiale under flom, som følge av fluvial erosjon og resedimentering. Metoden er utarbeidet av Støren et al. (2010). Den plutselige tilførselen av minerogent materiale under en flom, vil derfor føre til en stor økning av RoC i parametere som reflekterer minerogent innhold. Når flommens intensitet

avtar blir RoC gradvis negativ, men vil ikke gjenspeile den hurtige økningen som ved starten av flommen (figur 4.2).

$$RoC = \delta y / \delta t \quad (4.1)$$



Figur 4.2: Modell som illustrerer endringsraten (RoC) av en målt parameter gjennom en flomavsetning (grått område). Den hurtige økningen i RoC markerer starten på en flom. Modifisert fra Støren et al. (2010).

4.4 GIS

Alle presenterte kart i denne besvarelsen er produsert i ESRI ArcMap 10.7. Datagrunnlaget for kartene er digitale terrengmodeller (DTM) med 1 m og 10 m oppløsning (Kartverket, 2019a), innsjøer, elvenettverk og nedslagsfelt (NVE, 2020a), berggrunn- og løsmassepolygoner (NGU, 2020a,b) og administrative grenser fra N5000 kartdata (Kartverket, 2019b).

For beregning av nedslagsfeltet i figur 2.2 benyttes en *watershed* analyse, som forklart i ESRI Resources (2020d). Først estimeres dreneringsretning fra en DTM med verktøyet *flow direction*. For å lokalisere ulike dreneringspunkt til innsjøen benyttes verktøyet *flow accumulation*, som beregner akkumulering av avrenning basert på dreneringsretningen. Dreneringspunkt ble satt ved innløpene fra Tovdalselva, Dikeelva, Osebekken som tilløper fra Berse, samt ved utløpet av Flakksvann. Nedslagsfeltet for hvert dreneringspunkt estimeres med verktøyet *watershed*.

I forbindelse med den kvartærgeologiske kartleggingen ble skyggerelieffmodeller konstruert fra DTM med 1 m oppløsning, ved bruk av analyseverktøyet *hillshade*. Verktøyet bidrar til å syn-

liggjøre strukturer i terrenget ved å belyse og skyggelegge flater som heller i ulike retninger (ESRI Resources, 2020a). Basert på disse geomorfologiske strukturene, og tilhørende observasjoner gjort i felt og på flyfoto (Kartverket, 2020) gjøres tolkninger av strukturenes avsettende eller eroderende agens. Overflatestrukturer er kartlagt med NGUs standardsymboler.

Et batymetrisk kart over Flakksvann ble konstruert fra 7899 dybdemålinger med interpoleringsmetoden *Topo to raster* med standard innstillinger. Ytterligere 1054 punkter ble plassert rundt innsjøens rand og gitt dybdemåling lik 0 moh. for å representere innsjøens strandlinje. Interpoleringsmetoden er spesifikt designet for å konstruere hydrologiske digitale terrengmodeller og er sammensatt av interpoleringsteknikkene *IDW* og *Kriging* (ESRI Resources, 2020c). Metoden baserer seg på at en kartlagt variabels påvirkning avtar med økt avstand fra innsamlingsstedet (ESRI Resources, 2020b).

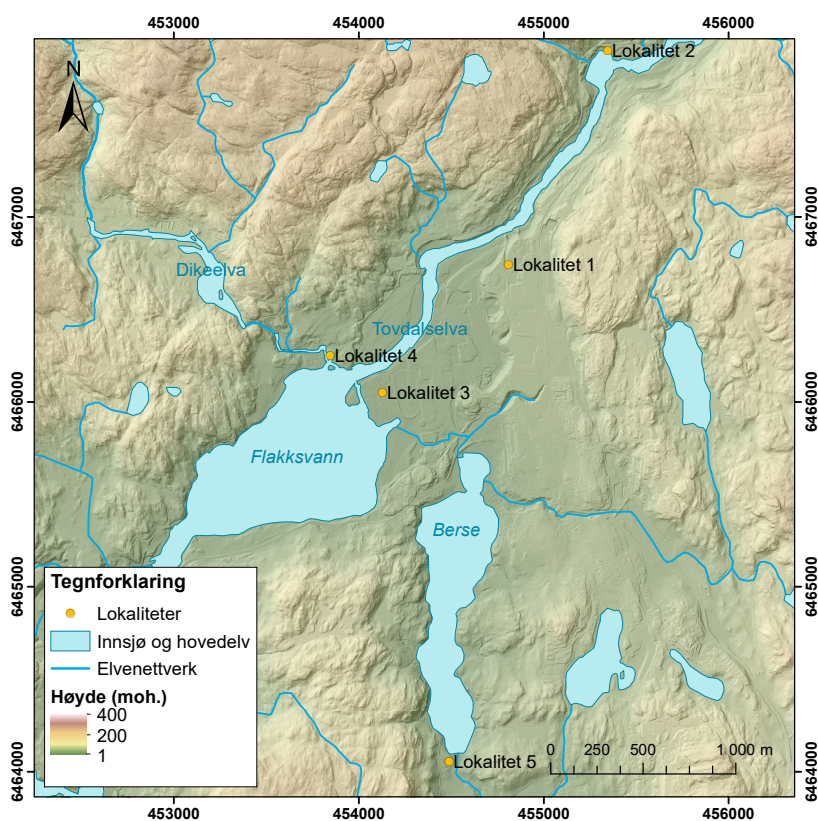
4.5 Dataanalyser

For behandling av datasett og utførelse av statistiske analyser benyttes programmeringsspråket Python. Til fremstilling av data benyttes *pandas* og *NumPy* som bibliotek for datamanipulering og analyse, mens plottebiblioteket *Matplotlib* benyttes til visualisering av dataene. For utførelse av statistiske analyser, som prinsippal komponent analyse (PCA), lineær regresjon og standardisering av data benyttes henholdsvis algoritmer fra modulene *decomposition.PCA*, *linear_model.LinearRegression*, og *preprocessing* i maskinlæringsbiblioteket *scikit-learn*.

5. Resultater

5.1 Kwartærgeologisk kartlegging

For å identifisere potensielle kildeområder til avsetningene i Flakksvann, ble jordarter og geomorfologiske strukturer kartlagt langs Tovdalselva, Dikeelva, Flakksvann og Berse. Resultatet er presentert i et kvartærgeologisk kart (figur 5.9), hvor fluvial aktivitet er særlig vektlagt. Lokalteter representative for kartleggingsarbeidet er vist i figur 5.1.

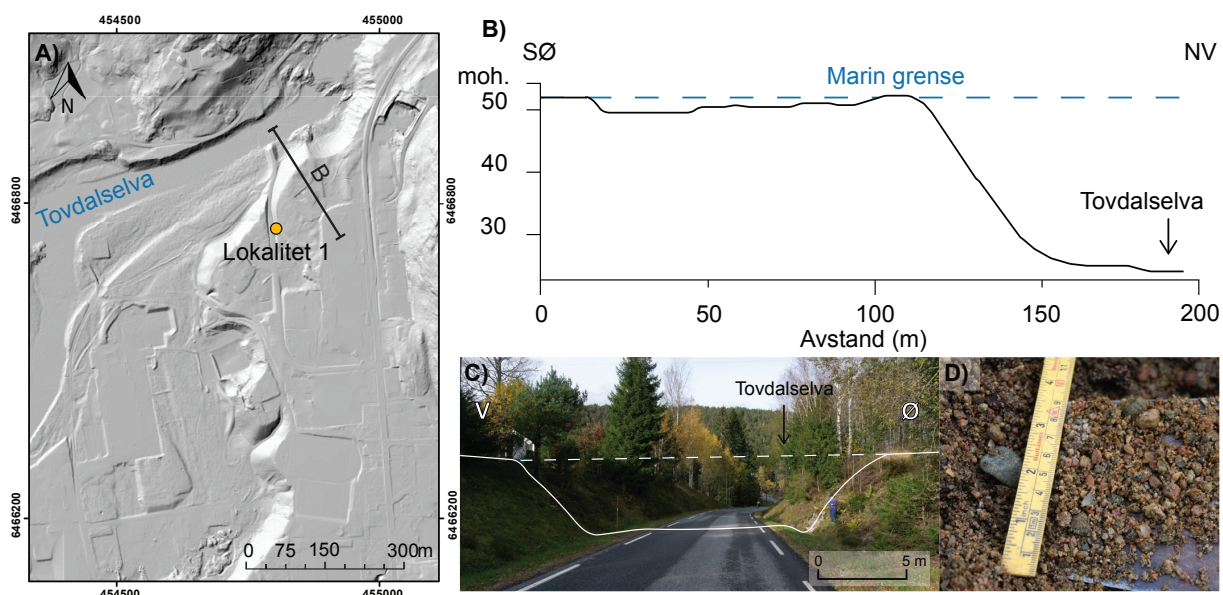


Figur 5.1: Oversiktskart over typelokaliteter, representative for utført kvartærgeologisk kartlegging. Feltbaserte observasjoner ved lokalitetene brukes til å kartlegge fluviale erosjonsstrukturer fra en skyggerelieffmodell. Skyggerelieffmodellen er utarbeidet i ArcMap 10.7 fra en DTM med 1 m oppløsning, tilgjengelig fra hoydedata.no (Kartverket, 2019a).

5.1.1 Lokalitet 1: Glasifluvial terrasse

Observasjoner

Lokaliteten omfatter en veiskjæring på østlig side av Tovdalselva. Fra en lavliggende flate ovenfor elvekanalen kan en bratt skråning følges opp på en ny flate (52 moh.) som samsvarer med marin grense i området (Faugli, 1981; NGU, 2020b). Flaten utgjør taket av en stor terrasse som kan observeres på begge sider av veiskjæringen, og strekker seg omtrent 1 km sørover (figur 5.2). Løsmassene i terrassen består av løspakkede sorterte sedimenter dominert av sandholdig grus, men med enkelte inntredende steiner. Klastene er kantrundet til rundet (figur 5.2D).



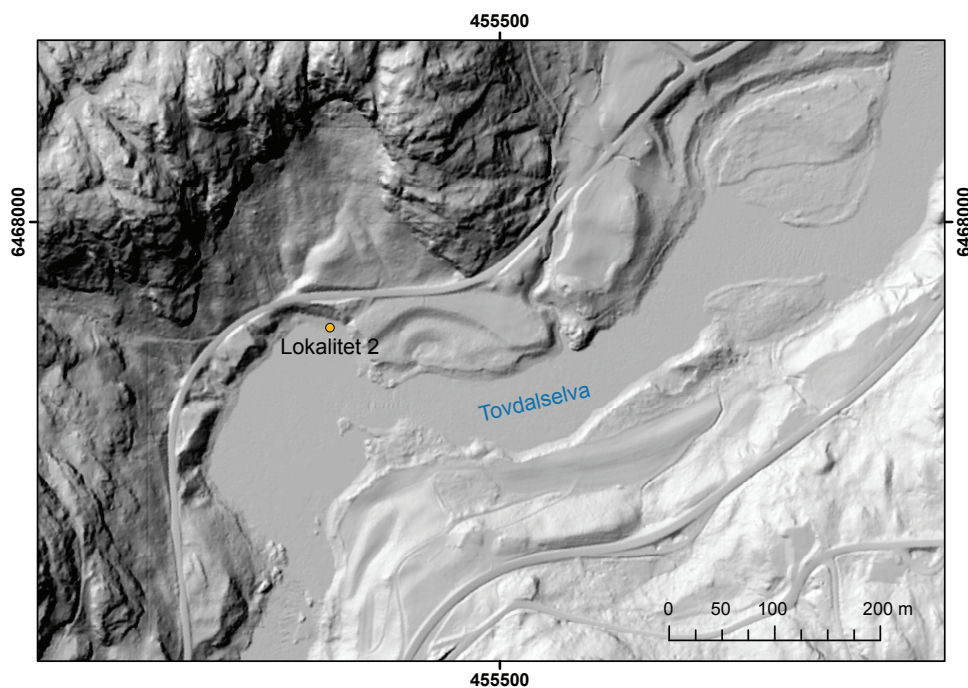
Figur 5.2: A) Skyggerelieffmodell av Lokalitet 1. B) Høydeprofil som illustrerer hvordan den undulerende flaten brått skrår ned mot Tovdalselva. Terrasseflaten samsvarer med marin grense (52 moh.) C) Terrasseflaten kan følges på begge sider av veiskjæringen. D) Avsetningen består av godt sortert sandholdig grus med enkelte steiner. Klastene er kantrundet til rundet.

Tolkning

Den store løsmasseansamlingen er en glasifluvial terrasse. Terrassen ligger innenfor randmorenen avsatt under yngre dryas (Andersen, 1960; Romundset et al., 2019) og terrassens høyde samsvarer med marin grense (Faugli, 1981; NGU, 2020b). Løsmassene må derfor ha blitt avsatt i forbindelse med deglasiasjonen etter siste istid, da det relative havnivået var betydelig høyere, som et resultat av glasi-isostatisk påvirkning. Sedimentenes karakteristikk samsvarer med glasifluviale avsetninger, da kornform og sorteringsgrad indikerer en moderat transportlengde. Variasjoner i elvers vannføring medfører at et stort spekter av kornfraksjoner kan transporteres

og avsettes, samtidig som høy sorteringsgrad opprettholdes. Den bratte skråningen med fallretning mot Tovdalselva antyder at terrassen har blitt utsatt for fluvial erosjon i holocen. Ettersom breelver har avsatt løsmassene i havet kan avsetningen karakteriseres som et glasifluvialt delta.

5.1.2 Lokalitet 2: Elvenedskjæring



Figur 5.3: Skyggerelieffmodell over lokalitet 2. Skyggerelieffmodellen er utarbeidet i ArcMap 10.7 fra en DTM med 1 m oppløsning, tilgjengelig fra hoydedata.no (Kartverket, 2019a)

Observasjoner

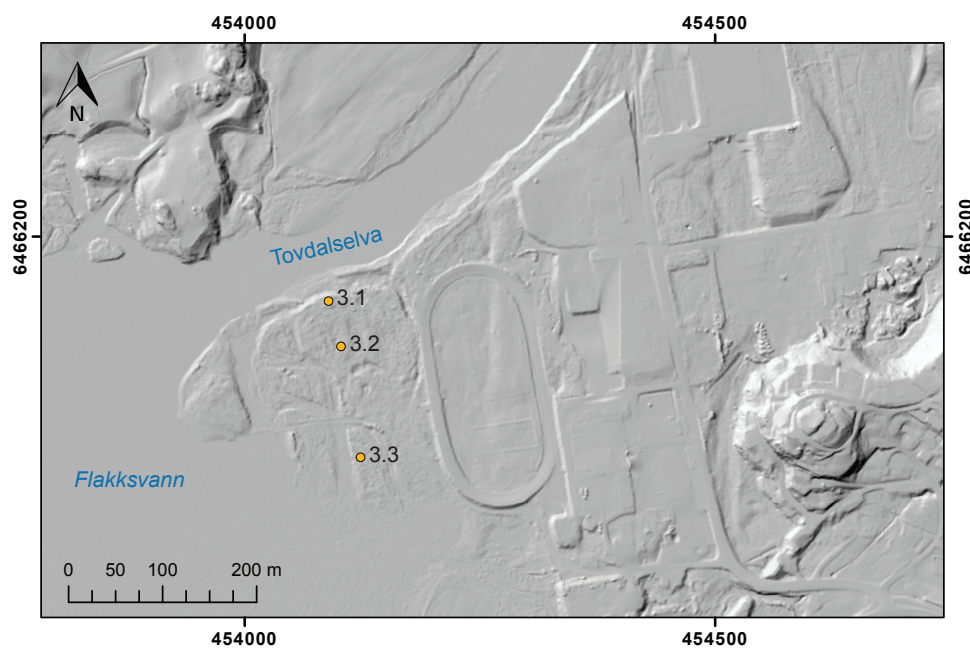
Lokaliteten ligger nord for Flakksvann i en bukt på siden av Tovdalselva. Bukten befinner seg i yttersvingen av elvekanalen og har en liten strand, og en overliggende skråning med fallvinkel lik 45° . Toppen av skråningen ligger 43 moh. og danner en smal terrasse. Skråningen har en ujevn overflate med flere spor etter erosjon (figur 5.3). På stranden ligger klynger av små pinner og gress i voller. I skråningen ovenfor, ligger ansamlinger av større kvister og trestammer. Løsmassene i skråningen har samme karakteristikk som ved lokalitet 1, men med et høyere innhold av sand.

Tolkning

Avsetningen ved lokalitet 2 tolkes til å være en erosjonsterrasse bestående av glasifluviale sedimenter. Toppen av terrassen ligger under marin grense, 43 moh. og er trolig et erosjonsnivå i terrassen observert ved lokalitet 1. Dette kan forklares av synkende erosjonsbasis tilknyttet isostatisk landheving. Skråningen, og den tilhørende kanten er en elvededskjæring. Dette er et resultat av fluvial erosjon fra den meanderende elvekanalen. Ujevnheter i overflaten kan skyldes ras fra skråningen, som et resultat av nevnt erosjon under flom. Kvistene i skråningen har trolig blitt transportert og avsatt av elvestrømmen under flom, når vannstanden har vært høyere.

5.1.3 Lokalitet 3: Delta

Lokaliteten omfatter en langstrakt flate ovenfor Flakksvann på østlig side av Tovdalselva. Lokaliteten er sammensatt av flere tilhørende dellokaliteter (3.1, 3.2, 3.3 i figur 5.4).

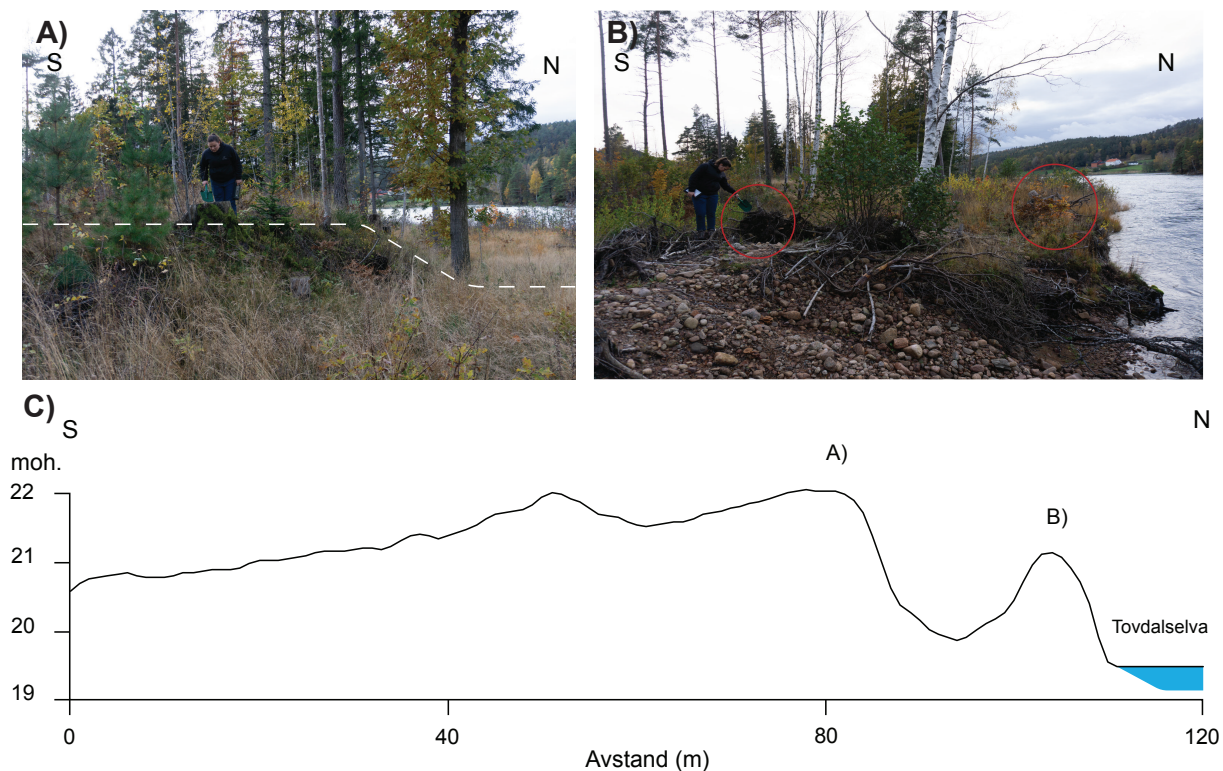


Figur 5.4: Skyggerelieffmodell over lokalitet 3 og dellokaliteter 3.1, 3.2 og 3.3. Skyggerelieffmodellen er utarbeidet i ArcMap 10.7 fra en DTM med 1 m oppløsning, tilgjengelig fra hoydedata.no (Kartverket, 2019a)

Lokalitet 3.1: Nedsenkninger

Observasjoner

Den langstrakte flaten har en svak gradient fra nordøst, mot Flakksvann i sørvest. Overflaten er undulerende, som følge av flere nedsenkninger i terrenget med 1–2 m relieff. På nordlig side av flaten finnes en slik nedsenkning ved dagens elvekanal. En distinkt, bratt kant skiller to undulerende flater. Den øvre flaten har en slak gradient mot sør, mens den nedre flaten grenser til Tovdalselva (figur 5.5C). Kanten av flaten ovenfor nedsenkningen kan følges omtrent 100 m i samme retning som dagens elveløp, og danner et “trappetrinn” mellom flaten og nedsenkningen (figur 5.5A). Langstrakte forhøyninger skiller elvekanalen fra nedsenkningen. Forhøyningene består av klastebåret, kantrunda til runda grus og stein i en sandig matriks. Bak forhøyningene er flere trestubber revet opp med røttene orientert mot elvekanalen (figur 5.5B).



Figur 5.5: A) En distinkt, bratt kant skiller to undulerende flater. Den øvre flaten har en slak gradient mot sør, mens den nedre flaten grenser til Tovdalselva. Hvit linje indikerer et forenklet høydeprofil. B) En forhøyning skiller elvekanalen fra den nedre flaten. Klastebåret, runda til kantrunda stein og grus i en matriks av sand, utgjør sedimentene i forhøyningen. Utringet i rødt er opprevete trestubber, med røtter rettet mot elvekanalen. C) Den undulerende øvre flaten har en slak gradient fra Tovdalselva i nord mot Flakksvann i sør. Høydeprofilen er hentet fra hoydedata.no (Kartverket, 2019a)

Tolkning

Den øvre undulerende flaten tolkes til å være overflaten på et fluvialt delta, mens forsenkningen og den overliggende kanten tolkes til å være en elvededskjæring. Økt vannstand under flom fører til at elven kommer til på områder, som under normale forhold ikke er tilgjengelig. Økt kompetanse og kapasitet fører til at elven kan erodere i disse sedimentene og resedimentere materialet på nye områder. De langstrakte forhøyningene ved randen av nedsenkningen består av sedimenter med høy kornstørrelse, som krever mye energi for å transporteres. De opprevde trestubbene tyder på at de har blitt utsatt for høy energi, og at den utøvende kraften har kommet fra elvekanalen. Forhøyningene tolkes derfor til å være leveer avsatt etter gjentatte flommer. Trestubbenes orientering antyder at vann med høy energi strømmer over deltaflaten under flomhendelser.

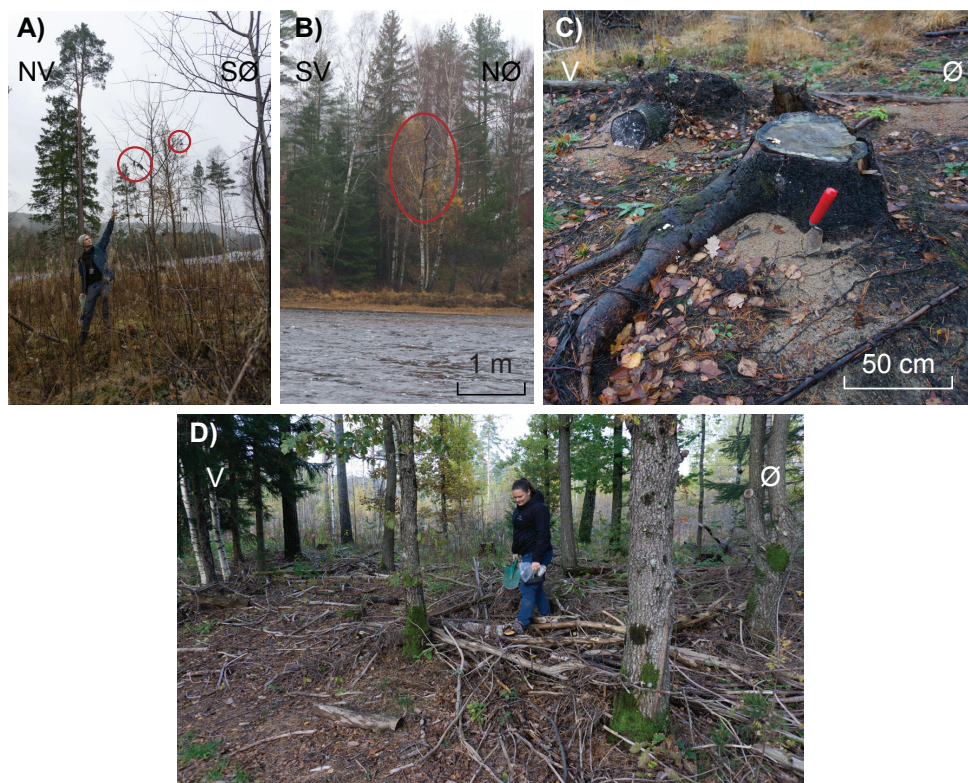
Lokalitet 3.2: Flomtransportert materiale

Observasjoner

Deltaflaten er dominert av skog og ved flere tilfeller ligger greiner og pinner i større ansamlinger på bakken. Enkelte ansamlinger er bredt rundt trestammer og ligger konsekvent på nordlig side av stammene (figur 5.6D). Mindre kvister og gressklynger observeres i flere tilfeller hengende i trær (figur 5.6C), samt også i en kabel som går over elvekanalen (figur 5.6A). Bak enkelte trestubber finnes små hauger av godt sortert sand, konsekvent på sørlig side av trestubbene (figur 5.6C).

Tolkning

Kvistene, gressklyngene og sandhaugene tolkes til å være spor etter flommen i oktober 2017. Under flommen kulminerte vannstanden i Flakksvann på 8,24 m over normalen (Langsholt og Holmqvist, 2017). Det er derfor trolig at kvister og gress har blitt transportert av elvestrømmen over deltaet og blitt fanget i trær og busker. Ansamlingene av sand, kvister og greiner ved trestammene virker som indikatorer på strømningsretning. Kvistene har blitt avsatt på støtsiden av elvestrømmen, mens sandhaugene har blitt avsatt på lesiden av elvestrømmen. Orienteringen på det flomtransporterte materialet, indikerer at vannet fra Tovdalselva strømte over deltaet, i en nord-sør orientert retning under flommen i 2017. Dette er trolig også tilfellet under andre store flommer.



Figur 5.6: Flomtransportert materiale ved Flaksvann. A) Klynger av gress henger i trær. B) En kvist henger i en kabel over Tovdalselva. C) Sandhauger lokalisert på sørlig side av trestubber. D) Ansamlinger av kvister og grener rundt nordlig side av trestammer.

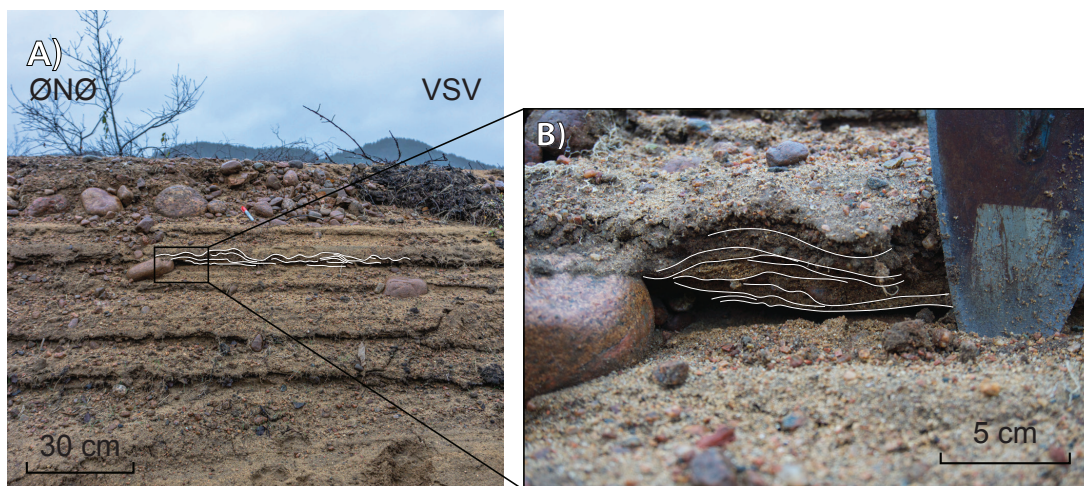
Lokalitet 3.3: Utsnitt av flomslette

Observasjoner

Et utsnitt som blottlegger en sedimentær lagrekke er synlig ved sørenden av deltaflaten. Utsnittet har orientering vest-sørvest–øst-nordøst og synliggjør en serie horionstale lag, med tykkelser mellom 5–20 cm. Sedimentene består av godt sorterte vekslende lag av sandholdig grus og grusholdig sand, og enkelte inntredende steiner (figur 5.7A). Majoriteten av klastene er rundet, men enkelte er kantrundet. Sandlag har undulerende laggrenser med lavvinklet krysslaminasjon som faller mot vest-sørvest (figur 5.7B).

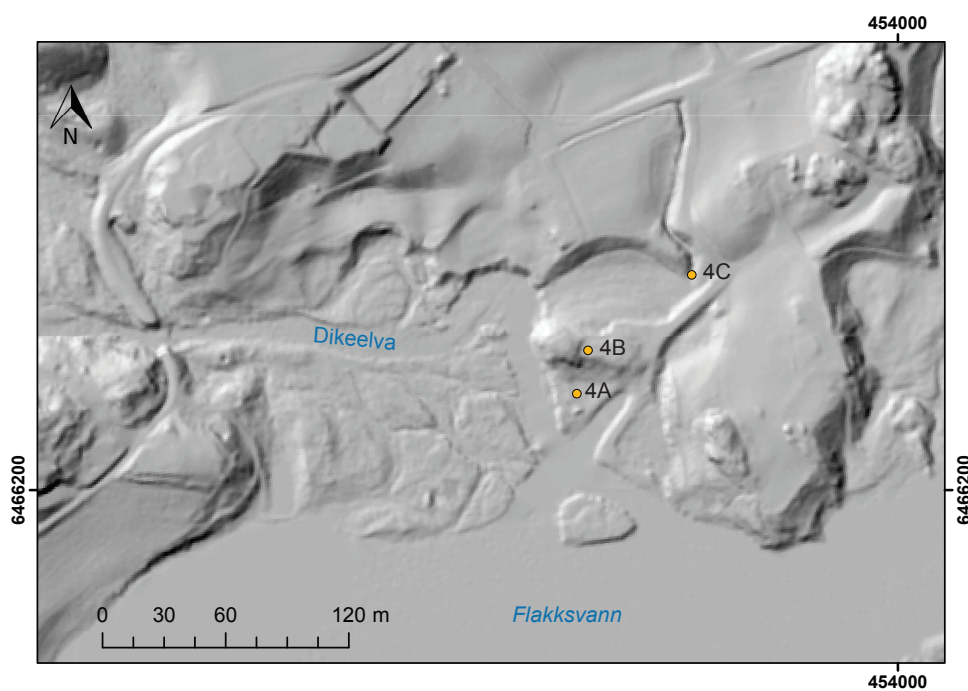
Tolkning

De horisontale lagene i snittet er karakteristiske for en flomslette, hvor de sorterte lagene av vekselvis sand og grus gjenspeiler ulike strømningshastigheter. Den lave gradienten på strømriflene kan forklares av at krysslaminasjonen er delvis vinklet inn mot utsnittet. Dette gir en tilsynelatende lavere gradient på riflene og innebærer at lagene har blitt avsatt ved strømming fra nord-nordøst–sør-sørvest.



Figur 5.7: A) Horisontalt orienterte lag av matriksbåret sand med runda klaster av grus og enkelte steiner. B) Enkelte lag har undulerende laggrenser med lavvinklet krysslaminasjon som faller mot vest-sørvest

5.1.4 Lokalitet 4: Dikeelva



Figur 5.8: Skyggerelieffmodell over lokalitet 4. Tre ulike jordarter er identifisert ved henholdsvis 4A, 4B og 4C. Skyggerelieffmodellen er utarbeidet i ArcMap 10.7 fra DTM med 1 m oppløsning, tilgjengelig fra hoydetata.no (Kartverket, 2019a)

Observasjoner

På østlig side av Dikeelva, nær elvas innløp i Flakksvann, observeres en flate. Løsmassene på flaten består av runda steiner og grus, med en matriks av sortert grov sand (figur 5.8A). Klaster av samme kornstørrelse kan observeres i elvekanalen. Ovenfor denne flaten ligger en forhøyning av fast fjell, med et overliggende, usammenhengende løsmassedekke bestående av veldig godt sortert sand (figur 5.8B). Sanden er lite kompakt, og har et lavt innhold av organisk materiale. Nordøst for denne forhøyningen observeres en avlang forsenkning med en bekk i bunnen (figur 5.8C). Forsenkningen synliggjør grå løsmasser dominert av silt og veldig fin sand, men som også inneholder leire. Løsmassene fra flaten, forhøyningen og forsenkningen ligger henholdsvis 20, 25 og 22 moh.

Tolkning

Løsmassene på flaten ved Dikeelva (4A) tolkes til å være fluviale og avsatt på en elveslette ved høyere vannstand, eksempelvis under flom. Avsetningene på forhøyningen er bedre sortert, som indikerer lav fluktusjon i energien til den avsettende agens. Løsmassenes tolkes derfor til å tilhøre de glasifluviale sedimentene, avsatt under samme tidsrom som det store glasifluviale deltaet ved lokalitet 1. Sedimentene må derfor ha blitt avsatt i stillestående hav, og kan derfor utgjøre skrålag tilhørende det glasifluviale deltaet. De finkornede løsmassene i forsenkningen (4C) tolkes til å være avsatt i et enda roligere miljø enn ved forhøyningen (4B), og tolkes derfor til å være marine sedimenter. Sedimentene kan ha vært avsatt før de glasifluviale sedimentene, men er mer trolig bunnlag tilknyttet det glasifluviale deltaet. Kontinuerlig landheving gjennom holocen har ført til en senking av erosjonsbasis, erosjon av glasifluviale avsetninger og eksponering av marine avsetninger. De groveste sedimentene har så blitt resedimentert på elvesletten ovenfor Dikeelva, mens de mer finkornede fraksjonene kan ha blitt transportert ut i innsjøen.

5.1.5 Lokalitet 5: Marine avsetninger

Observasjoner

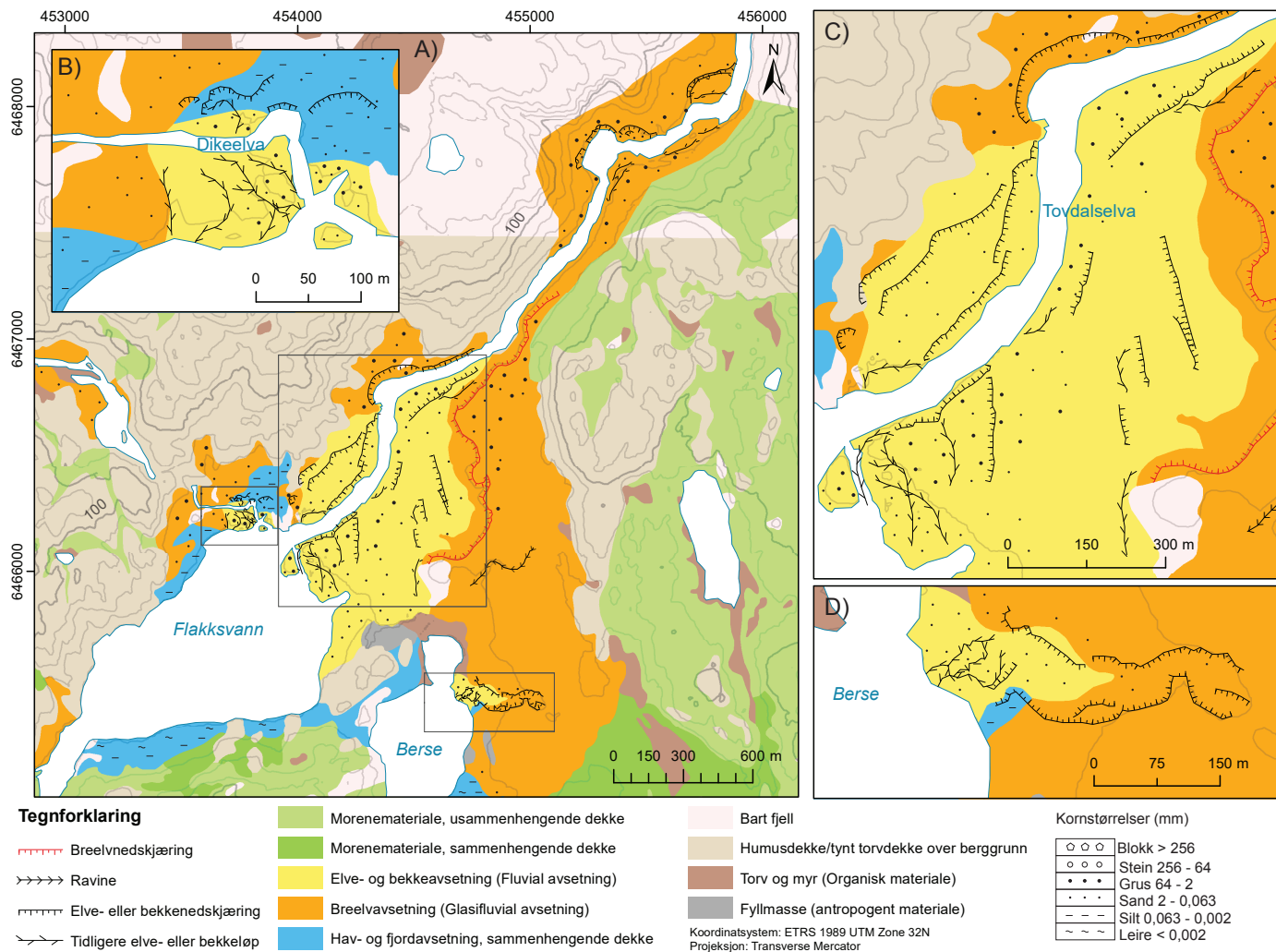
For å undersøke utbredelsen av de finkornede, antatte marine sedimentene observert ved lokalitet 4, ble også mer distale områder med hensyn på de glasifluviale avsetningene ved lokalitet 1 undersøkt. Utsnitt ble derfor gravd på sørlig ende av Berse (26 moh.). Utsnittet blottlegger en lagpakke av grå veldig godt sorterte minerogene sedimenter av leire og silt.

Tolkning

De finkornede sedimentene tolkes til å ha marint opphav, på grunn av lavt organisk innhold, høy sorteringsgrad, og og innhold av leire. Dette indikerer avsetning under jevnt rolige forhold. Sedimentene antas å ha opphav fra breelvene som avsatte den glasifluviale terrassen, i likhet med bunnlagene ved lokalitet 4. Disse sedimentene er avsatt mer distalt fra kilden og har derfor et større innhold av leirefraksjonen.

Oppsummering

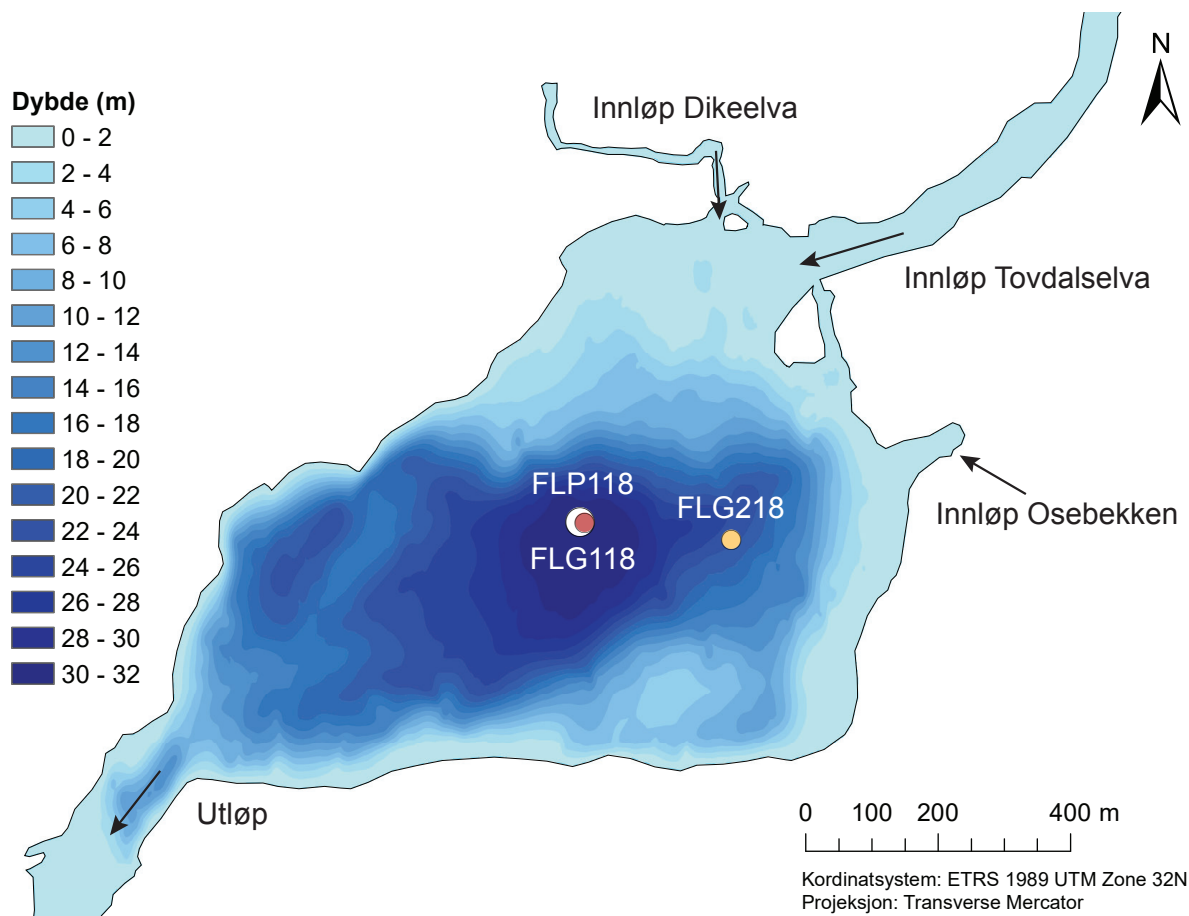
Resultatet av kartleggingen er presentert i det kvartærgeologiske kartet i figur 5.9. Erosjonsstrukturer og kornstørrelser i sorterte sedimenter (glasifluviale, fluviale og marine) er lagt til. Etter yngre dryas, og avsettelse av raet sør for Flakksvann, trakk breene seg innover i landet og avga store mengder smeltevann og sedimenter. På dette tidspunktet var havnivået betydelig høyere enn i dag, noe som førte til avsetning av det store glasifluviale deltaet (52 moh.) nord for Flakksvann, og marine avsetninger i dalbunnene distalt i forhold til deltaet. Ytterlige glasifluviale avsetninger ble avsatt i dalbunnene nord for Flakksvann gjennom deglasiasjonen. Disse avsetningene utgjør en stor andel av sedimentene som er tilgjengelig for remobilisering av Tovdalselva. Gjennom holocen har elvene erodert i de glasifluviale avsetningene og stedvis blottlagt marine avsetninger. Sedimentene har blitt resedimentert på elvesletter og delta ved Flakksvann, Dikeelva og Berse. Elvesletter og delta har vider blitt utsatt for ytterlig fluvial erosjon, trolig under flomhendelser, og etterlatt elvenedskjæringer og kanalstrukturer i fluviale avsetninger. Identifisert flomtransportert materiale på Flakksvanns delta vitner om mobilisering av både minerogene og organiske sedimenter under flom.



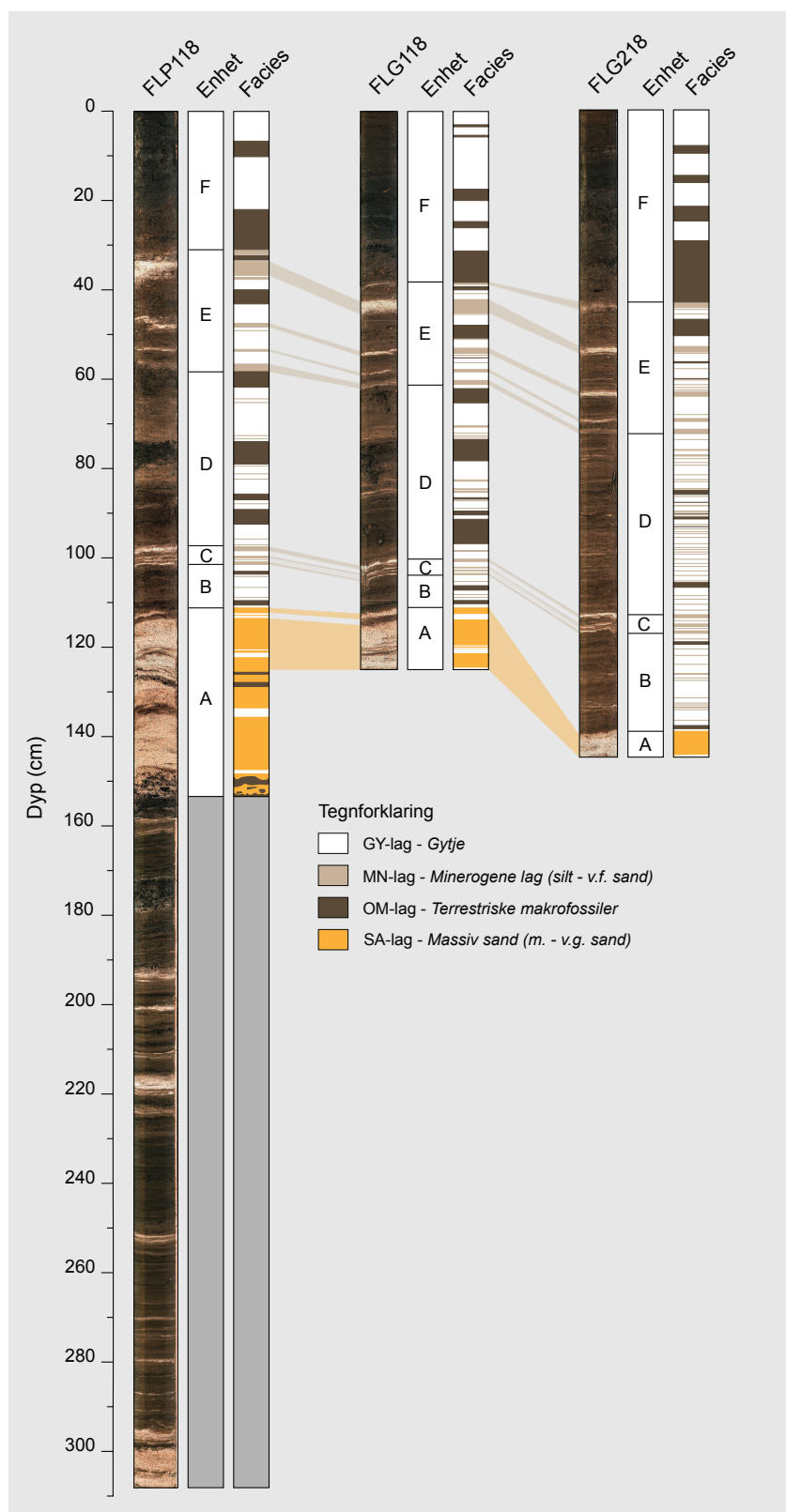
Figur 5.9: A) Kvartærgeologisk kart over Birkeland, med vektleggelse på fluviale erosjonsstrukturer og kornstørrelse av sorterte sedimenter. Kartleggingen påviser fluvial erosjon i glasifluviale, fluviale og marine avsetninger ved Dikeelva (B), Flakksvann (C) og Berse (D). Kartet er produsert i ArcMap 10.7 ved hjelp av løsmassepolygoner fra NGUs løsmassedatabase (NGU, 2020b). Koter med 20 m ekvidistanse er konstruert fra en DTM med 10 m oppløsning (Kartverket, 2019a).

5.2 Sedimentkjerner

Under feltarbeidet i november 2018, ble tre sedimentkjerner samlet inn fra to borelokaliteter i Flakksvann (figur 5.10). FLG118 og FLP118 er hentet fra innsjøens dypeste punkt og nærmest innløpet til Tovdalselva. FLG218s borelokalitet ligger nærmere Osebekken, som tilløper Flakksvann fra Berse.



Figur 5.10: Batymetrisk kart over Flakksvann med ekvidistanse på 2 m mellom fargene. Kartet er konstruert med interpoleringsmetoden *Topo to Raster* med standard innstillinger i ArcMap 10.7. Borelokaliteter for sedimentkjernene FLP118 og FLG118 er lokalisert på innsjøens dypeste punkt og nærme innløpet fra Tovdalselva og Dikeelva. FLG218 er innhentet på et grunnere område nærmere innløpet fra Osebekken, som tilløper fra Berse.



Figur 5.11: Fremstilling av sedimentkjerner (fra venstre: FLP118, FLG118, FLG218) med inn-delte enheter og facies. Visuell korrelasjon av kjernene er basert på tykke minerogene lag (MN) i Enhet E og Enhet C, samt de massive sandlagene (SA) i Enhet A.

De 3 innsamlede sedimentkjernene fra Flakksvann har fire distinkte litologiske facies:

1. *Gytje (GY-lag)*: Mørkt sediment av finkornet silt med høyt organisk innhold.
2. *Minerogene lag (MN-lag)*: Distinkte, lyse, horisontale lag av minerogent materiale med kornstørrelser mellom silt og fin sand. Tykkelsen på lagene varierer mellom 1 mm og 2 cm.
3. *Terrestriske makrofossiler (OM-lag)*: Fragmenter av pinner, barkebiter og sagflis, som opptrer både enkeltvis og som større ansamlinger.
4. *Massiv sand (SA-lag)*: Medium til grov sand med enkelte grusklaster.

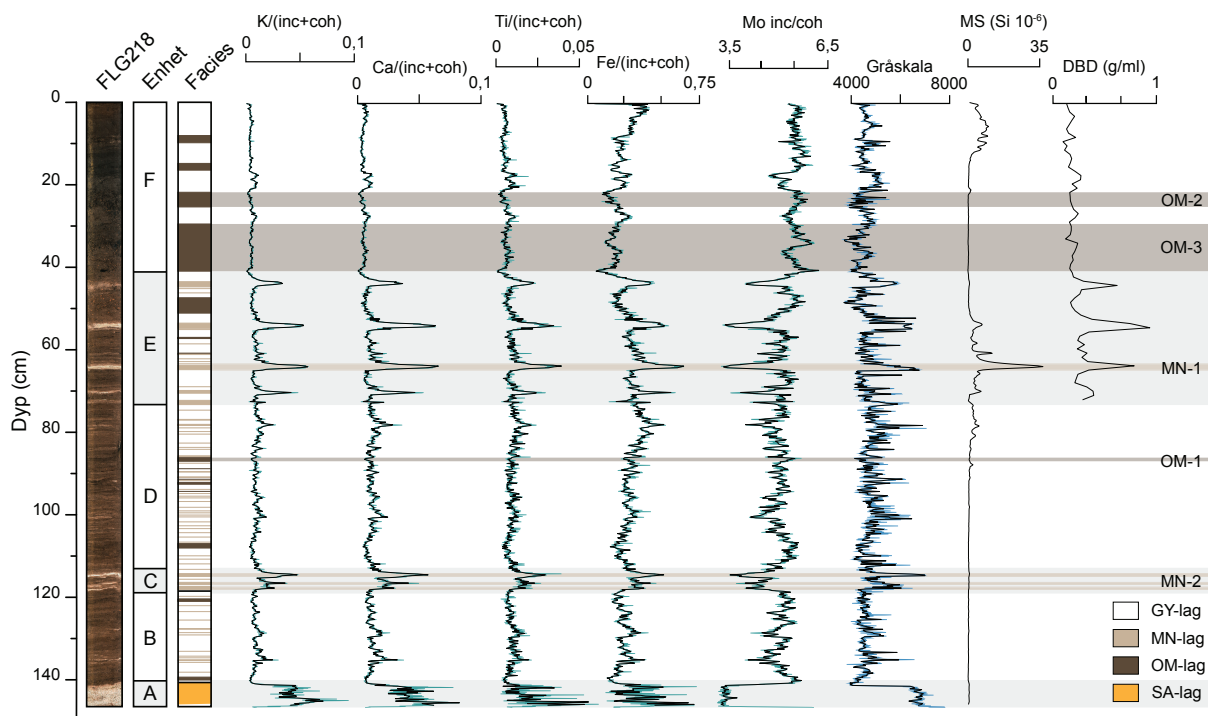
Basert på vekslingen mellom de fire sedimentære facies kan kjernene deles inn i 6 enheter:

- *Enhet A*: Enheten er dominert av massive SA-lag. Lagpakken inneholder flere mørke horisonter av organisk materiale, som opptrer på steder hvor kornstørrelsen er lavere. Bunn av lagpakken har en erosiv base med intraklaster av organisk gytje og terrestriske makrofossiler.
- *Enhet B*: Vekslinger av tynne MN-lag, OM-lag og GY-lag opptrer med vekslende hyppighet gjennom enheten. Enheten er betydelig tykkere i FLG218 enn i FLG118 og FLP118.
- *Enhet C*: Enheten består av vekslende tykke MN-lag som brytes av GY-lag. Tre MN-lag kan korreleres visuelt mellom samtlige kjerner.
- *Enhet D*: Tynne MN-lag, OM-lag og GY-lag opptrer med vekslende hyppighet gjennom enheten, tilsvarende Enhet B. OM-lagene i FLP118 og FLG118 er mer distinkte, tykkere og består av større fragmenter enn i FLG218. MN-lagene er til gjengjeld mer distinkte i FLG218.
- *Enhet E*: Enheten består av vekslende tykke MN-lag og GY-lag, tilsvarende Enhet C. De fire tykkeste lagene kan korreleres visuelt mellom kjernene. OM-lag dominert av sagflis opptrer hyppig i enheten.
- *Enhet F*: Enheten går fra å bestå av tykke kaotiske OM-lag, bestående av pinner, bark og sagflis, til å bli mer dominert av løspakkede vekslinger av GY-lag og OM-lag. De tykke lagene inneholder også minerogene partikler med kornstørrelse fin sand.

Den erosive bunnen i Enhet A indikerer et brudd i arkivets kontinuitet. Dette reflekteres av ^{14}C -aldere under og over enheten i FLP118, som henholdsvis er datert til 2680 ± 30 BP og 775 ± 30 BP, og som vil bli videre presentert i (tabell 5.1) og kapittel 5.6. Dette underbygger mistanken erosjon av den sedimentære lagrekken i Flakksvann, og fører til et brudd i arkivets kontinuitet. Hovedfokuset for flomrekonstruksjonen vil derfor basere seg på den overliggende litologien (Enhet B–E). Ved visuell korrelasjon av tykke MN-lag i Enhet E og C observeres det at Enhet B er tykkere i FLG218, og inneholder derfor et lengre arkiv før Enhet A. FLG218 har også mer distinkte laggrenser enn FLP118 og FLG118, som inneholder større terrestriske makrofossiler. FLP118 og FLG118 er innsamlet nærmere innløpet til Tovdalselva, som kan by på utfordringer ettersom borelokaliteten kan være mer utsatt for erosjon. Pinner og større fragmenter kan også være problematisk med tanke på måleinstrumenter som XRF, som krever en jevn overflate for å utføre gode målinger (Croudace et al., 2006). Majoriteten av analysene vil derfor gjøres på litologien i FLG218.

5.3 FLG218: Fremstilling av parametere

Et utvalg av XRF-parametere (K, Ca, Ti, Fe, Rb, Si, Mn, Sr, Mo inc/coh) har blitt gjort basert tidligere studier av innsjøsedimenter, hvor målet har vært å finne spor etter minerogene sedimenter (Davies et al., 2015 med referanser). Disse parametere velges også på bakgrunn av høye tellerater, som medfører en god signal–støy ratio. Forholdet mellom “coherent” og “incoherent scattering” (Mo inc/coh) har i flere studier blitt brukt som en proxy på innhold organisk materiale. Forholdet er avhengig av gjennomsnittlig atomnummer i sedimentet, og siden karbon har et lavere atomnummer enn minerogene partikler som karbonater og silikater, gjenspeiler høy Mo inc/coh mer organisk materiale (Guyard et al., 2007; Burnett et al., 2011). Fluktuasjoner i vanninnhold og organisk materiale kan derfor gjøre det vanskelig å utføre nøyaktige XRF-målinger av grunnstoffer med lav atommasse. Endringer i rådataene til enkelte grunnstoffer kan derfor være en effekt av fluktuasjoner i vanninnhold og organisk materiale, og ikke relatert til geokjemiske endringer. For å korrigere for noe av usikkerheten tilknyttet innholdet av vann og organisk materiale normaliseres alle elementer ved bruk av total scattering (inc+coh) (f.eks. Guyard et al., 2007; Kylander et al., 2011; Davies et al., 2015; Røthe et al., 2019a). Variabiliteten til enkelte utvalgte XRF-parametere, gråskalaverdier fra CT-analyse, MS og DBD er fremstilt i figur 5.12. Rådata fra XRF, MS, DBD og CT er tilgjengelig i vedlegg 2.



Figur 5.12: Resultater fra fremstilling av geokjemiske, magnetiske og fysiske parametre i FLG218. Fra venstre: Overflatebilde av FLG218, enheter, facies, XRF-parametre ($K/(inc+coh)$, $Ca/(inc+coh)$, $Ti/(inc+coh)$, $Fe/(inc+coh)$, $Mo\ inc/coh$), gråskala, MS, DBD). XRF-parametre og gråskala er innsamlet med 0,05 cm oppløsning (grønn og blå kurve) og utjevnet med et fem punkts løpende gjennomsnitt (sort kurve).

GY-lag har gjennomgående relativt lave verdier i samtlige parametre (K -, Ca -, $Ti/(inc+coh)$) ~ 0 , $DBD\ (g/cm^3) \sim 0,25$, gråskala ~ 4500) med unntak av $Mo\ inc/coh$, som har relativt høye verdier ($> 5,65$). MS viker fra dette mønsteret i øvre del av Enhet F (0–12 cm), hvor verdiene er jevnt høye ($5\text{--}10\ SI\ 10^{-6}$) og viser høy variabilitet.

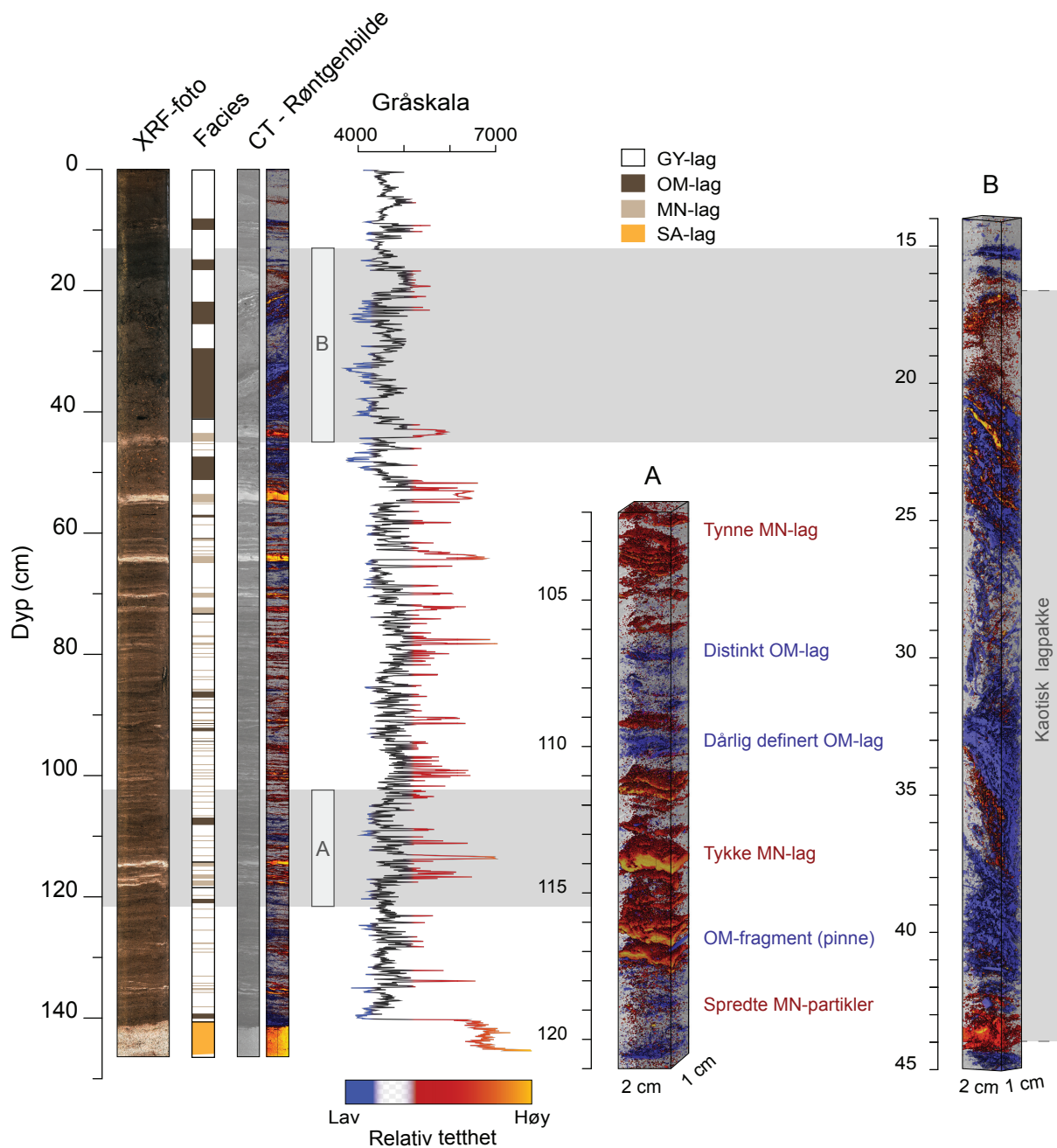
MN-lag gjenspeiler høye verdier hos samtlige parametre ($K/(inc+coh) > 0,01$, $Ca/(inc+coh) > 0,0125$, $Ti/(inc+coh) > 0,01$, gråskala > 5000 , $DBD\ (g/cm^3) > 0,35$) med unntak av $Mo\ inc/coh$, som gjenspeiler lave verdier (< 5). De tykke lagene i Enhet C og E har spesielt høy DBD ($0,95\ g/cm^3$ i MN-1), $K/(inc+coh)$ ($0,057$ i MN-1), $Ca/(inc+coh)$ ($0,065$ i MN-1) og $Ti/(inc+coh)$ ($0,04$ i MN-1), mens de er spesielt lave for $Mo\ inc/coh$ ($3,29$ i MN-1) (figur 5.12). De tykke MN-lagene gjenspeiler intern variabilitet i lagene, som er spesielt synlig i gråskalaverdiene. MS viser store kontraster i tykke, visuelt like MN-lag. MN-1 i Enhet E har spesielt høy MS ($36\ SI\ 10^{-6}$) i likhet med XRF-parametrene og DBD , mens MN-2 i Enhet C har MS-verdier $\sim 0\ SI\ 10^{-6}$.

OM-lag er vanskelig å skille fra GY-lag ved bruk av variabiliteten hos DBD, MS og $K/(inc+coh)$, $Ca/(inc+coh)$ og $Ti/(inc+coh)$. $Fe/(inc+coh)$ og gråskala, og Mo inc/coh identifiserer tynne distinkte OM-lag som henholdsvis markante bunner og topper (OM-1) (figur. 5.12). Større og mer spredte ansamlinger gjenspeiler derimot en mer generell senkning og økning av variabiliteten (OM-2). Det tykke laget i bunnen av Enhet F (OM-3) skiller seg ut da det er stor intern variabilitet i laget.

Fra voxelmodellen konstruert fra CT-skanningen av FLG218 kan den relative tettheten til de sedimentære facies visualiseres fra oppgitte gråskala-intervaller (figur 5.13). Dette synliggjør sedimentære egenskaper som er vanskelig å observere ved logging. Siden GY-lag er gjennomgående i hele kjernen og kan tolkes som bakgrunnsediment, visualiseres kun MN-lag og OM-lag. Dette gjør det enklere å identifisere laggrenser, ettersom "tomme områder" kan tolkes som perioder med normal sedimentasjon.

MN-sediment har relativt høye gråskalaverdier (≥ 5000). Partiklene opptrer som tykke og tynne distinkte lag, men også som mer spredte ansamlinger. Gjennom visualiseringen synliggjøres MN-lag i Enhet F, som ikke er like visuelt fremtredende som i de underliggende enhetene B, C, D og E. OM-lag har relativt lave gråskalaverdier (< 4500) og opptrer både som enkle fragmenter og større ansamlinger i lag. De fleste av lagene har dårlig definerte laggrenser, mens enkelte lag er mer distinkte (figur 5.13A).

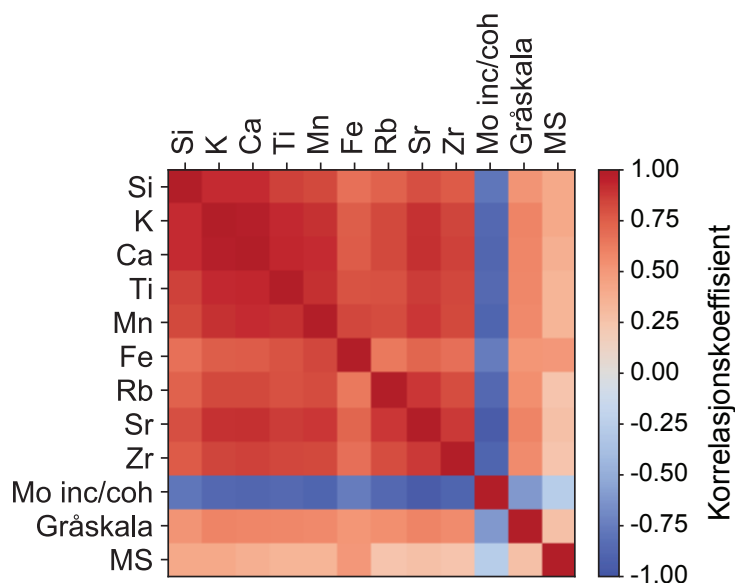
I nedre halvdel av Enhet F (17–44 cm) ligger en stor sammenhengende, kaotisk ansamling av MN- og OM-sediment, tidligere omtalt som OM-3 i figur 5.12. Lagpakken har en større ansamling av MN-sediment i bunnen og går over til å inneholder større mengder OM-sediment og spredte MN-partikler. Lagpakken innehar også enkelte skråstilte MN-lag (5.13B). På grunn av den kaotiske litologien og høy tykkelse, tolkes lagpakken til å være avsatt i en engangshendelse, for eksempel en massebevegelse. Lagpakken vil derfor videre omtales som MB-lagpakken.



Figur 5.13: Sammenligning av overflatebilde fra XRF-skanning, og røntgenbilder fra CT-skanning av FLG218. A) 3D røntgenbilde av et utvalgt område i FLG218. Ansamlinger av partikler med relativt høy (røde/gule partikler) og lav (blå partikler) gråskala gjenspeiler henholdsvis MN-lag og OM-lag. B) En kaotisk lagpakke med sammenhengende partikler av både lav og høy tetthet (17–44 cm) tolkes til å være en avsetning av en massebevegelse (MB-lagpakken).

5.4 Korrelasjonsanalyse og PCA

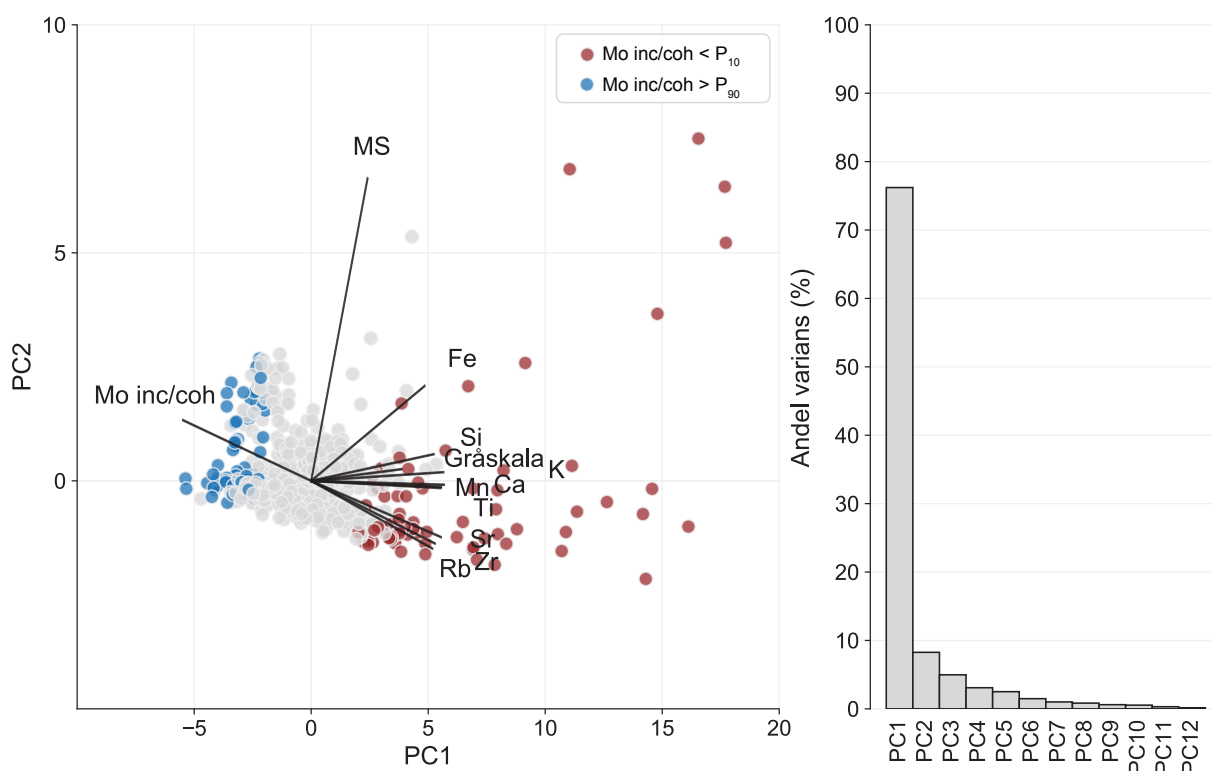
For å kvantifisere hvordan de ulike parameterne i FLG218 varierer med hverandre er en korrelasjonsanalyse utført. Korrelasjonsmatrisen i figur 5.14 illustrerer samvariasjonen mellom de utvalgte parameterne i datasettet gjennom en utregnet Pearsons produkt–moment korrelasjonskoeffisient ($r = 1-(-1)$). Korrelasjonsanalysen viser at samtlige XRF–parametere korrelerer sterkt positivt med hverandre ($r = 0,74-0,98$) og sterkt negativt med Mo inc/coh ($r = (-0,77)-(-0,95)$). Unntaket er Fe/(inc+coh), som er litt mer uavhengig med henholdsvis ($r = 0,67-0,84$) og ($r = -0,74$). MS viker i enda større grad fra denne trenden og er mer uavhengig av andre parametere. MS har likevel en gjennomgående svak positiv korrelasjon med XRF–parametere og gråskala ($r = 0,25-0,51$) og svak negativ korrelasjon med Mo inc/coh ($r = -0,26$). Gråskala deler det samme mønsteret som majoriteten av XRF–parametere, men med mer uavhengige korrelasjonskoeffisienter ($r = 0,52-0,60$). En fullstendig tabell med kalkulerte r –verdier fra korrelasjonsanalysen, er vist i vedlegg 2.



Figur 5.14: Korrelasjonsmatrise som viser samvariasjonen mellom parameterne i datasettet. Parametere med positive r –verdier viser samme variabilitet, parametere med negative r –verdier viser motsatt variabilitet, og parametere med r –verdier lik null er uavhengige av hverandre. Alle XRF–parametere (Si, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb, Sr og Zr) er normalisert med inc+coh.

For å tydeliggjøre hvordan variabiliteten av parameterne samsvarer med hverandre, ble en principal komponent analyse (PCA) utført på datasettet. PCA er en multivariat analyse som går ut på å redusere dimensjonene av variansen i datasettet, identifisere felles mønstre i et datasets parametere, og finne ut hvilke parametere som er viktigst for variansen i datasettet. En PCA

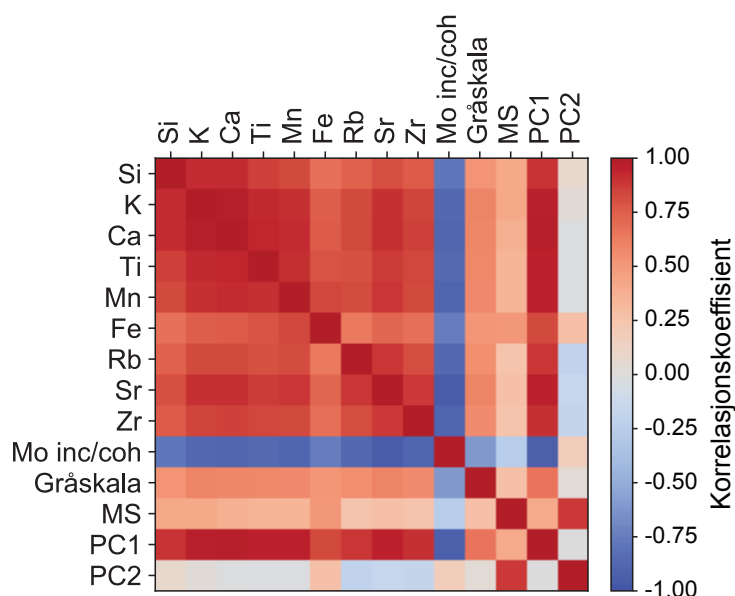
arrangerer et datasets parameterne i et nytt koordinatsystem, basert på komponentakser som beskriver variansen i datasettet. Variansen i datasettet deles inn i lineære uavhengige prinsipale komponenter. Disse har en tilegnet egenvektor og egenverdi, som henholdsvis gjenspeiler retningen til komponenten i henhold til variansen, og komponentens viktighet med hensyn på den totale variansen i datasettet. Alle parameterne i datasettet arrangeres i det nye koordinatsystemet ved å gis en “vekting”, som er et mål på hvor godt parameteren korrelerer med de ulike komponentene. Parametere som viser samme vekting viser altså tilnærmet lik variabilitet, noe som kan brukes til å identifisere mønstre i datasettet. Siden PCA er en analyse som maksimerer variansen i et datasett, er standardisering av parametere med ulik skalering nødvendig for å oppnå et best mulig resultat (Birks, 1987).



Figur 5.15: PCA av målte parametere i FLG218. Søylediagrammet illustrerer de prinsipale komponentenes andel av den totale variansen i datasettet (egenverdi). Spredningsplottet viser hvert målepunkts verdi med hensyn på PC1 og PC2, hvor farger er tildelt punktene basert på Mo inc/coh-verdi. Parameternes “vekting” med hensyn på komponentaksene er illustrert av vektorene. Vektorer som peker med X-aksen korrelerer positivt med PC1, mens vektorer som peker med Y-aksen korrelerer positivt med PC2. Vektorens lengde reflekterer viktigheten av parameteren med hensyn på de to komponentene.

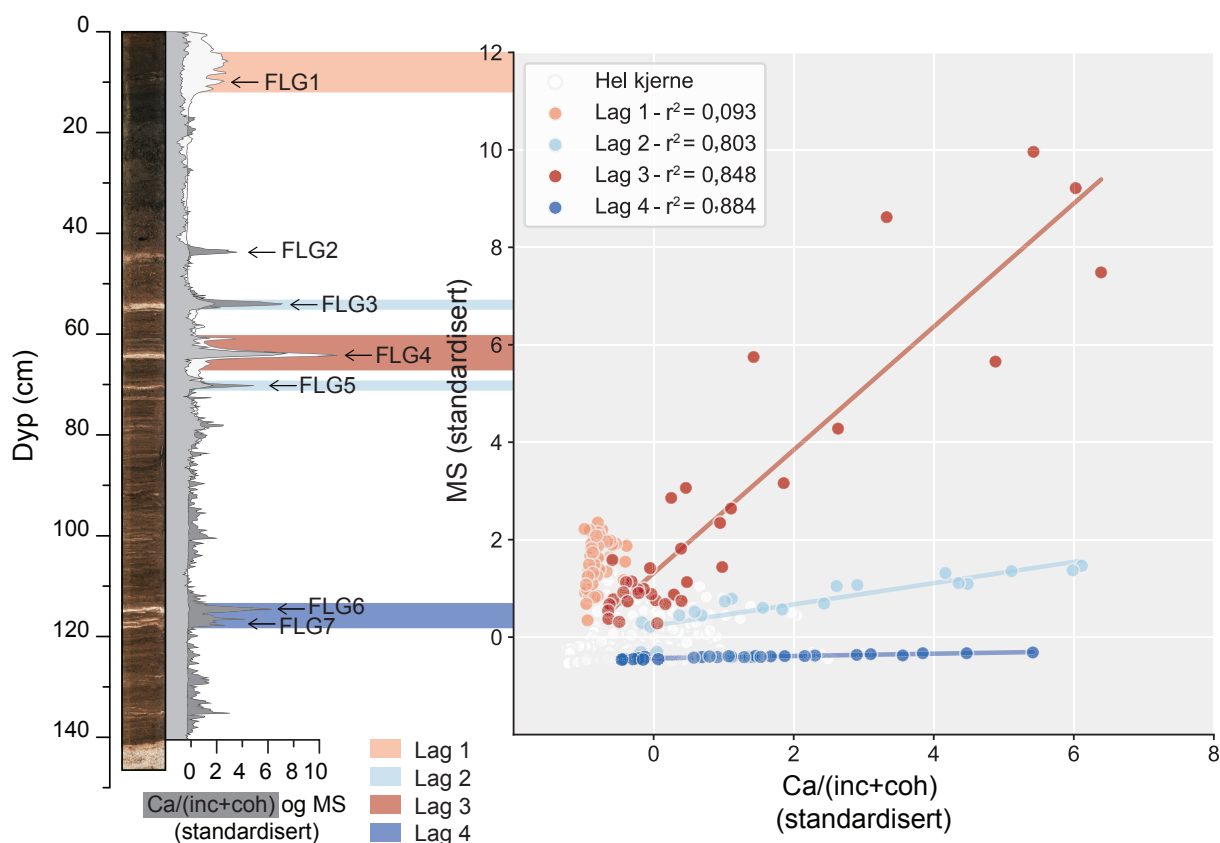
Ved utført PCA av parameterne i FLG218 (XRF, MS, gråskala) benyttes to prinsipale komponenter (PC1 og PC2) som står for henholdsvis 76 % og 8 %, og dermed 84 % av den totale variansen i datasettet (figur 5.15). Dette indikerer at et dominerende signal i datasettet reflekteres av PC1. Figur 5.15 viser et spredningsplott av PC1 og PC2 og vektorer som reflekterer parameterens innflytelse på komponentene. Parametere som peker med x-aksen (f.eks. Ti, K, Ca, gråskala) samsvarer med PC1, mens parametere som peker med y-aksen (MS) samsvarer med PC2. Hver parameter har en viss innflytelse på begge komponentene, og summen av disse angir “vektingen” og viktigheten av parameteren i dimensjoneringen av variansen i datasettet. Lengden på pilene tilsvarende denne viktigheten.

Ved å legge inn PC1 og PC2 i korrelasjonsmatrisen illustreres maktforholdet mellom komponentene (figur 5.16). Samtlige parametere korrelerer best med PC1 ($r = 0,66$ – $0,97$), med unntak av MS. MS korrelerer best med PC2 ($r = 0,88$), men også svakt positivt med PC1 ($r = 0,41$). Mo inc/coh har sterk negativ korrelasjon med PC1 ($r = -0,94$) og gjenspeiler det motsigende signalet av PC1. PC1 viser altså det primære mønsteret i datasettet, som reflekteres av XRF-parametere og gråskala. PC2 gjenspeiler avvikene fra PC1, og er hovedsaklig styrt av MS. En fullstendig tabell med kalkulererte r -verdier fra korrelasjonsanalysen er vist i vedlegg 2.



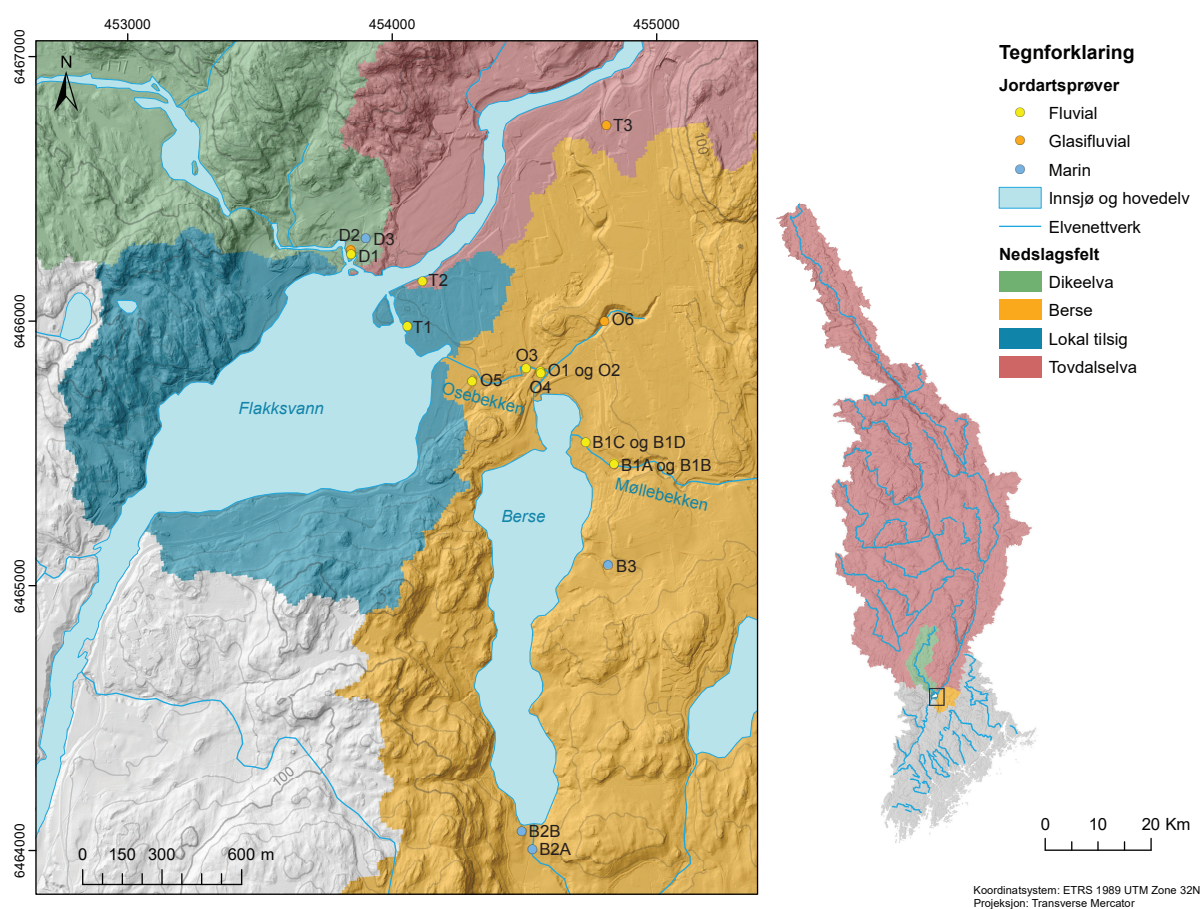
Figur 5.16: Korrelasjonsmatrise av utvalgte parametere fra FLG218 og prinsipale komponenter fra utført PCA (PC1 og PC2). Alle XRF-parametere (Si, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Rb, Sr og Zr) er normalisert med inc+coh. Majoriteten av XRF-parametere korrelerer sterkt positivt med PC1 med unntak av Mo inc/coh, som korrelerer sterkt negativt. Ca, K, Ti og Sr gjenspeiler PC1 best av samtlige parametere. MS korrelerer sterkt positivt med PC2, mens samtlige resterende parametere viser nær uavhengige korrelasjonskoeffisienter.

Fra PCA fremkommer to signaler som gjenspeiler variansen av parameterne i FLG218. For å studere forholdene mellom disse signalene selekteres derfor en representativ parameter fra hvert signal. MS er den viktigste parameteren for PC2 ($r = 0,88$), mens $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$, $\text{K}/(\text{inc}+\text{coh})$, $\text{Ti}/(\text{inc}+\text{coh})$ og $\text{Sr}/(\text{inc}+\text{coh})$ er de viktigste parameterne for PC1 ($r = 0,95\text{--}0,97$). $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$ velges ut som representant for PC1 på bakgrunn av høyest r -verdi (0,97). Ved å plote $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$ mot MS synliggjøres fire populasjoner 5.17. I tre av populasjonene (Lag 2, Lag 3, Lag 4) observeres høy $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$, mens MS har ulik magnitudo i hver populasjon. Lag 2, 3 og 4 viser nær lineære forhold i de to signalene, som gjenspeiles av høye determinasjonskoeffisienter ($r^2 = 0,803, 0,848, 0,884$), utregnet med lineær regresjon av punktene i populasjonene. Denne verdien illustrerer hvor mye av variansen som kan forklares av det lineære forholdet mellom x ($\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$) og y (MS). Den siste populasjonen (Lag 1) karakteriseres av jevnt lav $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$, og høy MS. Det lineære forholdet i Lag 1 er mindre fremtredende enn i de tre andre populasjonene ($r^2 = 0,093$), men punkttettheten er til gjengjeld høyere.



Figur 5.17: Spredningsplott av $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$ og MS i FLG218. Lag 1–4 representerer populasjoner med ulikt forhold i parameterne. Lineær regresjon er utført på samtlige populasjoner. Hvite punkter gjenspeiler alle ekskluderte målinger utenfor populasjonene. Alle populasjoner har høy determinasjonskoeffisient (r^2) med unntak av Lag 1, men som til gjengjeld har høyere punkttetthet.

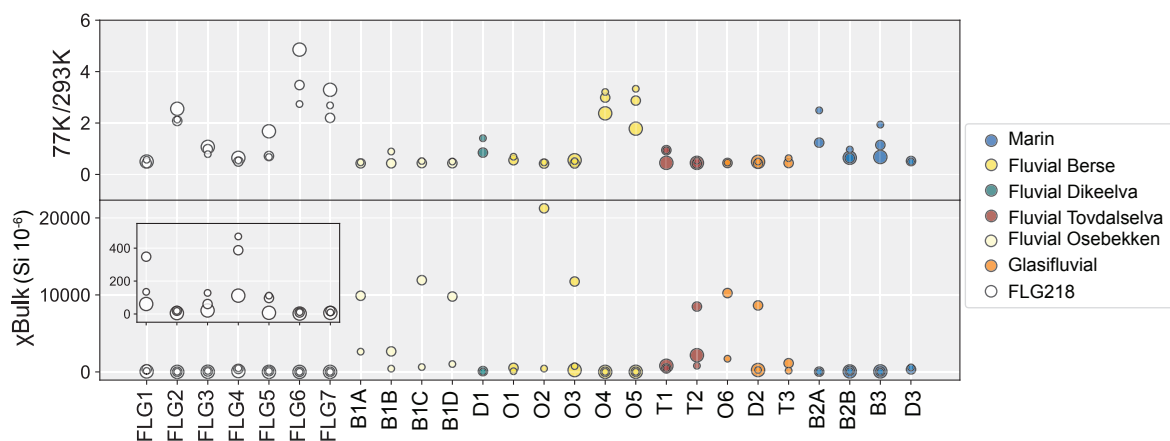
For å forklare variabiliteten i MS i FLG218 ble prøver fra Lag 1–4 i figur 5.17 plukket ut for utførelse av miljømagnetisme. Dette ble også utført på innsamlede jordartsprøver som presentert i kapittel 4.2.3. FLG1 representerer høy MS og lav Ca/(inc+coh) i Lag 1. FLG2, FLG6 og FLG7 representerer lav MS og høy Ca/(inc+coh) i Lag 4. FLG3 og FLG5 representerer høy MS og Ca/(inc+coh) i henholdsvis øvre og nedre Lag 2. FLG4 representerer veldig høy MS og høy Ca/(inc+coh) i Lag 3. XRF-målinger ble også utført på FLG-prøvene med samme innstillinger som jordartsprøvene (tabell 4.1), og verdiene av grunnstoffene oppgis som et gjennomsnitt av 30 målinger. Rådata fra miljømagnetisme og XRF av jordartsprøver er tilgjengelig fra vedlegg 2.



Figur 5.18: Lokalitetskart over innsamlede jordartsprøver. Prøvene er samlet inn fra potensielle kildeområder i Flakksvanns nedslagsfelt (Tovdalselva (rødt område), Dikeelva (grønt område), Berse (gult område), og resterende lokal tilsig (blått område)). Prøvene er tildelt farge med hensyn på jordarten. Høydekoter med ekvidistanse på 20 m og nedslagsfelt fra watershed analyse er utarbeidet i ArcMap 10.7 fra en DTM med 10 m oppløsning, tilgjengelig fra hoydedata.no (Kartverket, 2019a). Elvenettverk, Tovdalsvassdragets nedslagsfelt og innsjøer er hentet fra NVEs hydrologiske database (NVE, 2020a).

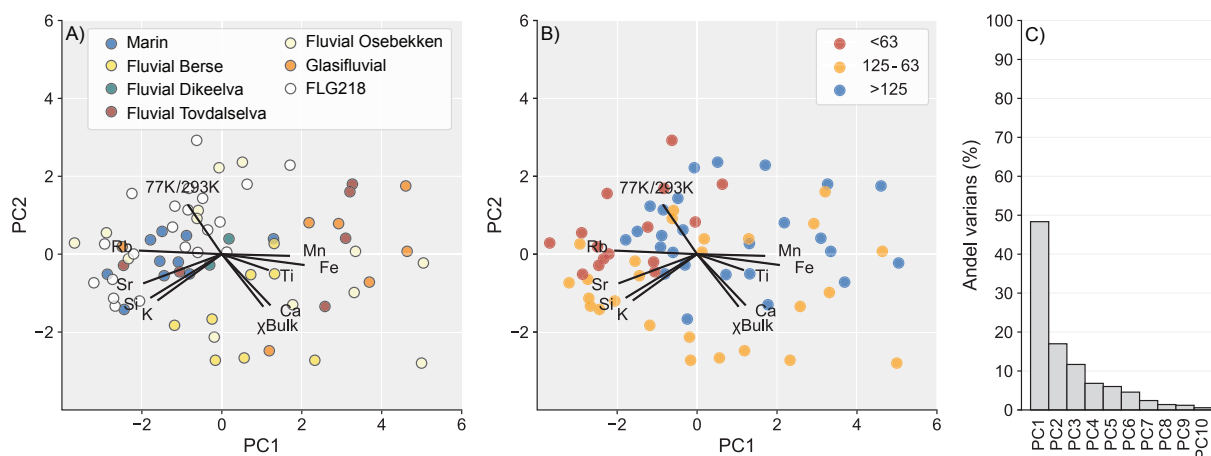
Jordartsprøver fra ulike deler av nedslagsfeltet ble innsamlet under feltarbeidet i november 2018 og oktober 2019, for å knytte avsetningene i Flakksvann (FLG1–7) til potensielle kildeområder. Prøvenes jordarter og innsamlinglokaliteter er illustrert i figur 5.18.

Utført miljømagnetisme i figur 4.2.3 viser at kun den største fraksjonen ($>125 \mu\text{m}$) i FLG6 har en 77K/293K-verdi over 3,8 og “the paramagnetic ratio” (Lanci og Lowrie, 1997). Ferromagnetiske mineraler dominerer altså i både jordartsprøvene og FLG-prøvene. Alle FLG-prøvene med lavest MS fra Lag 4 (figur 5.17) har 77K/293K-verdier over 2. Av jordartsprøvene viser fluviale prøver fra Osebekken (O4 og O5) og marine prøver av kornfraksjonen $<63 \mu\text{m}$ rundt Berse (B2A og B3) tilnærmet like høye verdier. Fluviale prøver tatt rundt Møllerbekken ved Berse (B1A, B1C og B1D), ved Osebekken (O2 og O3), ved Flakksvanns delta (T2), og glasi-fluviale prøver (O6 og D2) viser høye verdier i χ_{Bulk} ($8488\text{--}11918 \cdot 10^{-6}$). O2 fra Osebekken viser eksepsjonelt høy χ_{Bulk} ($21247 \cdot 10^{-6}$). Samtlige prøver med høy χ_{Bulk} er av kornfraksjonen $125\text{--}63 \mu\text{m}$.



Figur 5.19: Resultat av utført miljømagnetisme på jordartsprøver og FLG-prøver. Punktenes fargekode er tilknyttet jordart, mens punktenes størrelse gjenspeiler kornstørrelse ($<63 \mu\text{m}$, $125\text{--}63 \mu\text{m}$, og $>125 \mu\text{m}$). Noter at fluviale prøver er tildelt farge basert på kildeområdet prøven er hentet fra.)

En PCA med to komponenter utført på utvalgte parametere for jordartsprøver og FLG-prøver er illustrert i figur 5.20. Parameterne er plottet som vektorer med hensyn på PC1 og PC2, som henholdsvis står for 49 % og 17 % av den totale variansen i datasettet (figur 5.20C). Fe, Rb og Sr er de viktigste parametrene for PC1, mens Ca, χ Bulk, 77K/293K og K er viktigst for PC2. XRF-parametere viser to motstående signal, hvor Ti, Mn og Fe korrelerer positivt med PC1, mens Si, K, Rb og Sr korrelerer negativt med PC1. Ca korrelerer også positivt med PC1, men er i større grad styrt av PC2. Ca og χ Bulk viser tilnærmet motsatt variabilitet av 77K/293K.



Figur 5.20: Resultat av utført PCA på jordartsprøver og FLG-prøver. A) Biplott av parameteres vektoring med hensyn på PC1 og PC2. Prøvenes farger gjenspeiler jordart og kildeområde. B) Biplott av parameteres vektoring med hensyn på PC1 og PC2. Prøvenes farger gjenspeiler kornstørrelse. C) Søylediagram som viser hver prinsipale komponents egenverdi, i form av prosentandel av variansen i datasettet.

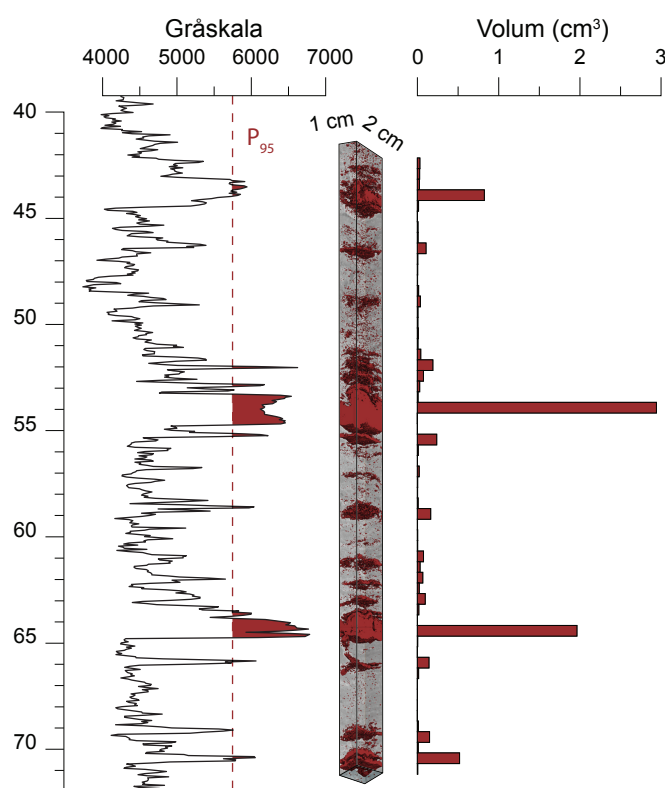
Biplottet i figur 5.20A viser hvordan jordart og kildeområde virker inn på variansen i datasettet. Marine prøver har den tetteste punktansamlingen, korrelerer negativt med PC1 og har høye verdier av Rb, Sr, Si og K, og lave verdier i Mn, Fe og Ti. FLG-prøvene viser samme trend som marine prøver, men flere av punktene korrelerer godt med PC2, og har derfor høye verdier av 77K/293K og lave χ Bulk-verdier. Fluviale og glasifluviale prøver viser større spredning i punktansamlingene og da spesielt de fluviale prøvene fra Osebekken. Enkelte glasifluviale prøver, og fluviale prøver fra Berse, Tovdalselva og Dikeelva korrelerer negativt med PC2 og har derfor høye verdier av χ Bulk. Biplottet i figur 5.20B viser hvordan kornstørrelse virker inn på variansen i datasettet. Alle prøver med høye χ Bulk-verdier, er av kornstørrelsen 125–63 μ m.

5.5 Kvantifisering av flom i Flakksvann

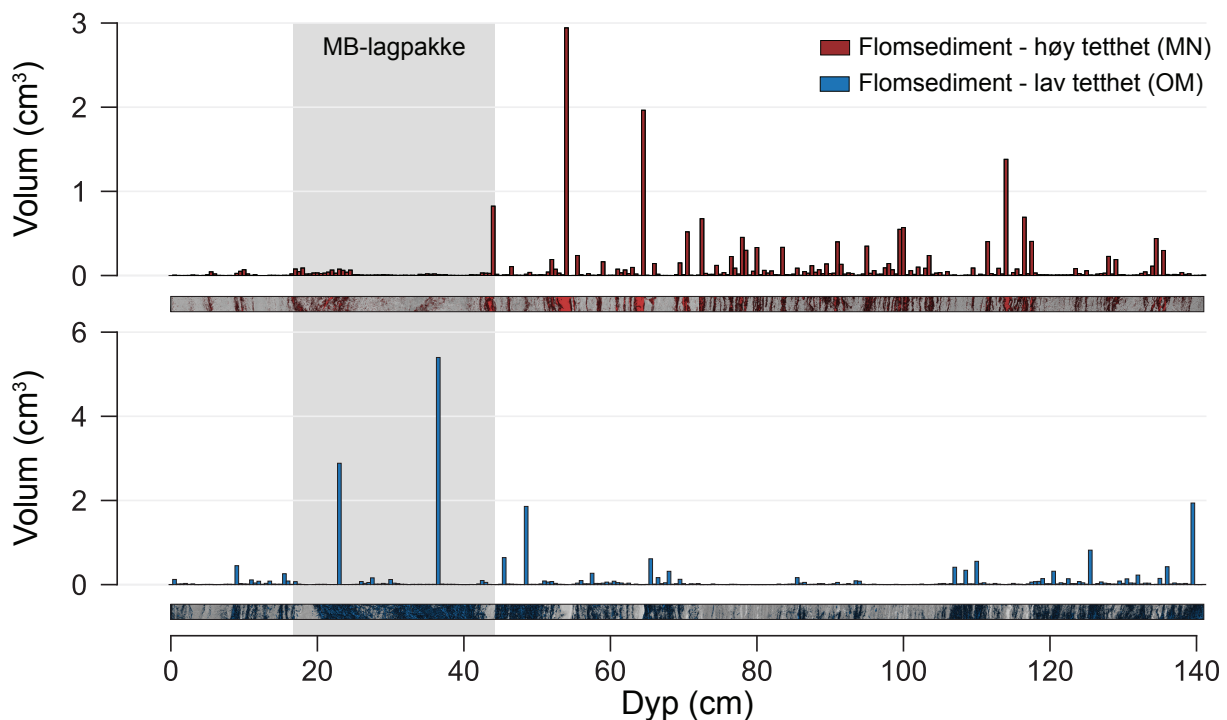
Fra den kvartærgeologiske kartleggingen, analyser av sedimentkjerner og jordartsprøver, og korrelasjonsanalyse og PCA gjøres en antakelse om at MN-lag og OM-lag er sedimenter avsatt av flom i Flakksvann. Denne antagelsen er nødvendig for å presentere resultater fra flomkvantifiseringen, og utdypes grundigere i kapittel 6.2.

5.5.1 Volumestimering av flomtransportert materiale

Ved å isolere MN-lag med relativt høy tetthet, og OM-lag med relativt lav tetthet fra gråskalaverdier i voxelmodellen, kan volumet av de respektive facies estimeres. Til isoleringen benyttes 95. persentil (P_{95}) av gråskala som terskelverdi for MN-lag, som innebærer at alle partikler med gråskalaverdi over P_{95} tolkes som minerogent flomsediment (figur 5.21). For isolering av OM-lag benyttes 5. persentil av gråskala som øvre terskel og 1. persentil av gråskala som nedre terskel (P_1 – P_5). Dette er for å unngå at luftlommer og vann, som har relativt lavere tetthet, tolkes som organiske makrofossiler og dermed også som flomsediment. Volumestimeringen av minerogent og organisk flomsediment med 0,5 cm oppløsning er illustrert i figur 5.22. Rådata fra volumestimeringen er tilgjengelig fra vedlegg 2.



Figur 5.21: Eksempel fra volumestimering av MN-sediment i en utvalgt seksjon (40–72 cm) av FLG218. De røde lagene i CT-røntgenbildene illustrerer MN-lag, som er isolert med P_{95} av gråskala som terskelverdi. Søylediagrammet illustrerer volumestimeringen med 0,5 cm oppløsning av de isolerte MN-lagene.



Figur 5.22: Volumestimering av flomtransportert materiale med høy tetthet (MN-sediment) og lav tetthet (OM-sediment). Volumestimeringen er utført med 0,5 cm oppløsning. Tilhørende CT-röntgenbilder av isolert MN-sediment (P_{95} av gråskala) og OM-lag (P_1 – P_5 av gråskala) er plassert under de respektive søylediagrammene. Grått skravert område markerer tilstedeværelsen av MB-lagpakken

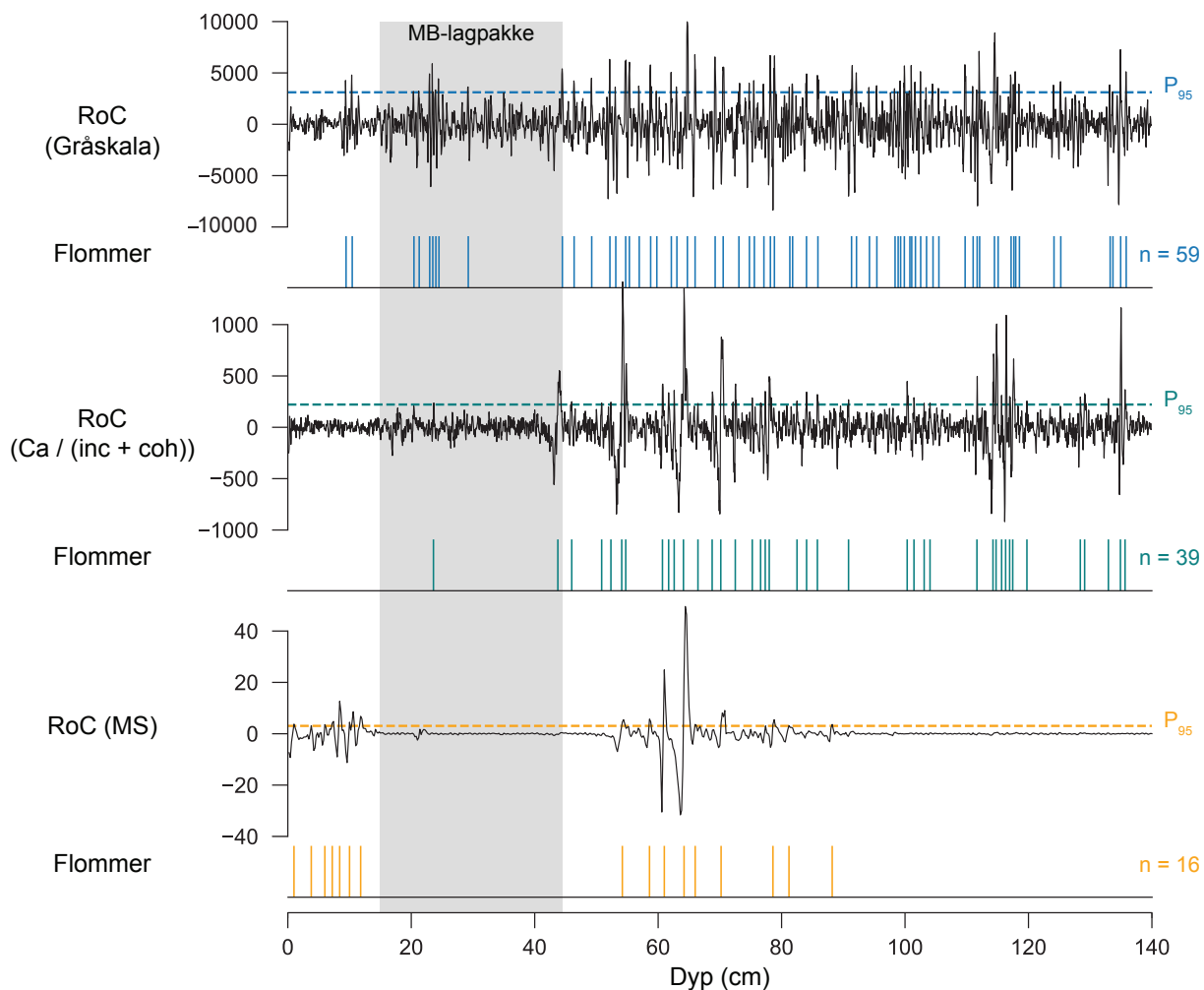
5.5.2 Endringsrate (RoC)

For å objektivt identifisere flomhendelser og kvantifisere antall flommer i Flakksvann, benyttes endringsraten (RoC) av $Ca/(inc+coh)$, gråskala, og MS fra FLG218. Disse parameterne reflekterer relativt høye tellerater i MN-lag, som illustrert i figur (5.12), men også ulik variabilitet, som vist av korrelasjonsanalysen i figur 5.14. RoC kalkuleres som nevnt i kapittel 4.3.2 av ligning 4.1, ved å dividere endring i en parameters tellerate (δy) med endring i tid (δt). Aldersmodellen som presenteres i kapittel 5.6 er tilnærmet lineær om tykke, hurtige avsatte lag sees bort ifra. I denne studien utføres derfor RoC med hensyn på endring i dyp (δx) og estimeres ved Ligning 5.1.

$$RoC = \delta y / \delta x \quad (5.1)$$

For å unngå at støy i parameterens variabilitet tolkes som flom, benyttes et 5-punkts løpende gjennomsnitt av rådataene. P_{95} av parameterens RoC benyttes som terskelverdi for analysen. For å studere forholdet mellom de to sedimenttypene i kapittel 5.4 benyttes $Ca/(inc+coh)$ og

gråskala som representanter for PC1, mens MS benyttes som representant for PC2. For å unngå at samme topper i endringsraten telles flere ganger, fjernes automatisk en eller flere flomtelling-er som er nærmere hverandre enn 0,2 cm. For de tykkeste lagene fjernes eventuelle ytterlige dobbeltellinger manuelt. Resultatet av analysen er illustrert i figur 5.23, hvor RoC av gråskala, $Ca/(inc+coh)$ og MS henholdsvis gir 59, 39, og 16 registrerte flommer.



Figur 5.23: Resultat av flomtelling med RoC (sort kurve) over P_{95} (stiplede linjer). RoC av gråskala registrerer 59 flommer (blå linjer), $Ca/(inc+coh)$ registrerer 39 flommer (grønne linjer) og MS registrerer 16 flommer (gule linjer). Linjene markerer dypet i kjernen hvor RoC overgår P_{95} -terskelen og flommen er registrert. Grått skravert område gjenspeiler MB-lagpakken.

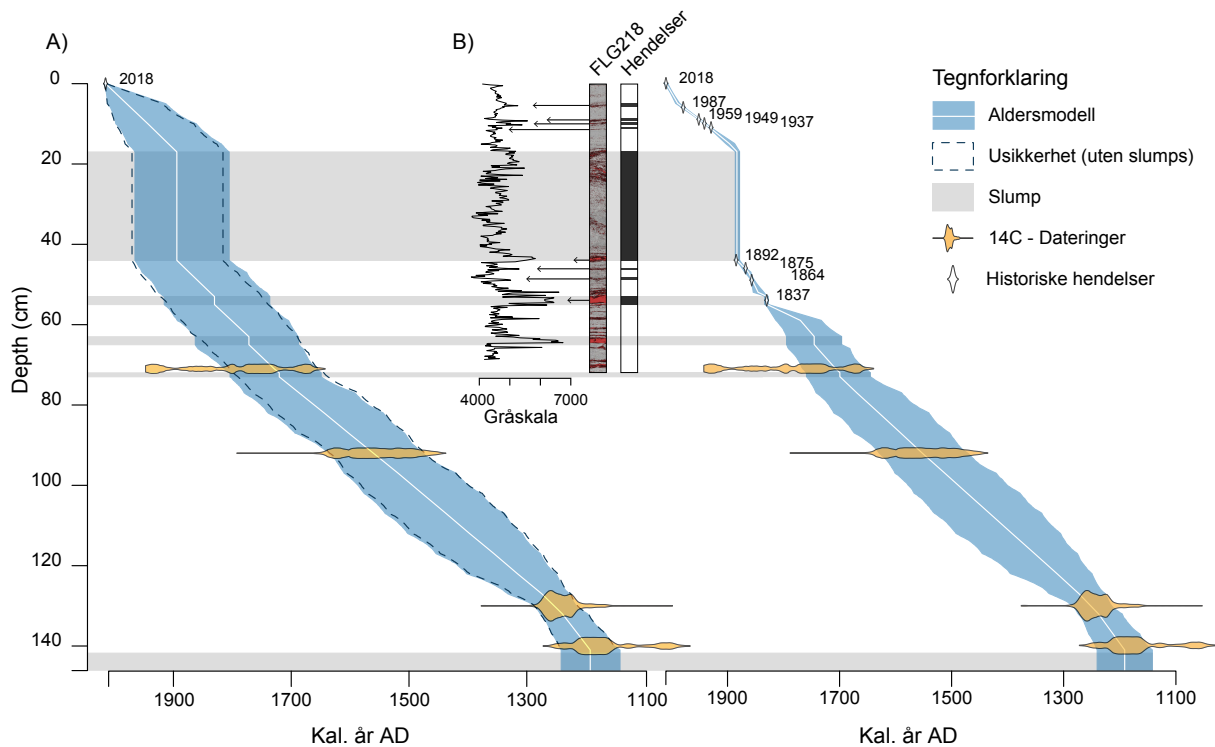
5.6 Aldersmodell

På grunn av koronavirus-pandemien, som brøt ut i mars 2020, ble ikke resultatene fra blydateringene mottatt. Dette resulterte i at alderskronologien i Flakksvann utelukkende baseres på aldere fra ^{14}C -dateringer, som er presentert i tabell 5.1. ^{14}C -aldere er kalibrert med Calib 7.1 (Stuiver et al., 2020) som benytter *IntCal13* kalibreringskurve for terrestrisk materiale på den nordlige halvkule (Reimer et al., 2013). Kalibrerte aldere er oppgitt i kalenderår *Anno Domini*, heretter omtalt som kal. år AD.

Tabell 5.1: Resultat fra ^{14}C -datering av utplukkede prøver fra FLG218 og FLP118 med tilhørende kjernedyp, Lab ID, type materiale, ^{14}C -aldere, kalibrerte aldere (1σ kal. år AD og BC) og sansynlighet, og medianalder (kal. år AD og BC) fra mest sannsynlige intervall.

Kjerne	Dyp (cm)	Lab ID	Materiale	^{14}C år BP	1σ kal. år AD (Sansynlighet)	Median (kal. år AD)
FLG218	40	Poz-111946	Blader, barnåler, pinner	100 ± 30	1694–1726 (0,30)	1838
FLG218	92	Poz-111947	Blader, frøskall	330 ± 35	1541–1601 (0,56)	1560
FLG218	140	Poz-111948	Blader, barnåler, bark	860 ± 30	1160–1280 (1,00)	1185
FLP118	55	Poz-111954	Blader, barnåler, bark	165 ± 35	1728–1783 (0,47)	1775
FLP118	110	Poz-111951	Blader, pinner	775 ± 30	1243–1272 (0,80)	1250
					1σ kal. år BC (Sansynlighet)	Median (kal. år BC)
FLP118	155	Poz-111952	Blader	2680 ± 30	844–804 (0,91)	832
FLP118	234	Poz-111953	Blader	5010 ± 35	3803–3757 (0,45)	3794
FLP118	299	Poz-111950	Blader, barnåler, pinner	4110 ± 35	2695–2618 (0,53)	2687

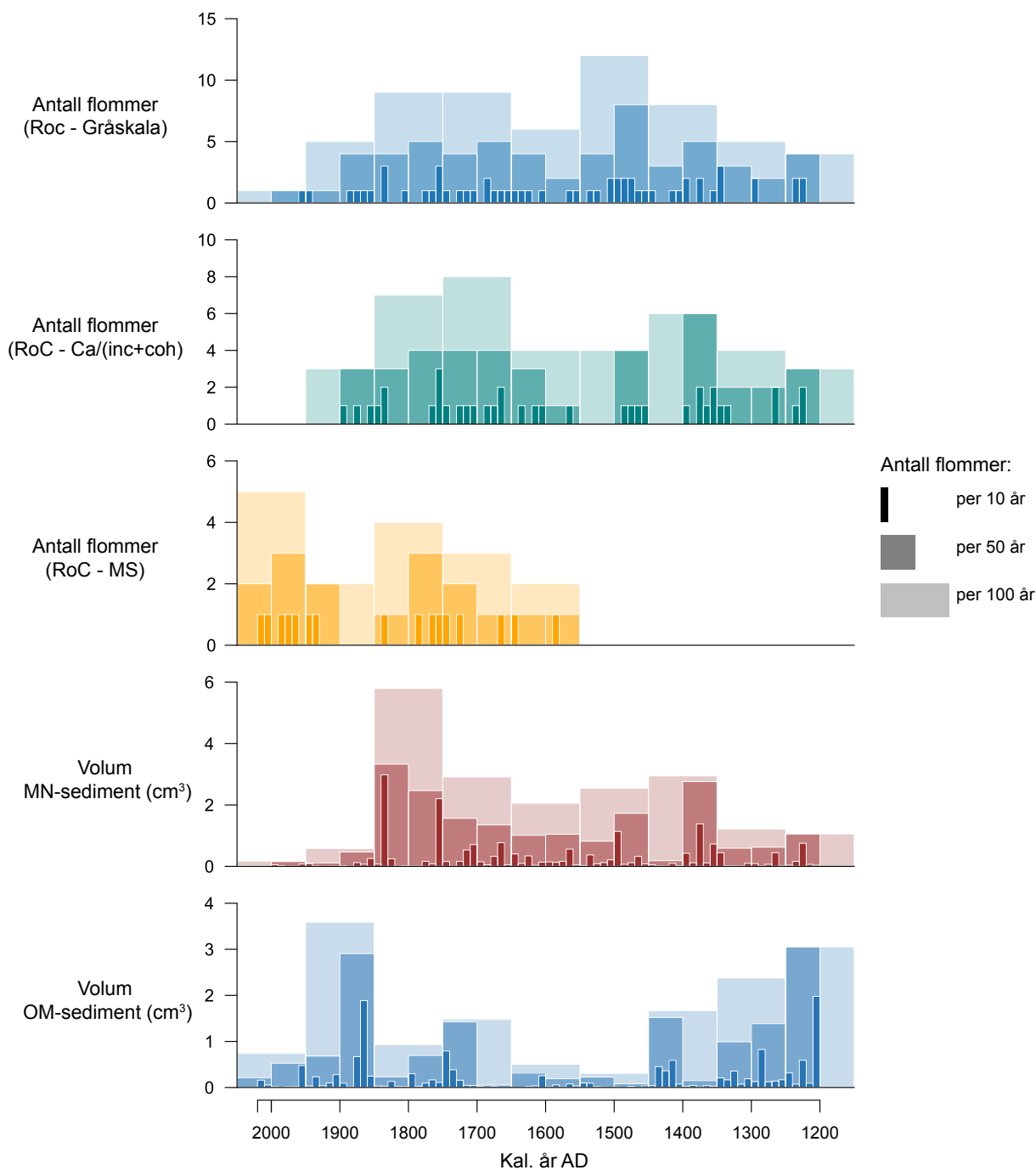
På grunn av erosjon i SA-lagene i Enhet A benyttes kun dateringer fra overliggende enheter. De to dateringene i FLP118 (1775 og 1250) overføres til FLG218 ved visuell korrelasjon (figur 5.11) og tilhørende $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$ -kurver. Den tykke MB-lagpakken i Enhet F er antatt å være avsatt av en massebevegelse. Siden en massebevegelse medfører resedimentering må 1883-dateringen ekskluderes fra kronologien. MN-lag antas å ha blitt avsatt plutselig under flom. MN-lag med tykkelse over 1 cm og MB-lagpakken gis derfor samme alder ved bruk av kommandoen *slump* i *rbacon*. Dette kan rettferdiggjøres ettersom median-kurven i den nye aldersmodellen er innenfor usikkerheten til aldersmodellen uten korrigerende for disse lagene. Toppen i kjernen og origo av alderskronologien settes til AD 2018, som er tidspunktet for innsamling av kjernen (figur 5.24A).



Figur 5.24: A) Alder–dyp modell konstruert med ^{14}C –dateringer fra FLP118 og FLG218 (gule markører). Den hvite linjen er medianen av aldersmodellen, mens den fylte, rundtliggende, blå linjen viser aldersmodellens usikkerhet. Den mørkeblå stiplede linjen viser usikkerhetskurven til aldersmodellen uten korrigering for slumps (grå bokser). B) Alder–dyp modell konstruert med ^{14}C –dateringer (gule markører) og historiske flommer (hvite markører) identifisert ved bruk av CT–røntgenbilder og tilhørende topper i gråskala.

På grunn av de lange måleseriene av vannføring ved Flaksvann, samt observerte historiske flommer på 1800–tallet, er det mulig å knytte disse hendelsene til sedimenter avsatt de siste 200 år. Dette gjøres for å oppnå en best mulig representasjon av alderskronologien i kjernen. Ved bruk av aldersmodellen vist i figur 5.24A, knyttes alderen på observerte flommer til visuelle lag i CT–røntgenbildene og tilhørende topper i gråskala (figur 5.24B).

Fra den nye aldersmodellen kan resultatene fra RoC og volumestimeringen illustreres for tidsintervaller på 10, 50 og 100 år (figur 5.25). Estimert volum av MN– og OM–sediment i MB–lagpakken vist av figur 5.22 ekskluderes fra beregningen, ettersom avsetningen ikke antas å være direkte avsatt av flom. Den samme korreksjonen blir utført i resultatet av RoC vist i figur 5.23 gjennom at alle flomtellingene i MB–lagpakken (med unntak av én) ekskluderes.



Figur 5.25: Resultater fra RoC av gråskala, Ca/(inc+coh) og MS, og volumestimering av flom-sediment med høy (MN-lag) og lav (OM-lag) tetthet, plottet på alder ved bruk av den endelige aldersmodellen i figur 5.6B. Antall flommer og volum er kalkulert for intervaller på 10, 50 og 100 år.

Resultatet fra RoC av gråskala og Ca/(inc+coh) viser et lignende mønster de siste 800 år. Veks-lende høy og lav flomaktivitet registreres i intervaller på omtrent 50 år i perioden AD 1200–1500, med et høyt antall flommer (gråskala, Ca/(inc+coh)) i AD 1200–1250 (4, 3), 1330–1400 (8, 8) og 1450–1500 (8, 4). Det vekslende mønsteret har en påfølgende periode med jevnt høy flomaktivitet ved AD 1600–1950 med spesielt mange flommer i perioden AD 1650–1780 (14,

12). Observerte flommer fra vannføringsarkiv i perioden AD 1899–2018 er kun representert med to flomtellingene i gråskala og ingen i $Ca/(inc+coh)$. RoC av MS viser derimot flest flommer i samme periode med syv registrerte flommer. RoC av MS viser i likhet med de øvrige parameterne jevnt mange flommer i perioden AD 1650–1800 (5), men ingen flommer registreres i tidsrommet før AD 1550.

Volumestimeringen av MN-sediment viser i grove trekk samme mønster som RoC av gråskala og $Ca/(inc+coh)$. Perioder med høyt innhold av MN-sediment vises ved AD 1350–1400 ($\sim 2,8 \text{ cm}^3$) og 1450–1500 ($\sim 1,7 \text{ cm}^3$), etterfulgt av en gradvis økning i perioden AD 1650–1850. OM-sediment viser et høyt volum i den eldste delen av kjernen og starter som en gradvis nedgang fra AD 1200–1350 ($\sim 2,8 \text{ cm}^3$). Et høyt innhold OM-sediment registreres igjen ved AD 1400–1450 ($\sim 1,5 \text{ cm}^3$) og AD 1700–1800 ($\sim 2,1 \text{ cm}^3$) mens periodene mellom toppene gjenspeiler lavt volum OM-sediment. Et eksepsjonelt høyt volum registreres ved AD 1850–1900 ($\sim 2,9 \text{ cm}^3$), som etterfølges av jevnt høyt volum OM-sediment frem til AD 1960.

6. Diskusjon

på bakgrunn av dataene og analysene presentert i kapittel 5, har flomsedimentene i Flakksvann blitt identifisert og kvantifisert. I kapittel 6.1 vil den kvartærgeologiske og batymetriske kartleggingen diskuteres med hensyn på Flakksvanns potensiale som flomarkiv. Kapittel 6.2 tar for seg identifisering av flomsignalet i Flakksvann, mens kapittel 6.3 drøfter sedimentenes kildeområder. Metodene benyttet for kvantifisering av flom evalueres i kapittel 6.4. Aldersmodellens feilkilder og implikasjoner drøftes i kapittel 6.5 og benyttes for å forklare Flakksvanns flomhistorikk og flomvariabilitet i kapittel 6.6 og 6.7. Til slutt diskuteres fremtidens klima og hvordan dette vil påvirke flommene i Flakksvann.

6.1 Kartlegging: Flakksvanns potensiale som flomarkiv

Fra den kvartærgeologiske kartleggingen ble det påvist stor fluvial aktivitet rundt Flakksvann vist av elvenedskjæringer og kanalstrukturer i glasifluviale, fluviale og marine avsetninger (figur 5.9). Tolkningene er basert på observasjoner av lokalitetens sedimentologi, geomorfologi og utbredelse i forhold til topografiske, geologiske og klimatiske betingelser. En skyggerelieffmodell av området er benyttet for å synliggjøre erosjonsstrukturer. Studier av skyggereliefsmodeller må utføres med en kritisk innfallsvinkel ettersom antropogen påvirkning av landskapet kan medføre feiltolkninger. Kartlegging i utbyggede områder er derfor unngått. Identifiserte erosjonsstrukturer synliggjort av skyggerelieffmodellen er i tillegg validert med observasjoner fra feltarbeidet og flyfotostudier. Selv om hovedfokuset av kartleggingen er lagt på fluviale erosjonsstrukturer og avsetninger, er utbredelsen av andre jordarter og landformer essensielle for forståelsen av landskapsutviklingen i holocen, og de virkende prosessene i nedslagsfeltet.

Feilkilder tilknyttet det batymetriske kartet er hovedsaklig knyttet til interpoleringen av dybdemålinger. Dybdeforholdene i områder med lav punktetthet har høyere usikkerhet ettersom

dybden baseres på de nærliggende punktene. Nærmere 8000 dybdemålinger fordelt på 22 transekt antas likevel å utgjøre en høy nok punkttetthet til å kunne lage en representativ modell over dybdeforholdene i innsjøen.

Karteleggingen viser at store glasi-fluviale avsetninger i Birkeland har store elvenedskjæringer som beviser fluvial erosjon. De eroderte løsmassene har videre blitt resedimentert på underliggende elvesletter og delta. Tilstedeværelsen av et delta ved Flakksvann indikerer en stor tilstrømning av sediment til innsjøen over lang tid (Gilli et al., 2013). Erosjonsstrukturer på deltaet vitner også om ytterligere fluvial erosjon i Birkeland etter deltaets dannelse (figur 5.9). Denne følgende erosjonen er en effekt av postglasial isostatisk landheving, som medfører at elvesystemet stadig får ny energi. Heilandskapet, som Tovdalsvassdraget drenerer gjennom karakteriseres av bart fjell, som stedvis er dekket av usammenhengende morenedekke. De glasi-fluviale avsetningene utgjør de største løsmassemektighetene i nedslagsfeltet hvorav samtlige er begrenset til dalbunnene (Andersen, 1960; Faugli, 1981). Det er ikke kartlagt skredaktivitet rundt Flakksvann eller langs Tovdalselvas elvekanal. Dette gjør Flakksvann til et velegnet arkiv for flomrekonstruksjon ettersom sedimenter i nedslagsfeltet hovedsaklig mobiliseres av fluvial erosjon, og ikke av tilførsel fra skredprosesser. Flomtransportert sand, pinner og gress, avsatt under 2017-flommen, ble observert i overflaten på Flakksvanns delta. Dette betyr at både minerogent og organisk materiale mobiliseres av elvene i nedslagsfeltet under flom.

Et budsjett over materialtransporten i Tovdalsvassdraget er etablert av Faugli (1981) basert på vannprøver, flyfotostudier av erosjons- og sedimentasjonsmråder, og befarings i området. Det argumenteres her for at sedimenttransporten i nedslagsfeltet er minimal, og at sesongvariasjonen i løpet av et år er liten. Dette underbygges av løsmasseforholdene, elvas erosjonsmuligheter og det store antall sjøer mellom Flakksvann og nordlige områder. Sedimentkjerneprovne inneholder derimot mange minerogene lag. De mange erosjonssporene i fluviale og glasi-fluviale avsetninger, langs Tovdalselva ned mot Birkeland, vitner om resedimentering av en stor andel eldre avsetninger. Dette indikerer at majoriteten av MN-lagene i Flakksvann har en kort transportlengde, og hovedsaklig stammer fra de glasi-fluviale, fluviale og marine avsetningene rundt Flakksvann. Fra Herefoss til Flakksvann er elveløpet nærmest rettlinjet og elvekanalen blir betydelig smalere langs strekningen (Faugli, 1981). Dette kan medføre en kanalisering av elvestrømmen, som fører til økt strømstyrke og større potensiale for erosjon i sedimentene

langs elva, ned mot Flakksvann. Dette impliserer at sedimentasjonen i Flakksvann under normal vannføring er lav og hovedsaklig består av autokton organisk produksjon i innsjøen. For å transportere større mengder minerogent materiale kreves derfor høyere vannføring under flomhendelser. Dette bidrar til en stor kontrast mellom bakgrunnsediment og flomsediment. Gilli et al. (2013) peker på dette som et viktig kriterium for utvelging av gode lokaliteter for flomrekonstruksjon.

Den batymetriske kartleggingen viser at Flakksvann har en nær flat innsjøbunn omringet av bratte skråninger, og kan beskrives som et velutviklet morfobatymetrisk deposenter. Dette indikerer høy sedimentasjon på innsjøens dypeste punkt og er ofte forbundet med hyppige understrømmer, som transportes langs bratte deltaskråninger under flomhendelser (Gilli et al., 2013; Schillereff et al., 2014). Utjevninngen av innsjøbunnen kan også være et resultat av høy sedimenttilførsel under deglasiasjonen. Den bratte overliggende deltaskråningen gjør at innsjøen også er mottakelig for subakvatiske utglidninger. Gilli et al. (2013) argumenterer for at det dypeste området i innsjøen representerer den ideelle borrelokaliteten. FLP118 burde ifølge dette argumentet utgjøre det beste flomarkivet. Fra SA-lagene i Enhet A er det derimot påvist erosjon i FLP118, noe som resulterte i at den underliggende litologien ble forkastet. Flakksvann har et relativt stort nedslagsfelt sammenlignet med dens størrelse og dyp. Dette kan føre til relativt sterke strømmer i Flakksvann når vannføringen øker under flom. Dette kan videre resultere i erosjon, og utløsning av subakvatiske utglidninger fra deltaet under ekstreme hendelser. En kan derfor spørre seg om den beste borrelokaliteten i Flakksvann er mer distalt i forhold til Tovdalselvas innløp. Borrelokaliteten til FLG218 er mer skjermet for den innkommende elvestrømmen og tilbyr på den måten et mer distalt arkiv, som er mindre utsatt for erosjon og forstyrrelser.

Fra kriteriene presentert i kapittel 3.4 av Gilli et al. (2013) kan Flakksvann sees på som et utmerket arkiv for rekonstruksjon av paleoflom. Batymetrisk og kvartærgeologisk kartlegging beviser tilstedeværelsen av et *velutviklet morfobatymetrisk deposenter og fluvialgeomorfologiske indikasjoner*, som bekrefter høy tilførsel av sedimenter til innsjøen gjennom holocen. Lav sedimentasjonsrate under normale forhold bidrar til høy *kontrast mellom bakgrunnsediment og flomsediment*. Erosjon i innsjøen har medført et brudd lagrekkens kontinuitet og forhindre *innhenting av ønsket tidsintervall*. 800 år sees likevel på som et tilstrekkelig arkiv for å identifisere flomsignalet i Flakksvann.

6.2 Identifisering av flomsignalet i Flakksvann

For å identifisere flomlagene i sedimentene fra Flakksvann ble en rekke laboratorieanalyser gjennomført (kapittel 5.3). De ulike metodene har i varierende grad usikkerheter tilknyttet målingene, som må tas hensyn til ved benyttelse av dataene.

6.2.1 Feilkilder ved XRF

ITRAX XRF-skanneren benyttet på sedimentkjerneprøvene i denne studien utføres på våte sedimentoverflater dekket med en tynn plastfolie, for å forhindre tørking under skanningen. Dette kan medføre absorbering og spredning av stråling grunnet variasjoner i vanninnhold, mineralogi, kornstørrelse og ujevnheter på den målte overflaten. Disse faktorene påvirker derfor presisjonen av de målte grunnstoffers konsentrasjoner (f.eks. Cuven et al., 2010; Hennekam og de Lange, 2012). Det samme gjelder for variasjoner i organisk materiale, som på grunn av lave atomnummer fortynner signalet av det målte grunnstoffet. Dette fører til lave tellerater på grunn av høyt innhold av organisk materiale, fremfor variasjoner i den målte parameteren ("closed sum-effect") (Löwemark et al., 2011). På bakgrunn av disse usikkerhetene, i tillegg til et lavt benyttet eksitasjonsvolum samt luftrommet mellom skanner og sedimentoverflaten, argumenterer Croudace et al. (2006) at målinger fra ITRAX XRF-skanneren må benyttes som en semikvantitativ metode. Innsamlede målinger kan derfor ikke forventes å gi samme kvalitet som data fra konvensjonell XRF. I denne studien er de relative variasjonene viktigere enn de absolutte verdiene av grunnstoffene målt med XRF. Variabiliteten av grunnstoffene kan derfor benyttes som proxy på flom selv om det er usikkerhet knyttet til de absolutte målingene. Signal-til-støy ratio er et kjent problem ved bruk av XRF-data. Dette innebærer at det kan være vanskelig å skille det målte signalet fra støy for elementer med lave tellerater. Det ble derfor kun benyttet grunnstoffer med høyere gjennomsnittlig tellerater enn 150 cps, og dermed god signal-til-støy ratio. Parameterne velges også på bakgrunn av at de er hyppig brukt i tidligere studier for å identifisere flom og variasjoner i minerogent innhold (Davies et al., 2015 med referanser). For å korrigere for noe av usikkerhetene tilknyttet vanninnhold og organisk materiale, ble alle XRF-parametere normalisert med "total scattering" (inc+coh) (f.eks. Guyard et al., 2007; Kylander et al., 2011; Davies et al., 2015; Røthe et al., 2019a).

6.2.2 Feilkilder ved CT

For energier over 100 kV vil verdiene fra av målt røntgen-absorpsjon korrelere sterkt med (eller være lik) tettheten av materialet (Orsi et al., 1994; Duluiu, 1999; Støren et al., 2010). Gråskala er derfor analogt med konvensjonelle DBD-målinger, men med høyere oppløsning og uten destruksjon av materialet. I forbindelse med CT-skanning gir "beam-hardening" høyere gråskalaverdier i de ytre delene av kjerneprøven, som et resultat av at lav-energi stråling absorberes tidlig i prøven. Dette kompenseres for ved å legge en tynn aluminiumsplate mellom strålingskilden og kjerneprøven. I tillegg plukkes en representativ del i midten av kjerneprøven ut under visualisering av voxelmodellen. Den største usikkerheten ved bruk av CT-data, er tolkingen av hvilke gråskala-verdier som er representative for minerogene sedimenter, terrestriske makrofossiler, gytje og vann. På grunn av de visuelle kontrastene i kjernens litologi kunne identifiserte materialtyper i CT-modellen lokaliseres og sammenlignes med den visuelle loggen fra kjernen. En validering av partikkelform og materialets relative innhold ble videre benyttet for å oppnå en mest mulig korrekt representasjon. Det gjøres her en antagelse om at gråskalaverdiene fra referanseområdet er representative for hele kjernen. Dette kan være problematisk fordi tetthet påvirkes av flere geologiske egenskaper, som mineralogisk og geokjemisk sammensetning og kompaksjon etter avsetning (Støren et al., 2010). Sterk positiv korrelasjon mellom samtlige XRF-parameterne vist i kapittel 5.4, og nedslagsfeltets homogene berggrunn (figur 2.4) argumenterer derimot for at tetthetsvariasjoner i MN-lag ikke skyldes mineralogisk sammensetning. Ulik grad av kompaksjon kan føre til en underestimering av sediment med høy tetthet i toppen av kjernen (MN-sediment). Dette påvirker alle de målte parameterne i kjernen ettersom lav grad kompaksjon medfører et høyt vanninnhold og spredning av materialet som ønskes å måles. Mye av dette vannet ble tapt ved splitting av kjernene, som førte til at toppen av kjernen sank sammen. At kjernen sank sammen tyder på at sedimentene hadde et mye høyere vanninnhold og var mindre kompakte enn underliggende sedimenter. De øvre sedimentene kan også ha blitt forstyrret under kjerneprøvetakingen og er et vanlig problem når en tar sedimentkjerner med en stempelkjerneprøvetaker (Nesje, 1992). Løspakkede sedimenter på innsjøbunnen kan også dyttes bort eller forstyrres når gravitasjonskjerneprøvetakeren senkes ned.

6.2.3 Identifisering av flomsignal

Lokale variasjoner i nedbør eller aktivisering av ulike kildeområder i Flakksvanns nedslagsfelt, kan føre til variert tilgang på visse sedimenter og grunnstoffer. Dette kan derfor gjenspeile variasjoner i de kontinuerlig avsatte bakgrunnsedimentene. Det er likevel sannsynlig at konsentrasjonen av enkelte geokjemiske elementer viser en betydelig økning under plutselige hendelser, som en konsekvens av økt sedimenttilførsel. XRF-data kan derfor benyttes til å skille flom-sediment fra bakgrunnsediment (Vasskog et al., 2011). Gytje opptrer kontinuerlig gjennom sedimentkjernene og brytes irregulært av MN-lag og OM-lag. GY-lag viser relativt lave verdier i samtlige parametere (XRF, gråskala, DBD og MS) sammenlignet med MN-lag. På samme måte har GY-lag relativt høyere Mo inc/coh enn MN-lag og lavere Mo inc/coh enn OM-lag. På bakgrunn av dette tolkes GY-lag som bakgrunnsediment avsatt under perioder med lav flomaktivitet. Sedimentasjonen i innsjøen består da av autoktont organisk materiale og allohton tilførsel av finkornede minerogene partikler (Gilli et al., 2013; Schillereff et al., 2014). Resultater fra PCA og korrelasjonsanalyse i kapittel 5.4 viser at samtlige grunnstoffer kvantifisert i XRF-analysen viser tilnærmet samme variabilitet, som reflekteres av PC1 (figur 5.15). Gråskala korrelerer også positivt med PC1 ($r = 0,66$), som viser en sterk negativ korrelasjon til Mo inc/coh ($r = -0,94$). PC1 utgjør 74 % av den totale variansen i datasettet og dermed det primære signalet i FLG218. Ca/(inc+coh) kan forklare 94 % av variabiliteten i PC1 ($r^2 = 0,94$), og fungerer derfor som en utmerket representant for det primære signalet i FLG218. Ca/(inc+coh) viser konsekvent høye verdier i MN-lag og lave verdier i GY-lag. Det primære signalet i FLG218 kan derfor forklares av det relative innholdet av minerogent materiale. Dette forklarer hvorfor tykke MN-lag har betydelig høyere utslag i XRF-parametere som Ca/(inc+coh), K/(inc+coh) og Ti/(inc+coh) sammenlignet med tynnere MN-lag. Gråskalaverdier har ved flere tilfeller like høye verdier i tynne og tykke MN-lag, og fungerer derfor bedre til å identifisere de ulike facies, som vist av visualisering av CT-røntgenbildene i figur 5.13. Minerogene partikler mobiliseres når elvens kompetanse og kapasitet øker, som et resultat av økt vannføring under flom, og eroderer i tilgjengelige løsmasser i nedslagsfeltet. Distinkte, lyse horisonter av minerogent materiale har tidligere blitt identifisert som flomavsetninger i innsjøer med bakgrunnsedimentasjon dominert av høyt organisk innhold (Nesje et al., 2001; Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010; Gilli et al., 2013). Variasjoner i avrenning under normale forhold fører til små variasjoner i tilført minerogent materiale i innsjøen og gjenspeiles av støy i parameterne. Under flomhendelser tilføres betydelige mengder minerogene sedimenter til innsjøen på kort tid. Dette fører til en stor kon-

trast mellom flomsediment og bakgrunnsediment.

I kjernen identifiseres terrestriske makrofossiler som enkle partiker både i GY-lag, tykke MN-lag og SA-lag, og som større ansamlinger i OM-lag. Visuelle identifiserte OM-lag er ikke mulig å separere fra GY-lag ved bruk av samme XRF-parametere som reflekterer MN-lag. Mo inc/coh viser stedvis høye verdier i distinkte OM-lag. I tilfeller hvor OM-sediment opptrer som enkeltfragmenter eller sammen med en større andel minerogene partikler, overskygges derimot signalet av rundtliggende sedimenter, som vist i figur 5.13 i kapittel 5.3. Gråskala lider også av denne effekten, men i mindre grad enn XRF-parametere. En alternativ metode er derfor introdusert for å identifisere og kvantifisere innhold av OM-sediment i FLG218 ved volumestimering av CT-røntgenbilder (kapittel 5.5.1). Lagene er identifisert på bakgrunn av at de har lave gråskalverdier, og forekomsten av lagene kan kvantifiseres fra lagenes volum. Plantefossiler har terrestrisk opphav og tilføres innsjøen under flom, når vannstanden er høy nok til at elver kan mobilisere organiske fragmenter på områder som ellers er tørrlagte. Plantefosiler har i flere studier blitt identifisert som flomavsetninger i alpine og proglasiale innsjøer, hvor sedimenttilførselen er høy også under normal vannføring (f.eks Moreno et al., 2008; Støren et al., 2008; Vasskog et al., 2011; Simonneau et al., 2013).

6.3 Kildeområder til flomsediment

MS er den eneste parameteren som viker fra det primære signalet i FLG218, som er styrt av innhold minerogent materiale og som reflekteres av Ca/(inc+coh). Selv om det ikke er god korrelasjon mellom alle målepunktene i MS og Ca/(inc+coh), vist av korrelasjonsanalysen i kapittel 5.4 ($r = 0,38$), viser begge parameterne relative økninger i minerogene lag. Signifikant korrelasjon mellom Ca/(inc+coh) og MS i tre av de utvalgte populasjonene i figur 5.17 (Lag 2: $r^2 = 0,80$, Lag 3: $r^2 = 0,85$, Lag 4: $r^2 = 0,88$), indikerer likevel at parameterne responderer likt på samme sedimentologiske endringer, og at samme prosess har avsatt sedimentene. Ulik sensitivitet i denne prosessen fører derimot til ulik tilførsel av magnetisk materiale i innsjøen, noe som fører til at MS-verdiene i flomlagene er ulike fra flom til flom.

MS–variabiliteten i MN–lagene kan forklares av ulike blandingsforhold av sedimenter, som mobiliseres fra ulike kildeområder under visse forhold (f.eks. Vasskog et al., 2012; Kvisvik et al., 2015; Støren et al., 2016). PCA utført på jordartsprøvene og FLG–prøvene (figur 5.20) viser betydelig større ulikheter, hva angår korrelasjon mellom parameterne, enn PCA utført på FLG218 (figur 5.15). Det tydelige primære signalet i FLG218, som reflekteres av PC1 og innhold minerogent materiale, er ikke synlig i jordartsprøvene. Større ulikheter i variabiliteten av jordartsprøvenes parametere kan forklares av at flere prosesser påvirker jordartene i nedslagsfeltet. Innsjøsedimentene responderer til kontrast kun på én prosess. Økt tilførsel av minerogent materiale under flom.

MS–ratioen (77K/293K) gjenspeiler om en prøve er dominert av ferromagnetiske eller paramagnetiske og diamagnetiske mineraler. Forholdet har i nedslagsfelt med variert litologi og jordarter blitt brukt til å lokalisere ulike kildeområder (f.eks. Vasskog et al., 2012; Kvisvik et al., 2015). FLG–prøver med lav MS representativ for Lag 4 i figur 5.17 (FLG2, FLG6 og FLG7) har alle 77K/293K–verdier over 2, hvor av enkelte prøver er tilnærmet lik 3.8 (“the paramagnetic ratio”). Disse lagene kan derfor tolkes til å ha et større innhold av paramagnetiske mineraler enn Lag 1–3 (FLG1, FLG3, FLG4 og FLG5) (Lanci og Lowrie, 1997). Av jordartsprøvene er det kun fluviale prøver fra Osebekken (O4 og O5), og finkornede marine prøver rundt Berse (B2A og B3) som har tilnærmet like høy 77K/293K. Dette kan indikere at en større andel sedimenter fra Berse transporteres til Flakksvan under flommene som har avsatt MN–lag med lav MS og høy 77K/293K (Lag 4). Sedimentene i Osebekken kan derimot stamme fra både nedslagsfeltet til Berse og Tovdalselva, ettersom tilstrømmende vannmasser mellom innsjøene er observert i begge retninger under tidligere flommer (Helland, 2018). Dette gjør det vanskelig å knytte sedimenten til kildeområde kun basert på “the paramagnetic ratio”.

χ Bulk er ekvivalenten av MS–målingene i kjernen, og er i likhet med MS den viktigste parameteren for PC2 i sin respektive PCA. Glasifluviale prøver fra Osebekken (O6) og Dikeelva (D2), og fluviale prøver fra Berse (B1A, B1C, B1D), Tovdalselva (T2) og Osebekken (O2, O3) har spesielt høye verdier i χ Bulk (10000–20000 SI 10^{-6}), mens marine prøver (B2A, B2B, B3, D3) har relativt lave verdier (15–585 SI 10^{-6}). MS–kurven i FLG218 viser en gradvis økning fra Lag 4–Lag 1, med unntak av Lag 3 som har langt høyere MS–verdier (36 SI 10^{-6}) vist av figur 5.17. FLG2 stammer fra den resedimenterte sedimentpakken avsatt av en massebevegelse

(MB-lagpakken) og kan derfor sees bort fra. Økningen i MS i MN-lagene illustreres også av resultatene fra RoC i kapittel 5.5.2 hvor et høyt antall flommer observeres de siste 100 år (figur 5.25). Majoriteten av prøvene med høy χ_{Bulk} stammer fra nedslagsfeltet til Berse, og det er derfor mulig at sedimenter fra dette området har blitt mer aktivisert under flommer i nyere tid. Økt sensitivitet i MS kan også forklares av antropogen aktivitet i nedslagsfeltet. Osebekken renner i dag gjennom fyllmasser på terskelen mellom innsjøene (figur 5.9), som også kan forklare eksepsjonelt høy χ_{Bulk} i jordartsprøven O2. Jordartsprøver med høy χ_{Bulk} observeres også rundt Flakksvann og Dikeelva, som betyr at alle potensielle kildeområder har jordarter med høy magnetisering. De fluviale prøvene antas alle å være innsamlet fra resedimenterte avsetninger fra det glasifluviale deltaet ved lokalitet 1, mens de marine prøvene antas å være distale avsetninger fra deltaet. Fra disse antagelsene tolkes jordartene i Birkeland til å stamme fra det glasifluviale deltaet, og sedimentene i Flakksvann har derfor samme primære kildeområde.

PCA (figur 5.20B) og χ_{Bulk} av jordartsprøver (figur 5.19) viser at samtlige prøver med høy magnetisering er av kornstørrelsefraksjonen 125–63 μm . Dette indikerer at ulike MS-utslag i MN-lagene er styrt av kornstørrelse, noe som tidligere har blitt vist av Vasskog et al. (2012) og Kvisvik et al. (2015). FLG-prøvene viser høy χ_{Bulk} i prøver av fraksjonene 125–63 μm og >63 μm , og konsekvent lave verdier i prøver av fraksjonen >125 μm . De to fineste fraksjonene utgjør en betydelig større volumandel i FLG-prøvene, og lave verdier i den groveste fraksjonen kan skyldes usikre målinger som et resultat av lavt volum. Grovere sandfraksjoner viser derimot også lav magnetisme i jordartsprøvene (figur 5.19) og i SA-lagene i FLG218 (figur 5.12). Dette forsterker teorien om at de finere fraksjonene er mer magnetiske.

Majoriteten av FLG218-prøvene har relativt lav χ_{Bulk} med hensyn på glasifluviale og fluviale jordartsprøver, og inneholder sedimenter dominert av fraksjonene 125–63 μm og >63 μm . Det er derfor tenkelig at de høyeste MS-utslagene er tilknyttet grovere sedimenter i 125–63 μm -fraksjonen, som er mindre representert i FLG218. Dette kan også forklare de lave χ_{Bulk} -verdiene i marine prøver ettersom de minste fraksjonene har et større innhold av leire og fin silt med lav χ_{Bulk} . Koblingen mellom kornstørrelse og MS kan vider knytte ulike MS-utslag til flomstørrelse. Høyere vannføring resulterer i tilførsel av større kornfraksjoner til innsjøen. De største kornfraksjonene viser derimot lav magnetisme, og flomlag med høye χ_{Bulk} -verdier og MS-verdier kan derfor ikke tolkes som de største flommene.

Det konkluderes med at MS–variabiliteten i MN–lagene i Flakksvann gjenspeiler ulike blandingsforhold av sedimenter med forskjellige magnetiske egenskaper i nedslagsfeltet. Disse sedimentene kan være tilknyttet ulike kildeområder i form av glasifluviale, fluviale og marine sedimenter langs Dikeelva, Tovdalselva og Berse. MS–variabiliteten kan også skyldes ulik sammensetning av kornstørrelse og kan derfor være knyttet til flommens intensitet. Blandingsforholdet av magnetiske sedimenter fra flom til flom i Flakksvann er komplisert, og med de tilgjengelige dataene i denne studien er det ikke mulig å knytte avsetningene i Flakksvann til spesifikke kildeområder eller kornstørrelser.

6.4 Evaluering av Flomkvantifisering

Gjennom denne oppgaven har to metoder blitt presentert for kvantifisering av flom. I dette kapittelet vil resultatene fra kapittel 5.5.1 og 5.5.2 evalueres og sammenlignes for å gjøre rede for metodenes styrker og begrensninger.

6.4.1 Evaluering av volumestimert flomsediment

PCA–analysen har vist at $Ca/(inc+coh)$ er en god proxy til å detektere minerogent material i FLG218. Til tross for svakere positiv korrelasjon med $Ca/(inc+coh)$ ($r = 0,59$), viser isoleringen og volumestimeringen av MN–sediment at gråskalaverdien fra CT–skanneren også fungerer som en proxy på innhold av minerogent materiale. Figur 5.21 viser nevnte volumestimering av MN–sediment basert på gråskalakurven og benyttet terskel for isolering (P_{95}). Til tross for at enkelte topper i gråskala er under terskelen, er korresponderende lag visualisert og inkludert i volumestimeringen, som vises av det tilhørende søylediagrammet. Dette er et resultat av at gråskala er hentet langs en linje (*line probe*) i midten av det uthentede rektangelet på 2×1 cm, og hvor verdiene gjenspeiler et gjennomsnitt av gråskalaverdiene til alle partiklene i voxelmodellen. Alle partikler med gråskalaverdier over P_{95} visualiseres derfor av volumestimeringen selv om gråskalakurven som en helhet er lavere enn terskelen. Dette tilfører derfor en ekstra dimensjon til den 2–dimensjonale gråskalakurven og en bedre representasjon av innholdet flomsediment i kjernen. Dette er spesielt nyttig ved identifisering av OM–sediment ettersom parametere som gråskalaverdiene, grunnstoffer fra XRF og MS hovedsaklig responderer på variasjoner i minerogent innhold.

6.4.2 Evaluering av RoC

Sensitiviteten av RoC påvirkes til dels av ulike måleintervaller og av sedimentasjonsraten, men Støren et al. (2010) argumenterer for at økt sedimentasjonsrate kan være et resultat av økt avrenning. Aldersmodellen tilhørende FLG218 er tilnærmet lineær før og etter MB-lagpakken sett bort fra de tykke MN-lagene, og ulik sedimentasjonsrate antas derfor ikke til å være en stor feilkilde i dette tilfellet. Større usikkerhet er tilknyttet bestemmelse av terskelverdien for flomtelling. Terskelen må være høy nok til å ikke registrere støy i parameteren, samtidig som den må være lav nok til å registrere de minste flommene. Flere terskelverdier er derfor utprøvd og sammenlignet med identifiserte MN-lag fra volumestimeringen. Siden både gråskala, Ca/(inc+coh) og MS viser økninger i minerogene lag, men med ulik variabilitet, ble RoC utført på alle tre parameterne for å identifisere ulike flomsignaler.

RoC av gråskalaverdiene og Ca/(inc+coh) viser lignende flomvariabilitet, mens RoC av MS viser en fravikende flomvariabilitet (figur 5.25). Det samme signalet som gjenspeiles fra PCA-analysen av FLG218 i kapittel 5.15. Flommer fra vannføringsarkivet registreres dårlig ved RoC av gråskala og Ca/(inc+coh), og antyder at den satte terskelverdien (P_{95}) er for høy. Lav flomtelling kan også forklares av at de øvre sedimentene i kjernen er mindre kompakterte enn de underliggende sedimentene. Dette fører til mindre distinkte laggrenser, mindre konsentrerte målinger og lavere endringsrater i parameterne. Dette medfører at forholdene i bunnen og toppen ikke er direkte sammenlignbare. MS viser høy variabilitet i de øvre sedimentene og er her mer sensitiv til endringer i minerogent materiale. Mangelen på registrerte flommer i MS før AD 1550 skyldes til kontrast betydelig lavere sensitivitet, som gjenspeiler av lave MS-utslag og tilhørende lave endringsrater (figur 5.23). Ca/(inc+coh) gjenspeiler i likhet med MS ulik sensitivitet i MN-lag ettersom tykke lag har et høyere innhold av minerogent materiale enn tynne lag, som vist av figur 5.12 og diskutert i kapittel 6.2. Ca/(inc+coh) (39 flommer) viser derfor en mer konservativ flomtelling enn gråskala (59 flommer), mens MS viser en ytterligere konservativ flomtelling (16 flommer). Ulik flomtelling kan altså forklares av parameterens ulike sensitivitet på minerogent materiale som er illustrert av figur 5.23. Ulike måleintervaller i gråskala og Ca/(inc+coh), og MS (0,5 og 2,0 mm) kan også medføre en lavere flomtelling i MS, som vist av Støren et al. (2010).

6.4.3 Sammenligning av RoC og volumestimering av flomsediment

RoC gjenspeiler antall flommer i sedimentene, mens volumestimeringen gjenspeiler innhold av flomsediment. Flomkurvene fra RoC av Ca/(inc+coh) og volumestimeringen av MN-sediment viser tilnærmet lik variabilitet på 50 og 100 års intervaller vist av figur 5.25. RoC av Ca/(inc+coh) og volumestimering av MN-lag korrelerer sterkt positivt med $r_{50\text{år}} \sim 0,75$ og $r_{100\text{år}} \sim 0,80$. RoC av Ca/(inc+coh) registrerer dermed hovedsaklig de distinkte MN-lagene i kjernen. OM-lagene viser i flere tilfeller et økt innhold av minerogene sedimenter, noe som vises av CT-røntgenbildene i særlig øvre del av Enhet F. Disse minerogene ansamlingene er derimot ikke konsentrerte nok til å resultere i en hurtig økning i Ca/(inc+coh). RoC av gråskala korrelerer mindre med volumestimering av MN-lag ($r_{50\text{år}} \sim 0,63$, $r_{100\text{år}} \sim 0,71$). Dette kan indikere at gråskala registrerer flere flomtellingene fra det minerogene materialet i OM-lagene. Volumestimering av MN- og OM-lag viser negativ korrelasjon ($r_{100\text{år}} \sim -0,42$) som indikerer at sedimenttypene i enkelte tilfeller viser motsatte trender, men at dette signalet ikke er entydig.

Kurvene fra volumestimeringen må benyttes med forsiktighet ved sammenligning med flomaktiviteten fra RoC ettersom lagtykkelse har en stor innvirkning på volumestimeringen. Få tykke flomlag vil derfor kunne fremstå som en mer “flomaktiv periode” enn en periode med mange tynne flomlag. Dette er synlig ved AD 1750–1850 hvor to tykke MN-lag fører til meget høyt volum i hele perioden. Jenny et al. (2014) finner sterk korrelasjon mellom flomlagenes volum og flommenes intensitet, men understreker at kun én sedimentkjerne ikke er nok til å gjenspeile dette forholdet, på grunn av variasjoner i avsetningens utbredelse i innsjøen. Sedimentkonsentrasjonen i et flomlag er avhengig av flere faktorer. Foruten hydrologiske faktorer tilknyttet nedbør og avrenning, gjenspeiles sedimentkonsentrasjonen i elvestrømmen av den spatiale og temporale mobiliseringen, lagringen og tappingen av sedimentkilder langs elvekanalen (Williams et al., 1989). Tidligere flommer kan ha fjernet materiale fra disse kildene, eksponert mindre motstandsdyktige lagpakker, eller tilført og fjernet organisk materiale som henholdsvis beskytter og frigjør sedimenter. Tømmervirksomheten i Tovdalselva, som begynte en gang på 15–1600-tallet, kan ha bidratt til en større tilgang på organisk materiale, noe som gjenspeiles av et større innhold av sagflis i øvre halvdel av kjernen (AD 1700–1900). Lavt innhold av minerogene sedimenter etter AD 1900, kan også reflektere en tapping av de minerogene sedimentkildene og føre til mindre tilgjengelige sedimenter langs Tovdalselva, Dikeelva og Berse. Elven kan også anrikes sedimenter fra massebevegelser som raser ut i elvekanalen, som

forekommer naturlig eller på grunn av antropogen aktivitet (Williams et al., 1989). Dette kan forklare tykkelsen på de to nevnte MN-lagene mellom 1750–1850, ettersom det ble observert store erosive merker i den glasifluviale terrassen ved lokalitet 2 (kapittel 5.1.2. Samspillet mellom disse faktorene gjør det vanskelig å knytte konsentrasjonen i en elvestrøm til vannføring, og det vil derfor være problematisk å bruke kun tykkelsen av en avsetning til å forutse magnituden av hendelsen (Williams et al., 1989). Bøe et al. (2006) argumenterer likevel for at lagtykkelse gjenspeiler elvens kapasitet og lengden flommen varer. Dette kan indikere mer langvarige flommer ved høyt volum.

6.5 Aldersmodell

Rekonstruksjonen av Flakksvanns flomhistorikk og flomvariabilitet må diskuteres i lys av at det er noe usikkerhet i aldersmodellen i figur 5.24B. Alderskronologien i FLG218 er hovedsaklig basert på fire ^{14}C -dateringer gjort på terrestriske makrofossiler plukket fra innsjøsedimentene. Flere feilkilder er tilknyttet det daterte materialet i innsjøen. For å utelukke feilkilder som hardvannseffekten, ble datering gjort utelukkende på terrestriske makrofossiler. Dette medfører derimot en ny kilde til usikkerhet. Resedimentering av terrestriske makrofossiler skjer gjennom mobiliseres av fluviale prosesser og fører til overestimering av alder (Törnqvist et al., 1992). Dette er høyst aktuelt i denne settingen ettersom flomtransportert OM-sediment bekrefter resedimentering av organiske makrofossiler. Barnekow et al. (1998) argumenterer derfor for at datering burde utføres på nøye utvalgte plantefossiler. Skjøre makrofossiler av blader og barnåler ble derfor foretrukket fremfor pinner og bark, som kan ligge i tiår uten nevneverdig nedbrytning før de resedimenteres i innsjøen.

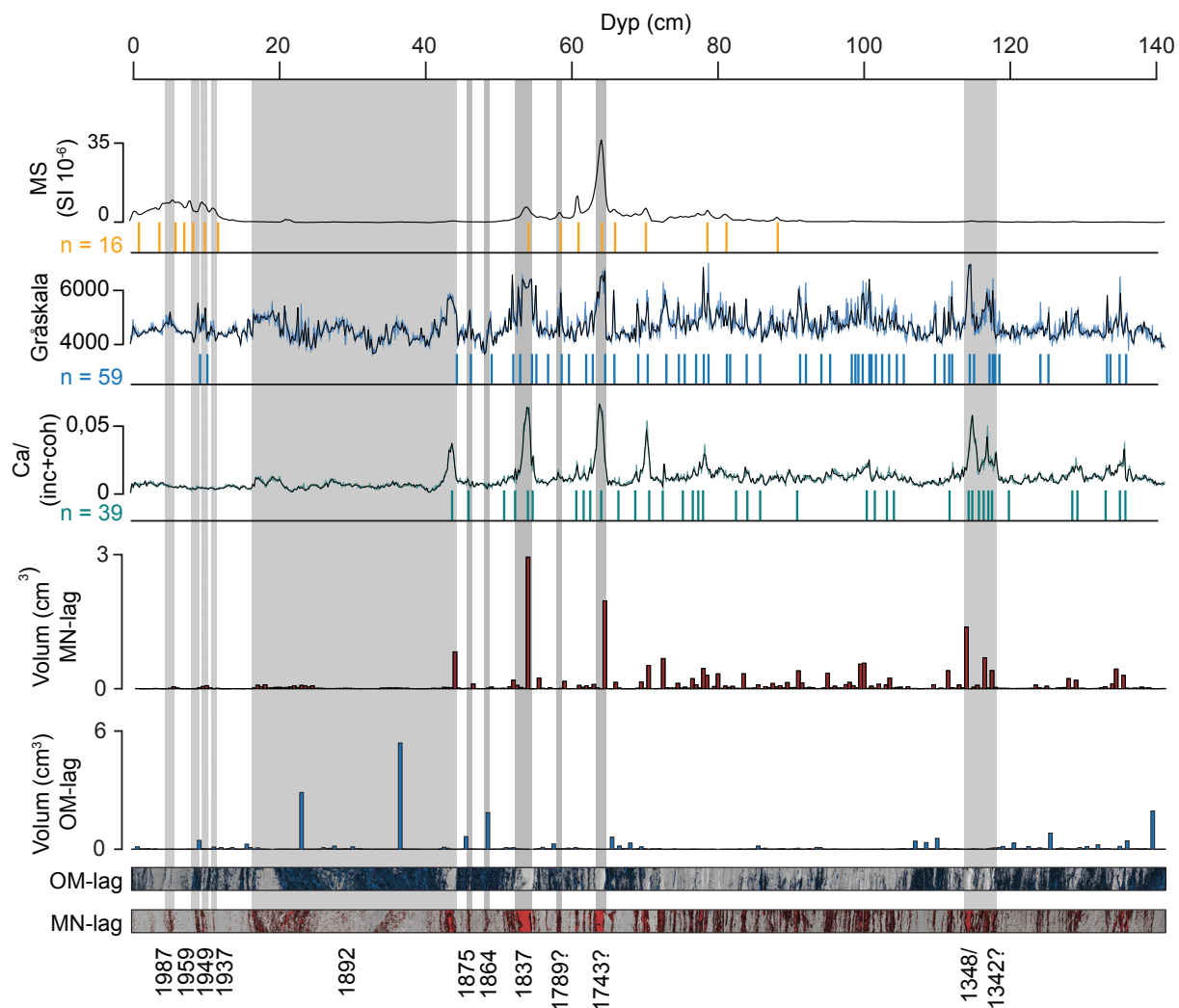
Kalibreringen av ^{14}C -dateringene til kalender år medfører også noe usikkerhet. Den eldste benyttede dateringen i aldersmodellen har en ^{14}C -alder på 860 ± 30 år. Unge radiokarbonaldere kan medføre høy usikkerhet. Alderne kan gjenspeile flere perioder med tilsvarende atmosfæriske ^{14}C -konsentrasjoner, som danner plataer i kalibreringskurven (Reimer et al., 2013). Dette er spesielt synlig i AD 1775-dateringen i tabell 5.1, som er den yngste benyttede dateringen i aldersmodellen (figur 5.24). For å minimere usikkerhetene tilknyttet aldersmodellen utføres to modifikasjoner av den originale aldersmodellen i figur 5.24A. Tykke flomavsetninger er gitt

samme alder i aldersmodellen med verktøyet *slump* i rBacon. Dette baseres på tolkninger om at disse lagene er avsatt av plutselige hendelser (Gilli et al., 2013). Observerte flommer fra instrumentelle og historiske arkiv har tidligere blitt identifisert i innsjøsedimenter (f.eks. Wilhelm et al., 2012; Jenny et al., 2014). Her er observerte flommer benyttet med intensjonen om å konstruere en mer representativ kronologi i øvre del av kjernen. I disse sedimentene fører ulik grad kompaksjon til tilsynelatende endringer i sedimentasjonsrate. Dette forutsetter at den originale aldersmodellen er korrekt og at alle benyttede observerte flommer er registrert i den sedimentære lagrekken. Dette er ikke alltid tilfellet ettersom flomavsetningen avhenger av tilgjengeligheten på sedimenter i nedslagsfeltet (Williams et al., 1989). Antropogen påvirkning i vassdraget (f.eks. Jenny et al., 2014) eller en isdekket innsjø (f.eks. Wilhelm et al., 2012) kan også forhindre at enkelte flomhendelser registreres i innsjøsedimentene. Under antagelsene om at den nye aldersmodellen i figur 5.24B er korrekt, kan ytterligere flommer før 1837 identifiseres, som per i dag står som den eldste observerte flommen i Flakksvann (Roald, 2013).

6.6 Historiske flommer i Flakksvann

Ved å legge flommer fra vannføringsdataene og historiske arkiv inn i aldersmodellen vist i figur 5.24A, viser det at flommene sammenfaller med topper i gråskala. Selv om majoriteten av flommene er omringet av OM-sediment, og da særlig flommene i 1959, 1875 og 1864, er tilstedeværelsen av MN-sediment felles for alle hendelsene (figur 6.1). Dette indikerer at sedimenttyper med høy tetthet reflekterer høy vannføring i Tovdalselva, som styrker påstanden om at det primære flomsignalet i Flakksvann reflekteres av innhold av minerogent materiale. Selv om både gråskalaverdiene og $Ca/(inc+coh)$ brukes som proxy på innhold av minerogent materiale, er observerte flommer fra vannføringsdata og historiske arkiv mindre fremtredende i $Ca/(inc+coh)$ enn i gråskalaverdiene. Flommene i 1959 og 1937 vises eksempelvis som topper i $Ca/(inc+coh)$, mens flommene i 1987, 1949, og delvis 1875 og 1864 er mer diffuse (figur 6.1). MS viser generelt høy variabilitet i Enhet F og tre av de største instrumentelle flommene (1987, 1949 og 1937) sammenfaller alle med topper i MS. Flommen i 1959 sammenfaller derimot med en markant bunn i MS, som kan indikere innhold av en mindre magnetisk kornstørrelse. en annen forklaring kan være et høyt innhold av OM-sediment i laget. Flommene i 1959, 1875 og 1864 er alle omringet av mye OM-materiale. Dette gjør at signalet av minerogene partikler blir vanskeligere å fange opp av XRF-parametere og MS ettersom disse parameterne måles på kjer-

nens overflate. Gråskalaverdiene er hentet fra et gjennomsnitt av materialet inne i kjernen, og klarer i større grad å fange signalet av det minerogene materialet (figur 6.1).



Figur 6.1: Sammenligning av kurver for MS, Gråskala og Ca/(inc+coh) med tilhørende flomtellingler fra RoC. Volumestimering av MN- og OM-lag er også vist med underliggende CT-røntgenbilder av det isolerte sedimentet. Grå skraverte områder indikerer lag avsatt av flommer fra instrumentelle og historiske arkiv. Nye identifiserte flommer (1789, 1743 og 1348/1342) er markert med “?”.

MB-lagpakken i Enhet F karakteriseres av en tykk minerogen bunn med overliggende kaotiske ansamlinger av terrestriske makrofossiler og sandpartikler (figur 6.1). Lignende avsetninger er identifisert i Støren et al. (2008) og Vasskog et al. (2011), og er her tolket som flomskredavsetninger. Fra kartleggingen er det ikke påvist nevneverdig skredaktivitet rundt Flakksvann eller langs Tovdalselva. Avsetningen tolkes derfor å være en subakvatisk masseutglidning fra den bratte deltaskråningen i innsjøen. Slike masseutglidninger kan eksempelvis utløses av jordskjelv, flom, endringer i innsjøens høyde, eller høy akkumulasjon av sediment (Girardclos et al.,

2007). Lagpakken sammenfaller godt med 1892-flommen, som antas å være den største flommen i Flakksvann før 2017 (Foss, 1999), og tolkes derfor til å være utløst under denne flommen.

Flommen i 1837 er den eldste i det historiske arkivet fra Tovdalselva og sammenfaller med det tykkeste MN-laget i kjernen. Et MN-lag med nær tilsvarende tykkelse skal ifølge aldersmodellen ha blitt avsatt en gang på 1700-tallet. Kjente flommer i Norge fra denne tiden omfatter Stor-Ofsen i 1789, og Storeflaumen i 1743. Stor-Ofsen er den verste flommen som har rammet Norge hva angår skadeomfang. Flommen rammet store deler av Østlandet og Sørlandet etter at en kraftig varmebølge førte til langvarig snøsmelting og kraftig nedbør på kort tid (Østmoe, 1985). Tykke avsetninger etter Stor-Ofsen har blitt identifisert i en rekke flomstudier av innsjøsedimenter på Østlandet på grunn av høy sedimenttilførsel fra mange massebevegelser (f.eks: Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010). Ifølge historiske observasjoner er ikke flommen kartlagt til å ha rammet Tovdalsvassdraget, men både i Arendalsvassdraget og Otra, som henholdsvis grenser til Tovdalsvassdragets på østlig og vestlig side. De grensende vassdragene har i motsetning til Tovdalsvassdraget et større areal av nedslagsfeltene tilknyttet høyfjellsområder, og vil ha et større potensial til å akkumulere avrenning på grunn av snøsmelting. Stor-Ofsen i AD 1789 sammengfaller med et distinkt MN-lag med tilhørende topper i både gråskala, Ca/(inc+coh) og MS, som kan antyde at flommen også har forekommet i Flakksvann (figur 6.1. Det tykke MN-laget sammeffaller bedre med "Storeflaumen" i AD 1743, som er den største flommen som har rammet Sørvest-Norge (Roald, 2008). Flommen var et resultat av mye nedbør kombinert med snøsmelting i desember. Både Stor-Ofsen og Storeflaumen oppstod i perioder med milde og våte vintre og kalde sommere. Bakken var også preget av tele både om høsten og våren som var med på minimere infiltrasjonen i bakken og øke avrenningen (Østmoe, 1985; Roald, 2008). Begge hendelsene karakteriseres som MN-lag, men inneholder også OM-sediment, og da spesielt laget tilknyttet Stor-Ofsen. De eldste historiske flomobservasjonene i Norge er gjort på 1340-tallet på Østlandet (Roald, 2008). I Gudbrandsdalen skjedde en stor flom kalt "Digerofsen", som antas å ha vært en snøsmelteflom, i enten 1342 eller 1348 (Roald, 2013). De tre distinkte, tykke MN-lagene i Enhet B skal ifølge aldersmodellen ha blitt avsatt på midten av 1300-tallet og en av dem kan være avsatt av Digerofsen.

Flommen i 2017 er den største målte flommen ved Flakksvann og antas å ha vært større enn samtlige historiske flommer (Langsholt og Holmqvist, 2017). Større ansamlinger av flomtrans-

portert sand, pinner og gress ble observert på flere lokaliteter i Birkeland, og da særlig på Flakksvanns delta (figur 5.6). Det er likevel ingen tydelige tegn til spor etter denne flommen i kjernen. En mulig forklaring er at sedimentene i toppen kan ha blitt utsatt for forstyrrelser under kjerne-takingen. Lav grad kompaksjon kan også bidra til at hendelsen er vanskelig å fange opp av instrumentelle målinger.

6.7 Flomvariabilitet i Flakksvann

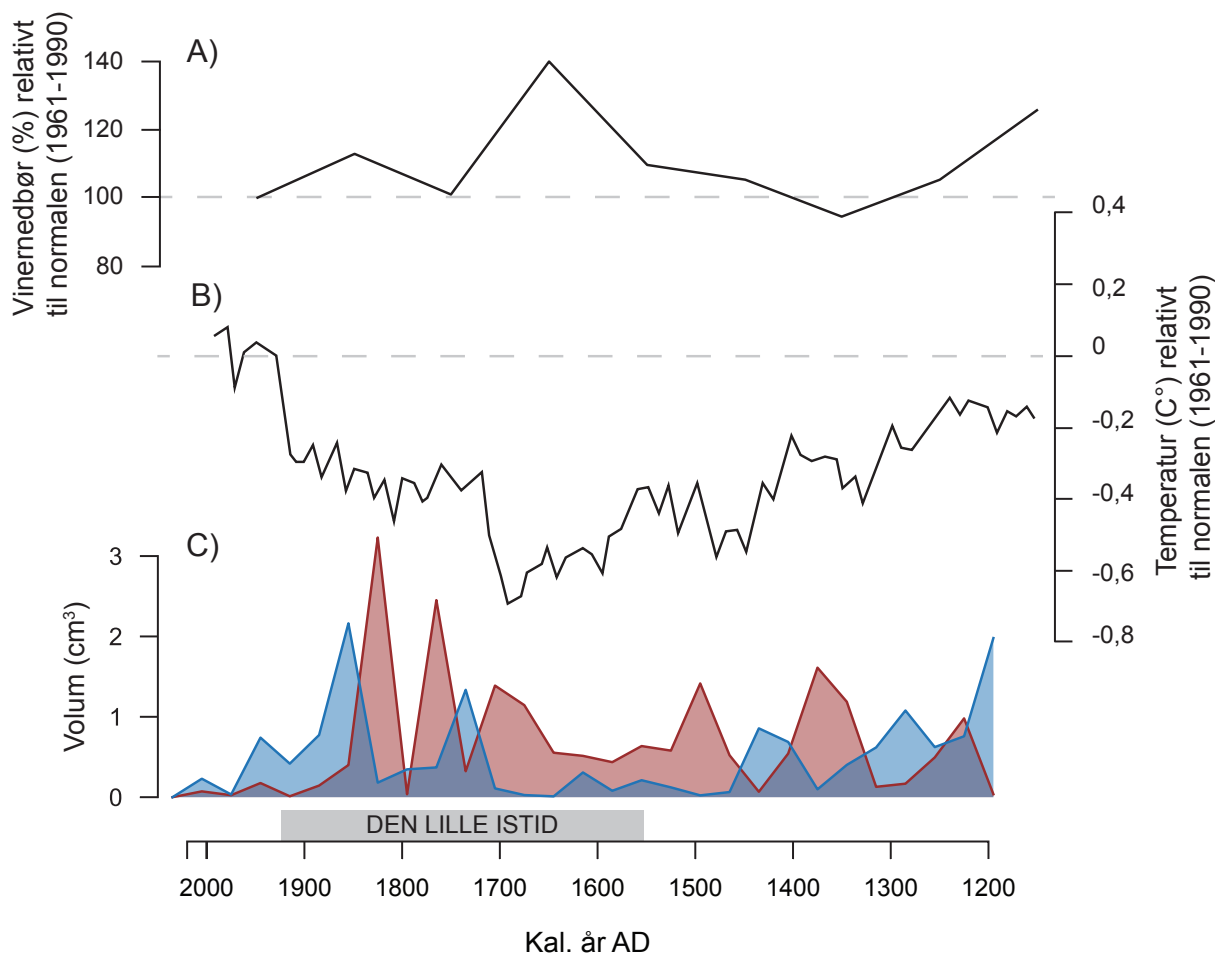
Forekomsten av flommer har en signifikant relasjon til klimatiske faktorer ettersom flommer er et resultat av nedbør, i form av regn og snø, i tillegg til hurtige temperaturendringer som fører til snøsmelting. Kunnskap om tidligere hendelser kan derfor belyse paleoklimatiske forhold som vist i Støren et al. (2012). En fullstendig forståelse av hvordan klimaet påvirker prosessene i et spesifikt nedslagsfelt er likevel essensielt før konklusjoner kan trekkes vedrørende paleoklimatiske forhold.

Tovdalsvassdraget ligger i et område, som hovedsaklig forbindes med flommer forårsaket av mye regn om høsten (Vormoor et al., 2016). Vannføringsdata målt ved Flakksvann siden 1899 viser også at mye nedbør om høsten forårsaker de fleste flommene, men at enkelte flommer også forekommer om våren (figur 2.3), deriblant i 1954, 1937 og 1931. Lengre nord i nedslagsfeltet ved Austenå er gjennomsnittlig årlig avrenning størst i mai, og er derfor mer utsatt for økt avrenning under snøsmelting fra fjellområdene (Faugli, 1981; Roald, 2013). Nedbør om høsten har definitivt mest innvirkning på økt vannføring i nedslagsfeltet i dag, men et kaldere klima og en lavere snøgrense kan ha bidratt til en større påvirkning av snøsmelting ved Flakksvann tidligere.

For å få en forståelse av Flakksvanns flommønster sammenlignes resultatene fra RoC med andre flomrekonstruksjoner i Norge. RoC av gråskala, Ca/(inc+coh) og MS viser en høy flomaktivitet mellom AD 1600–1900. Dette sammenfaller med “den lille istid” (~ AD 1550–1920) som var en periode preget av voksende isbreer som følge av kalde temperaturer og økt vinternedbør (Nesje og Dahl, 2003). De fleste breene i vestlige Skandinavia viste hurtige fremrykk ved starten av 1700-tallet og var hovedsaklig et resultat av økt vinternedbør (Nesje et al., 2008). Nesje et al. (2001) og Bøe et al. (2006) viser en økt flomaktivitet, forbundet med den lille istid i innsjøer på Østlandet. Begge innsjøene er dominert av snøsmelteflommer på våren, og forklarer den økte

flomaktiviteten med lavere temperaturer, tykkere snødekker og høyfrekvente stormer under lille istid. Støren et al. (2010) har rekonstruert flomfrekvensen i den alpine innsjøen Meringsdalsvatnet på Østlandet over 10 000 år basert på RoC av MS. Sammenligning av flomfrekvensen over de siste 800 år viser at begge arkivene registrerer et høyt antall flommer mellom AD 1350–1450 og 1650–1850. Flommer i Meringdalsvatnet er hovedsaklig forbundet med snøsmelting (Støren et al., 2010). Dette indikerer at Flakksvann har vært mer dominert av snøsmelteflommer på våren tidligere. Støren et al. (2016) identifiserer derimot et skifte mot mer dominante regnflommer de siste 500 år (AD 1450–1950) og som kulminerer de siste 200 år (AD 1750–1950). Volumestimeringen av OM-sediment i FLG218 viser en økning ved AD 1700–1800 og spesielt ved AD 1850–1900. Flommer fra instrumentelle arkiv, som domineres av regnflommer på høsten, sammenfaller også med et jevnt høyt volum av OM-sediment etter AD 1900. Dette kan implisere at OM-sediment mobiliseres i større grad under regnflommer.

For å kunne knytte flomtransportert OM- og MN-sediment i Flakksvann til sine respektive flomgenererende prosesser er en sammenligning av fortidens klima nødvendig. Bjune et al. (2005) har rekonstruert vinternebbør i Sør-Norge over de siste 11 500 årene fra Jostedalsbreen, Hardangerjøkulen og Folgefonna. Verdiene er oppgitt i prosent av normalverdier fra perioden 1961–1990. Ljungqvist (2010) har basert på en rekke proxy-arkiv av paleotemperatur rekonstruert temperatur over de siste 2000 år på den nordlige halvkule (90° – 30°). Verdiene er oppgitt som temperatur per tiår relativt til normalen i perioden 1961–1990. Kurvene for rekonstruert vinternebbør og temperatur over de siste 800 år, er sammen med volumestimeringen av MN- og OM-sediment fra FLG218 illustrert i figur 6.2. Vinternebbør viser en svak økning fra AD 1350–1550 etterfulgt av en hurtig økning under den lille istid, som viser maksimal vinternebbør i AD 1650. I samme periode vises en gradvis avtagende temperatur, som når sitt laveste punkt rundt AD 1700. Økningen i vinternebbør og avtagende temperatur sammenfaller med et jevnt høyt volum av MN-sediment, som viser en økning mot AD 1700. Samme periode gjenspeiles av avtagende volum av OM-sediment fra AD 1400–1450 etterfulgt av jevnt lavt volum i AD 1450–1700. Høy vinternebbør i samsvar med lave temperaturer bidrar til større akkumulasjon av snø, en lavere snøgrense og et mer vedvarende snødekke. Dette legger til rette for snøsmelting som dominerende flomgenererende prosess. Den påfølgende perioden AD 1700–1900 viser en relativt økning i temperatur og relativt avtagende vinternebbør, som sammenfaller med et høyt innhold av både OM- og MN-sediment. Dette kan forklares av hyppige regnstor-



Figur 6.2: A) Vinternedbør (%) relativt til 1961–1990 normalen (Bjune et al., 2005). B) Temperatur (C°) relativt til 1961–1990 normalen (Ljungqvist, 2010). C) Volumestimering av MN-sediment (rød) og OM-sediment (blå) fra CT-røntgenbilder av FLG218 plottet på 30 års intervaller. Grå stiplede linjer markerer normalen for vinternedbør og temperatur i perioden 1961–1990.

mer som har mobilisert et høyt innhold av OM-sediment gjennom perioden. Det høye MN-innholdet er i stor grad tilknyttet to tykke lag, som kan ha vært langvarige hendelser preget av mer snøsmelting i kombinasjon med nedbør. Dette indikerer et skifte mot et flomregime mer dominert av regnflommer ved slutten av den lille istid. Fra AD 1900 øker temperaturen, noe som sammenfaller med dominerende volum av OM-sediment. Lignende forhold observeres ved AD 1200–1300, hvor høy temperatur sammenfaller med et høyt volum OM-sediment. Dette kan forklares av en høyere snøgrense og mer nedbør i form av regn. Dominerende høstflommer fra vannføringsdataene i figur 2.3 underbygger påstanden om dominante regnflommer i varme perioder.

Snøsmelteflommer er vanligvis hyppige i nedslagsfelt med en stor andel av drenering fra alpine høyfjellsområder på Østlandet (f.eks. Nesje et al., 2001; Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010). Dreneringen skjer typisk i allerede definerte elvenettverk ettersom smeltevannet renner fra høyfjellsområder til lavlandet. Dette medfører at snøsmelteflommer i større grad eroderer sedimenter tilgjengelig langs elvekanalene (Støren et al., 2016). Minerogene horisonter er i innsjøer på Østlandet tolket til å være avsatt av snøsmelteflommer (Nesje et al., 2001; Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010). Vasskog et al. (2011) identifiserer flomlag rike på terrestriske makrofossiler i en proglacial innsjø på Vestlandet, og argumenterer for at dette materialet kan transporteres til innsjøen under ekstreme flommer, dersom elvene har tilgang på områder med tett vegetasjon. Dette er områder, som under mindre flommer er uberørte og hvor det derfor kan akkumulere mer vegetasjon. Videre foreslås det at makrofossilene mobiliseres under regnflommer. Dette forklares av at høy avrenning i nedslagsfeltet fører til transport og avsetning av andre sedimenter enn de minerogene avsetningene, som observeres ved snøsmelteflommer i innsjøen (Vasskog et al., 2011). Støren et al. (2016) viser også at regnflommer plutselig remobiliserer materiale fra et større og mer spredt område i nedslagsfeltet, som ikke er tilgjengelig fra elvekanalen. Dette kan forklare hvorfor enkelte flomlag består av kun MN-sediment, mens andre har et høyere innhold av OM-sediment. Ettersom de store løsmassemektingene i Tovdalsvassdraget er begrenset til dalbunnene, vil minerogene sedimenter mobiliseres under flommer hvor avrenningen hovedsaklig skjer i elvekanalen. Høy vannføring registreres i elvene ved både snøsmelteflommer og regnflommer og forklarer hvorfor både MN-lag og OM-lag inneholder minerogene sedimenter. OM-sediment mobiliseres derimot i større grad fra områder som ikke er tilgjengelig for elvekanalen. Dette materialet kan mobiliseres av kraftig regn, som faller over en større del av nedslagsfeltet. Mangelen på OM-sediment i MN-lag indikerer derfor at lagene hovedsaklig er dominert av snøsmelting. Tykkelsen på flomlagene er hovedsaklig styrt av elvens kapasitet og hvor lenge flommen varer (Bøe et al., 2006). Snøsmelteflommer forekommer ofte over lengre tidsrom enn regnflommer. Dette medfører at elvene kan erodere i glasifluviale og fluviale avsetninger langs Tovdalselva over lang tid og avsette mer minerogent sediment i Flakksvann.

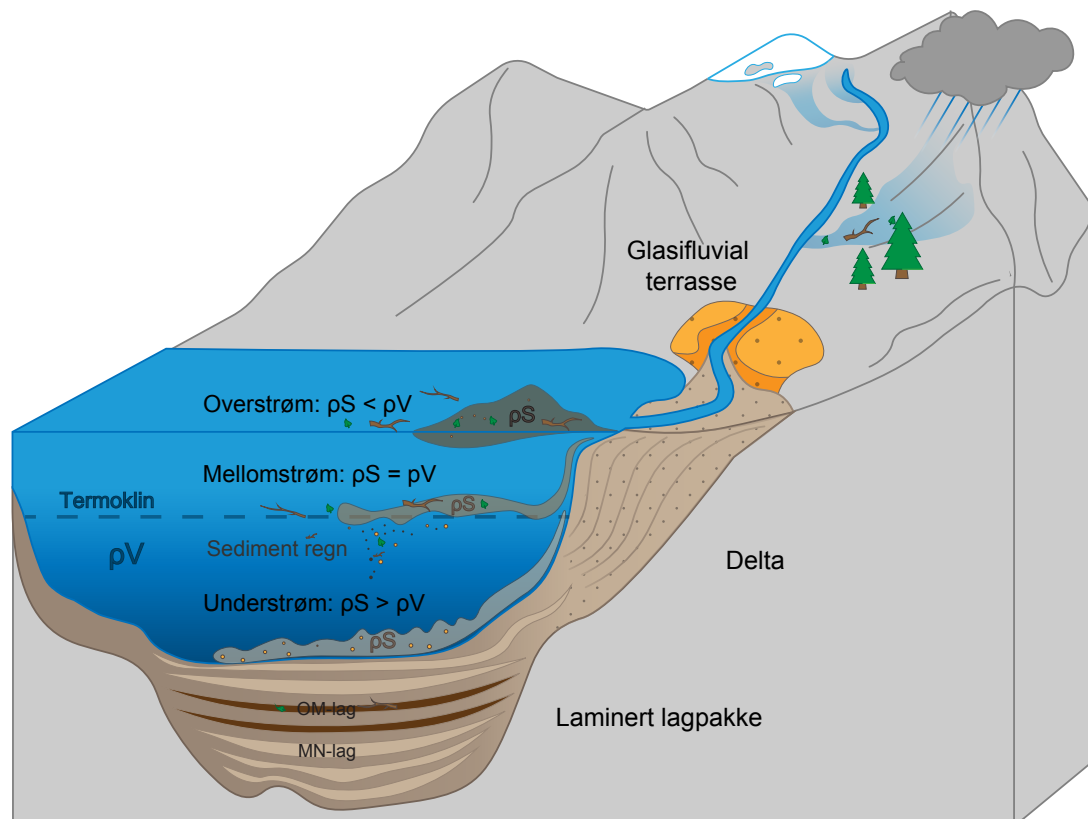
Det relative innholdet av OM- og MN-sediment i flomlag kan også være tilknyttet ulike avsetningsprosesser når elvestrømmen treffer innsjøvannet. Tetthetsforholdet mellom innsjøvannet og det innstrømmende ellevannet er avgjørende for om sedimentene avsettes av en over-,

mellom- eller understrøm (Sturm og Matter, 1978). Tettheten av elvestrømmen avhenger av temperatur, salinitet/innhold oppløste ioner, og sedimentinnhold. Både innsjøvannet og elvevannet består av ferskvann og berggrunnen, som hovedsaklig består av granittiske gneiser, er motstandsdyktig mot kjemisk forvitring. Det forventes derfor at tetthetsforholdet i Flakksvann primært er styrt av temperatur og sedimentinnhold. Det er ikke tilgjengelige data for å kvantitativt knytte MN- og OM-lag til de ulike strømmene. Teorien bak prosessene kan likevel tilby en ytterligere forklaring på hvorfor MN- og OM-lag er tilknyttet henholdsvis snøsmelte- og regnflommer.

Tetthetsstratifikasjonen i en innsjø påvirkes i stor grad av overflatevannets temperatur, som primært er styrt av solinnstråling (Hostetler, 1995). På grunn av lav solinnstråling minsker tetthetsstratigrafien i innsjøen om vinteren, noe som øker sannsynligheten for dannelsen av en understrøm (Schillereff et al., 2014). I mange alpine innsjøer dannes understrømmer som et resultat av at det innkommende elvevannet stammer fra snøsmelting, og har mye lavere temperatur enn innsjøvannet (Mulder et al., 2003). Snøsmelting mobiliserer mer minerogent sediment fra elveløpene, som har høy tetthet vist av volumestimeringen i kapittel 5.5.1. Kaldt smeltevann, som transporterer et høyt innhold av sediment med høy tetthet, vil føre til stor kontrast mellom tettheten i elvevannet og innsjøvannet. En lav stratifikasjon i innsjøen øker ytterligere potensialet for dannelsen av en understrøm om vinteren og våren.

Tilstedeværelsen av en termoklin om sommeren medfører en høyere sannsynlighet for dannelse av en mellom- eller overstrøm (Schillereff et al., 2014). Mellomstrømmer har mindre rekkevidde enn understrømmer. Dette er grunnet blanding av vannmassene fra elva og innsjøen, som oppstår på grunn av vannmassenes like tetthet. Mellomstrømmer er derfor en viktig prosess ved dannelse av gilbert-type delta (Bates, 1953). Sturm og Matter (1978) og Wilhelm et al. (2015) viser at disse strømmene medfører en større spredning av sedimentet i innsjøen. Enkelte flomlag kan derfor inneholde mer OM- enn MN-sediment ettersom mellomstrømmer avsetter mer av MN-sedimentet langs deltaskråningen, og fører til en større spredning av OM-sedimentet i innsjøen. OM-sedimentene avsettes så på innsjøbunnen fra suspensjon. Dette kan også forklare også hvorfor MN-lag er mer distinkte enn OM-lag, som vist av CT-røntgenbildene i figur 5.13. Figur 6.3 illustrerer dynamikken av disse prosessene. Snøsmelting fører til mobilisering av kun minerogene sedimenter og danner understrømmer med tilhørende MN-lag. Regnflom-

mer mobiliserer i større grad terrestriske makrofossiler, og danner over- og mellomstrømmer med tilhørende OM-lag.



Figur 6.3: Fremstilling av mulige avsetningsprosesser i innsjøen ved snøsmelteflov og regnflov. Snøsmelteflov mobiliserer minerogene sedimenter langs definerte elveløp fra høyfjellsområder til lavlandet. Stor tetthetskontrast mellom det kalde og sedimentrike elvevannet og innsjøvann med lav tetthetsstratigrafi fører til dannelsen av understrømmer og avsettelse av MN-lag. Regnflokker mobiliserer terrestriske makrofossiler fra nedslagsfeltet i tillegg til minerogene sedimenter langs elvekanalen. Tilstedeværelsen av en termoklin om sommeren og høsten fører til dannelsen av overstrømmer og mellomstrømmer, hvor OM- og MN-sedimentet spres i større grad og avsettes fra suspensjon som OM-lag. Inspirert fra Gilli et al. (2013).

6.8 Fremtiden

Norsk klimaservicesenter har i Hanssen-Bauer et al. (2015) beregnet hvordan modellerte globale klimaendringer vil slå ut i Norge innen år 2100. Fra flomrekonstruksjonen i Flakksvann er det relevant å knytte antatte klimaendringer i fremtiden klimaendringer for å kunne si noe om fortiden er en god analogi for fremtidens flommer.

Rekonstruksjonen av fortidens flommer i Flakksvann viser at både snøsmelteflommer og regnflommer kan forekomme i nedslagsfeltet. Et skifte fra dominante snøsmelteflommer til mer hyppige regnflommer vises mot slutten av den lille istid ved AD 1850. I dag forekommer de fleste og største flommene ved Flakksvann om høsten, men fortsatt forekommer store flommer også på våren (figur 2.3). En statistisk sikker økning i årsnedbør på mer enn 18 % er registrert for fastlands-Norge, og om utslippene av klimagasser fortsetter som i dag vil en ytterligere økning på 18 % forventes innen år 2100 (Hanssen-Bauer et al., 2015). På Sørlandet har denne økningen vært størst om høsten, som er den mest flomaktive årstiden ved Flakksvann i dag (figur 2.3). Nedbørsmengdene vil i større grad komme som hyppige og intense regnbyger og vil resultere i større regnflommer, som forekommer oftere. Ved en slik klimaendring vil 2017-flommen på Sørlandet, som ble estimert til å være en 200-årsflom, kunne beregnes som litt under en 100-års flom (Helland, 2018). I fremtiden forventes også økt vinternedbør og vintertemperatur. Dette fører til mer snøakkumulasjon i høyfjellsområdene, men også en høyere snøgrense. Økt temperatur vil føre til en kortere snøsesong i kystnære lavlandsområder (Hanssen-Bauer et al., 2015) og vil føre til færre og mindre snøsmelteflommer på våren i Flakksvann. En kortere snøsesong vil føre til tidligere snøsmelting, og om dette skjer i kombinasjon med kraftig regn kan store flommer forekomme om vinteren i Flakksvann.

7. Konklusjon

For å rekonstruere flom i Tovdalsvassdraget på Sørlandet er sedimentkjerner fra Flakksvann analysert med hensyn på geokjemiske, magnetiske og fysiske egenskaper. En multi-proxy analyse er utført for å identifisere signaturen til flomtransporterte sedimenter, samt visualisering av identifiserte facies fra CT-røntgenbilder. Utført PCA-analyse synliggjør et primært flomsignal (PC1) som forklarer 76 % av variansen i FLG218, og som reflekteres av det relative innholdet av minerogent materiale (MN-lag). Et ytterligere flomsignal er tilknyttet innholdet av terrestriske makrofossiler (OM-lag), og er identifisert av relativt lave gråskalaverdier fra CT-røntgenbildene.

MS-signalet viser stor variasjon i MN-lag i FLG218. Provenasstudie ved bruk av miljømagnetiske egenskaper (χ_{Bulk}), indikerer at MS-signalet er styrt av ulike blandingsforhold mellom sedimenter fra ulike kildeområder eller ulike kornstørrelser. Dette blandingsforholdet varierer fra flom til flom, og kan være knyttet til ulike flomtyper eller flommens intensitet.

To metoder er benyttet for å kvantifisere flomaktiviteten i Flakksvann. Endringsrate (RoC) av gråskalaverdiene, $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$ og MS gir henholdsvis 59, 39 og 16 flommer de siste 800 år, hvor samtlige parametere viser et høyt antall flommer under den lille istid (\sim AD 1550–1920). Fra CT-analysen er volumestimering av MN-lag og OM-lag, med henholdsvis høy og lav tetthet utført. Høyt volum MN-sediment sammenfaller med høy vinternedbør og lave temperaturer under den lille istid, og tolkes til å være forbundet med snøsmelteflommer. Høyt volum OM-sediment sammenfaller med varmere klimaperioder og gjenspeiler regnflommer.

Sedimentene i Flakksvann tilsier at snøsmelteflommer har vært dominerende i et kaldere klima med mer vinternedbør. I dag er derimot regnflommer dominerende og i et stadig varmere og våtere klima, vil større og hyppigere regnflommer sannsynligvis forekomme i fremtiden.

Forslag til videre forskning

I denne studien har grundige undersøkelser av geokjemiske, magnetiske og fysiske egenskaper bidratt til å identifisere flomtransportert sediment i Flakksvann. Det er fortsatt et stort potensiale for videre forskning i studieområdet. Kvantitativ kornstørrelseanalyse av spesielt minerogene lag vil kunne bidra til en bedre forståelse av den magnetiske variabiliteten i innsjøsedimentene. Kornstørrelsemålinger vil i tillegg bidra til å knytte flomlag til flomintensitet, og undersøke eventuelle ulikheter i MN-lag og OM-lag.

Resultater fra blydateringen vil resultere i en mer robust alderskronologi, som tillater mer nøyaktig sammenligning med instrumentelle arkiv. På denne måten kan vannføring i observerte flommer knyttes til kornstørrelse i de avsatte flomlagene, og benyttes til å rekonstruere vannføring forbi den instrumentelle måleserien. Innhenting av en ny sedimentkjerne, fra en mer distal borrelokaltet med hensyn på Tovdalselva, kan bidra til et mer kontinuerlig arkiv med et lengre tidsintervall. En sammenligning med sedimentkjerner fra den overliggende terskelinnsjøen Berse, vil også bidra til bedre forståelse av flommagnituden i Birkeland. Under flommer hvor vannstanden overgår terskelen mellom innsjøene, som i 2017, vil sedimenter med like egenskaper avsettes i begge innsjøene. Flomvariabiliteten vil videre kunne sammenlignes med andre flomrekonstruksjoner og knyttes til atmosfæriske sirkulasjonsmønstre.

Referanser

- Andersen, B. G. (1960), *Sørlandet : i sen- og postglacial tid.* 210, Oslo: Norges Geologiske Undersøkelse.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O. og Paasche, Ø. (2005), Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Følgfonna, western Norway, *The Holocene* 15(2), s. 161–176.
- 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(1), s. 59–67.
- Bates, C. C. (1953), Rational theory of delta formation, *Aapg Bulletin* 37(9), s. 2119–2162.
- Birks, H. (1987), Multivariate analysis of stratigraphic data in geology: a review, *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 2(1-3), s. 109–126.
- 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 palynological and glaciological lake-sediment proxies, *The Holocene* 15(2), s. 177–189.
- 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(3), s. 445–455.
- 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.
- 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.
- Cuven, S., Francus, P. og Lamoureux, S. F. (2010), Estimation of grain size variability with

- micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic, *Journal of Paleolimnology* 44(3), s. 803–817.
- Davies, S. J., Lamb, H. F. og Roberts, S. J. (2015), Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments, *in* Micro-XRF studies of sediment cores, Springer, s. 189–226.
- Duliu, O. G. (1999), Computer axial tomography in geosciences: an overview, *Earth-science reviews* 48(4), s. 265–281.
- Eikenæs, O., Njøs, A., Østdahl, T. og Taugbøl, T. (2000), *Flommen kommer... Sluttrapport fra HYDRA-et forskningsprogram om flom*. Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Engeland, K., Wilson, D., Borsányi, P., Roald, L. og Holmqvist, E. (2018), Use of historical data in flood frequency analysis: a case study for four catchments in Norway, *Hydrology Research* 49(2), s. 466–486.
- Faugli, P. E. (1981), *Tovdalsvassdraget : en fluvialgeomorfologisk analyse*. 22. Oslo: Universitetet i Oslo, Kontaktutvalget for vassdragsreguleringer.
- Foss, B. (1999), Storflommen i 1959 - et 40 årsminne, *Tveit historielag* s. 9–20.
- 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, *in* Dating torrential processes on fans and cones, Springer, s. 225–242.
- Girardclos, S., Schmidt, O. T., Sturm, M., Ariztegui, D., Pugin, A. og Anselmetti, F. S. (2007), The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz, *Marine Geology* 241(1-4), s. 137–154.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P. og Mélières, M.-A. (2007), High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif), *quaternary science reviews* 26(19-21), s. 2644–2660.
- Hagestad, T. (1988), *Fløtningens historie i Otra og Tovdalselva*, Kristiansand: T. Hagestad.
- Hanssen-Bauer, I., Førland, E., Haddeland, I., Hisdal, H., Mayer, S., Nesje, A., Nilsen, J., Sandven, S., Sandø, A., Sorteberg, A. et al. (2015), Klima i Norge 2100. NCCS Report No. 2/2015.
- Helland, S. A. (2018), *Flomberegninger for Flaksvatn i Tovdalselva*. (76/2018). Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Hennekam, R. og de Lange, G. (2012), X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: methods to improve quality and reproducibility of high-resolution paleoenvironmental records, *Limnology and Oceanography: Methods* 10(12), s. 991–1003.

- Hjulstrom, F. (1935), Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris, *Bulletin, Geological Institute Upsalsa* 25, s. 221–527.
- Hostetler, S. (1995), Hydrological and thermal response of lakes to climate: description and modeling, in *Physics and chemistry of lakes*, Springer, s. 63–82.
- Jenny, J.-P., Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Covex, C. G., Melo, A., Fanget, B., Malet, E., Ployon, E. og Perga, M. E. (2014), A 4D sedimentological approach to reconstructing the flood frequency and intensity of the Rhône River (Lake Bourget, NW European Alps), *Journal of Paleolimnology* 51(4), s. 469–483.
- Kvisvik, B. C., Paasche, Ø. og Dahl, S. O. (2015), Holocene cirque glacier activity in Rondane, southern Norway, *Geomorphology* 246, s. 433–444.
- Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B. og Veres, D. (2011), High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies, *Journal of Quaternary Science* 26(1), s. 109–117.
- Lanci, L. og Lowrie, W. (1997), Magnetostratigraphic evidence that ‘tiny wiggles’ in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations, *Earth and Planetary Science Letters* 148(3-4), s. 581–592.
- Langsholt, E. og Holmqvist, E. (2017), *Flommen på Sørlandet 30.9–3.10. 2017*. (80/2017) Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Ljungqvist, F. C. (2010), A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 92(3), s. 339–351.
- Löwemark, L., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R. og Jarvis, S. (2011), Normalizing XRF-scanner data: a cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes, *Journal of Asian Earth Sciences* 40(6), s. 1250–1256.
- Milly, P. C., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R. M., Kundzewicz, Z. W., Lettenmaier, D. P. og Stouffer, R. J. (2008), Stationarity is dead: Whither water management?, *Science* 319(5863), s. 573–574.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P. og Rico, M. (2008), Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain), *Journal of Paleolimnology* 40(3), s. 943–961.
- Mulder, T., Syvitski, J. P., Migeon, S., Faugeres, J.-C. og Savoye, B. (2003), Marine hyperpycnal

- flows: initiation, behavior and related deposits. A review, *Marine and Petroleum Geology* 20(6-8), s. 861–882.
- Nesje, A. (1992), A piston corer for lacustrine and marine sediments, *Arctic and alpine research* 24(3), s. 257–259.
- Nesje, A., Dahl, S., Matthews, J. og Berrisford, M. (2001), A 4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway, *Journal of Paleolimnology* 25(3), s. 329–342.
- Nesje, A. og Dahl, S. O. (2003), The ‘Little Ice Age’—only temperature?, *The Holocene* 13(1), s. 139–145.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Thun, T. og Nordli, Ø. (2008), The ‘Little Ice Age’ glacial expansion in western Scandinavia: summer temperature or winter precipitation?, *Climate dynamics* 30(7-8), s. 789–801.
- Nesje, A. og Kvamme, M. (1991), Holocene glacier and climate variations in western Norway: evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events, *Geology* 19(6), s. 610–612.
- Orsi, T. H., Edwards, C. M. og Anderson, A. L. (1994), X-ray computed tomography: a non-destructive method for quantitative analysis of sediment cores, *Journal of Sedimentary Research* 64(3).
- Østmoe, A. (1985), *Stor-ofsen 1789: værsystemet som førte til den største flomkatastrofen i Norge*, Oversiktsregistreret.
- Ramberg, I. B., Bryhni, I. og Nøttvedt, A. (2007), *Landet blir til: Norges geologi*, Norsk geologisk forening.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M. et al. (2013), IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP, *Radiocarbon* 55(4), s. 1869–1887.
- Roald, L. A. (2008), Rainfall floods and weather patterns, *A Consultancy* . (14/2008) Oslo: Norges vassdrags- og energidirektorat.
- Roald, L. A. (2013), Flom i Norge. Vestfossen: Tom & Tom.
- Romundset, A., Lakeman, T. R. og Høgaas, F. (2019), Coastal lake records add constraints to the age and magnitude of the Younger Dryas ice-front oscillation along the Skagerrak coastline in southern Norway, *Journal of Quaternary Science* 34(2), s. 112–124.
- Røthe, T. O., Bakke, J. og Støren, E. W. N. (2019a), Glacier outburst floods reconstructed from

- lake sediments and their implications for Holocene variations of the plateau glacier Folgefonna in western Norway, *Boreas* 48(3), s. 616–634.
- Røthe, T. O., Bakke, J., Støren, E. W. og Dahl, S. O. (2019b), Wintertime extreme events recorded by lake sediments in Arctic Norway, *The Holocene* 29(8), s. 1305–1321.
- 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.
- Sigmond, E. M., Bryhni, I. og Jorde, K. (2013), *Norsk geologisk ordbok: med engelsk-norsk ordliste*, Trondheim: Akademika.
- Simonneau, A., Chapron, E., Vannièrè, B., Wirth, S., Gilli, A., Di Giovanni, C., Anselmetti, F., Desmet, M. og Magny, M. (2013), Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy: implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards, *Climate of the Past* 9(2), s. 825–840.
- 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(6), s. 907–920.
- 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(23-24), s. 3021–3033.
- Støren, E. N., Kolstad, E. W. og Paasche, Ø. (2012), Linking past flood frequencies in Norway to regional atmospheric circulation anomalies, *Journal of Quaternary Science* 27(1), s. 71–80.
- Støren, E. N. og Paasche, Ø. (2014), Scandinavian floods: From past observations to future trends, *Global and Planetary Change* 113, s. 34–43.
- Støren, E. W., Paasche, Ø., Hirt, A. M. og Kumari, M. (2016), Magnetic and geochemical signatures of flood layers in a lake system, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 17(10), s. 4236–4253.
- Sturm, M. og Matter, A. (1978), Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents, *Modern and ancient lake sediments* s. 147–168.
- Sundborg, (1956), The River Klarälven: A Study of Fluvial Processes, *Geografiska Annaler* 38(2), s. 125–237.

- TEK17 (2017), *Byggeteknisk forskrift*.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O'sullivan, P. og Oldfield, F. (1975), Magnetic susceptibility of lake sediments, *Limnology and Oceanography* 20(5), s. 687–698.
- Törnqvist, T. E., De Jong, A. F., Oosterbaan, W. A. og Van Der Borg, K. (1992), Accurate dating of organic deposits by AMS 14 C measurement of macrofossils, *Radiocarbon* 34(3), s. 566–577.
- van der Bilt, W. G., Rea, B., Spagnolo, M., Roerdink, D. L., Jørgensen, S. L. og Bakke, J. (2018), Novel sedimentological fingerprints link shifting depositional processes to Holocene climate transitions in East Greenland, *Global and Planetary Change* 164, s. 52–64.
- 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.
- Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J. F. og Birks, H. J. B. (2012), A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier, *Quaternary Research* 77(1), s. 192–204.
- Vinegar, H. J. og Wellington, S. L. (1987), Tomographic imaging of three-phase flow experiments, *Review of Scientific Instruments* 58(1), s. 96–107.
- Vormoor, K., Lawrence, D., Schlichting, L., Wilson, D. og Wong, W. K. (2016), Evidence for changes in the magnitude and frequency of observed rainfall vs. snowmelt driven floods in Norway, *Journal of Hydrology* 538, s. 33–48.
- Walker, M. (2005), *Quaternary dating methods*, John Wiley and Sons.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.-R., Guiter, F., Malet, E., Reyss, J.-L., Tachikawa, K., Bard, E. og Delannoy, J.-J. (2012), 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms, *Quaternary Research* 78(1), s. 1–12.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Fange, B., Malet, E., Pignol, C. et al. (2013), Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the north-west European Alps, *Journal of Quaternary Science* 28(2), s. 189–199.
- Wilhelm, B., Sabatier, P. og Arnaud, F. (2015), Is a regional flood signal reproducible from lake sediments?, *Sedimentology* 62(4), s. 1103–1117.
- Williams, G. P. et al. (1989), Sediment concentration versus water discharge during single

hydrologic events in rivers, *Journal of Hydrology(Amsterdam)* 111(1), s. 89–106.

Nettbaserte kart og tjenester

Kartverket (2019a), *Høydedata* [Internett]. Tilgjengelig fra:
<<https://hoydedata.no/LaserInnsyn/>> (Hentet: 25.10.2019).

Kartverket (2019b), *N5000 Kartdata* [Internett]. Tilgjengelig fra:
<<https://kartkatalog.geonorge.no/>> (Hentet: 25.10.2019).

Kartverket (2020), *Norge i bilder* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://norgebilder.no/>> (Hentet: 27.02.2020).

Meteorologisk institutt (2020), *Eklima: Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner* [Internett]. Tilgjengelig fra:
<<http://www.eklima.no/>> (Hentet: 27.02.2020).

NGU (2020a), *Berggrunn N250* [Internett]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra:
<<http://geo.ngu.no/download/order?dataset=604>> (Hentet: 08.02.2020).

NGU (2020b), *Løsmasse* [Internett]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra:
<<http://geo.ngu.no/download/order?dataset=600>> (Hentet: 08.02.2020).

NVE (2020a), *Nedlasting av fagdata fra NVE* [Internett]. Tilgjengelig fra:
<<https://nedlasting.nve.no/gis/>> (Hentet: 08.02.2020).

NVE (2020b), *NEVINA: Nedbørfelt-Vannføring-INdeks-Analyse* [Internett]. Tilgjengelig fra:
<<https://nevina.nve.no/>> (Hentet: 24.05.2020).

NVE (2020c), *SeNorge* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<http://www.senorge.no/>> (Hentet: 13.03.2020).

Stuiver, M., Reimer, P. J. og Reimer, R. (2020), *Calib 7.1* [Internett]. Tilgjengelig fra:
<<http://calib.org>> (Hentet 08.06.2020).

Nettsider

ESRI Resources (2020a), *How hillshade works* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-hillshade-works.htm>> (Lest: 23.05.2020).

ESRI Resources (2020b), *How IDW works* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/how-idw-works.htm>> (Lest: 23.05.2020).

ESRI Resources (2020c), *How Topo to Raster works* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-topo-to-raster-works.htm>> (Lest: 29.05.2020).

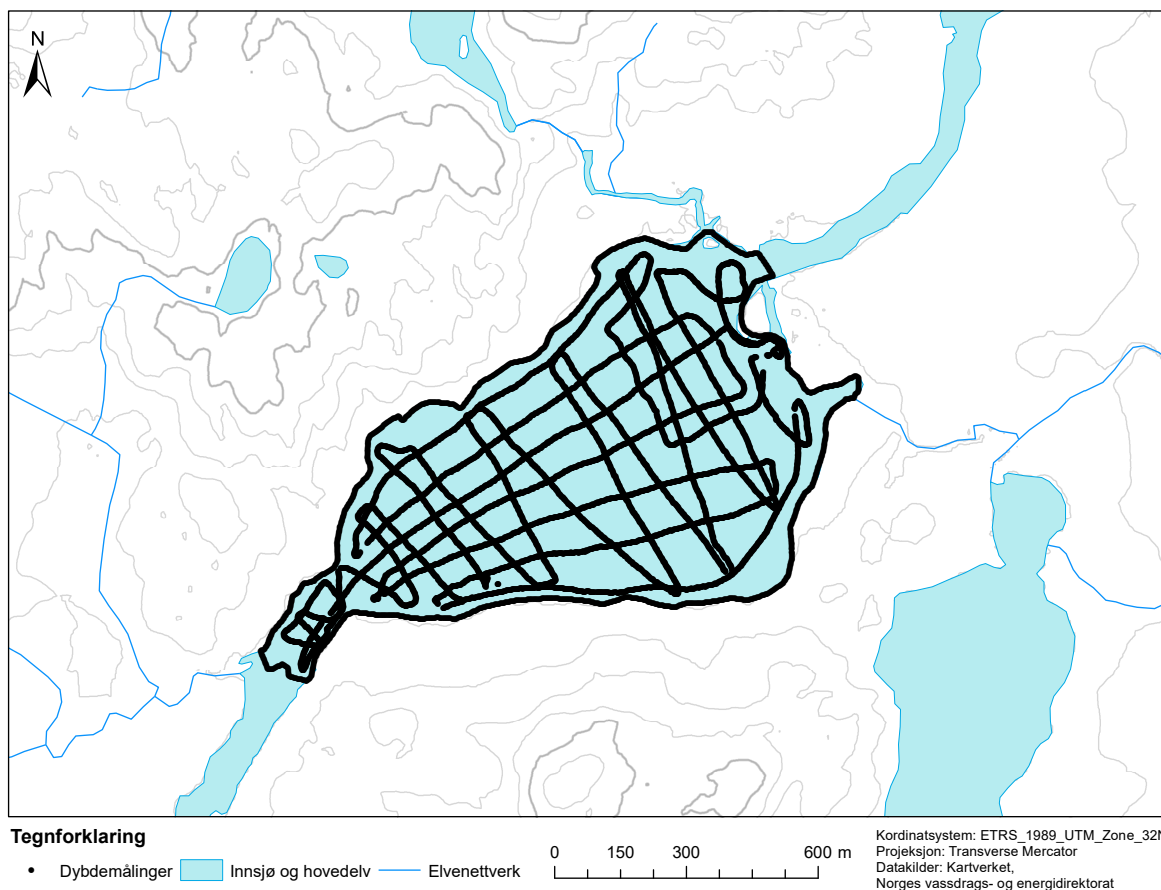
ESRI Resources (2020d), *How watershed works* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/how-watershed-works.htm>> (Lest: 23.05.2020).

Naturskadepool (2020), *Naturskader* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://www.finansnorge.no/statistikk/skadeforsikring/nokkeltall/naturskade/>> (Lest: 23.02.2020).

NVE (2020e), *Ordliste for flom* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://varsom.no/flom-og-jordskredvarsling/ordliste-for-flom/?ref=mainmenu>> (Lest: 23.02.2020).

Vedlegg

Vedlegg 1: Dybdemålinger fra batymetrisk kartlegging av Flakksvann



Dybdemålinger (sorte punkter) fra batymetrisk kartlegging av Flakksvann. 7899 målinger ble gjort fordelt på 22 transekt. Ytterligere 1054 punkter er plassert rundt innsjøens strandlinje for å oppnå den beste dybdemodellen ved interpolering. Høydekoter med 20 m ekvidistnse er konstruert i ArcMap 10.7 fra en DTM med 10 m oppløsning, tilgjengelig fra hoydedata.no (Kartverket, 2019a).

Vedlegg 2: Rådata fra XRF, MS, CT og miljømagnetisme

Vedlegget inneholder rådata fra XRF-målingene, MS og gråskalaverdiene, samt volumestimeringen av MN- og OM-lag i FLG218. Rådata fra miljømagnetisme og XRF-målinger av jordartsprøver og FLG-prøver er også inkludert. Alle data er tilgjengelige i Geodatabasen (geosamples.app.uib.no).

Vedlegg 3: Korrelasjonskoeffisienter (r) FLG218

Pearson korrelasjonskoeffisienter (r) fra korrelasjonsanalyse av målte parametere i FLG218 og prinsipale komponenter PC1 og PC2

	Si/ (inc+coh)	K/ (inc+coh)	Ca/ (inc+coh)	Ti/ (inc+coh)	Mn/ (inc+coh)	Fe/ (inc+coh)	Rb/ (inc+coh)	Sr/ (inc+coh)	Zr/ (inc+coh)	inc/coh	Gråskala	MS	PC1	PC2
Si/(inc+coh)	1,0	0,92	0,92	0,85	0,83	0,68	0,74	0,81	0,77	-0,78	0,53	0,42	0,9	0,08
K/(inc+coh)	0,92	1,0	0,98	0,92	0,91	0,76	0,83	0,9	0,85	-0,86	0,6	0,41	0,97	0,03
Ca/(inc+coh)	0,92	0,98	1,0	0,93	0,92	0,76	0,84	0,91	0,86	-0,88	0,59	0,38	0,97	-0,01
Ti/(inc+coh)	0,85	0,92	0,93	1,0	0,91	0,79	0,8	0,87	0,84	-0,86	0,58	0,35	0,95	-0,02
Mn/(inc+coh)	0,83	0,91	0,92	0,91	1,0	0,84	0,82	0,89	0,83	-0,89	0,57	0,35	0,95	-0,02
Fe/(inc+coh)	0,68	0,76	0,76	0,79	0,84	1,0	0,65	0,72	0,68	-0,74	0,52	0,51	0,83	0,28
Rb/(inc+coh)	0,74	0,83	0,84	0,8	0,82	0,65	1,0	0,89	0,82	-0,86	0,55	0,24	0,88	-0,2
Sr/(inc+coh)	0,81	0,9	0,91	0,87	0,89	0,72	0,89	1,0	0,88	-0,95	0,6	0,28	0,95	-0,16
Zr/(inc+coh)	0,77	0,85	0,86	0,84	0,83	0,68	0,82	0,88	1,0	-0,89	0,57	0,25	0,9	-0,18
inc/coh	-0,78	-0,86	-0,88	-0,86	-0,89	-0,74	-0,86	-0,95	-0,89	1,0	-0,6	-0,26	-0,94	0,18
Gråskala	0,53	0,6	0,59	0,58	0,57	0,52	0,55	0,6	0,57	-0,6	1,0	0,28	0,66	0,03
MS	0,42	0,41	0,38	0,35	0,35	0,51	0,24	0,28	0,25	-0,26	0,28	1,0	0,41	0,88
PC1	0,9	0,97	0,97	0,95	0,95	0,83	0,88	0,95	0,9	-0,94	0,66	0,41	1,0	-0,0
PC2	0,08	0,03	-0,01	-0,02	-0,02	0,28	-0,2	-0,16	-0,18	0,18	0,03	0,88	-0,0	1,0