

Rekonstruksjon av storflommer i Tovdalsvassdraget gjennom holocen, ved terskelinnsjøen Berse

Masteroppgave i geovitenskap



Av Thea Aske Haugen

Institutt for geovitenskap

Universitetet i Bergen

Juni 2020

Sammendrag

Tovdalsvassdraget på Sørlandet domineres i dag av høstflommer som følge av store nedbørshendelser, men enkelte vårflommer forekommer. I denne studien er flommarkivet for Tovdalsvassdraget utvidet utover de instrumentelle vannføringsmålingene ved å rekonstruere flomhendelser gjennom de siste ca. 7000 år. Innsjøen Flakksvann ved tettstedet Birkeland er en del av Tovdalsvassdraget. Like ved Flakksvann ligger den mindre innsjøen Berse, adskilt fra hovedvassdraget, med én meters høydeforskjell. Ved normal vannføring renner vann fra Berse ut i Flakksvann, via Osebekken. Når vannføringen øker under flom, reverseres dreneringen mellom Flakksvann og Berse. Dette fører til avsetning av flomsedimenter i Berse, dersom vannføringen i Tovdalselva, hovedelven i Tovdalsvassdraget, er høy nok til å overskride terskelen mellom de to innsjøene.

Sedimentkjerner fra terskelinnsjøen Berse benyttes i denne studien for å rekonstruere flomtrends for de største flommene i Tovdalselva. Flomsignalet i sedimentkjernene identifiseres ved hjelp av flere metoder for sedimentanalyse. Dette innebærer blant annet røntgenfluorescens (XRF), magnetisk susceptibilitet (MS), kornstørrelse og CT-skanning for visualisering av sedimentologiske strukturer.

Resultatene viser at flomsedimentene kan identifiseres som lyse, minerogene lag og innvaskede terrestriske makrofossiler, avsatt som et resultat av elvas økte kompetanse og kapasitet under flom. De minerogene lagene har høy tetthet, positive utslag i geokjemiske parametere (K, Ca, Ti, Fe, Sr) og er dominert av kornstørrelser $<63\mu\text{m}$. Flomlagene skiller seg ut fra den normale sedimentasjonen som i hovedsak består av gytje. En hovedkomponentanalyse av de målte parametere viser at K reflekterer variasjonene i sedimentene og endringsraten for K benyttes for å kvantifisere flomlagene.

Basert på AMS- ^{14}C -dateringer dekker den rekonstruerte flomfrekvensen fra Berse store deler av holocen, fra 6900 kal. år BP til nåtid. Rekonstruksjonen viser en syklisk trend i flomfrekvens, med periodisitet på omtrent tusen år. Det er identifisert fire signifikante perioder med økt flomfrekvens i Berse; 6800-5400 kal. år BP, 4400-3200 kal. år BP, 2800-1000 kal. år BP og 400 kal. år BP til nåtid. Den dominerende flomsesongen i Tovdalsvassdraget har vært påvirket av små klimatiske variasjoner gjennom holocen, og variert mellom å være styrt av snøsmelting og nedbør.

Forord

Mine fem år som geologistudent ved Universitet i Bergen går nå mot slutten. Jeg har vært heldig og møtt masse nye mennesker som har påvirket meg og ført til at denne oppgaven nå er ferdigstilt. Flere av dem fortjener en stor takk.

Jeg vil gjerne benytte anledningen til å takke min hovedveileder Jostein Bakke og medveiledere Eivind Støren og Johannes Hardeng ved Institutt for geovitenskap for veiledning, diskusjoner og hjelp. Deres bidrag har vært godt både i feltarbeidet og i skriveprosessen. Takk til NVE for å ha satt i gang prosjektet og sammen med mine veiledere ha valgt ut Tovdalsvassdraget som et interessant vassdrag for nærmere undersøkelser av flom.

Min gode samarbeidspartner, Jonas Forsmo, fortjener også en takk for all tålmodigheten og evnen til å servere dårlige vitser i enhver anledning. Jeg håper og tror at vi sammen har bidratt til å gjøre fremtidens flommer ved Birkeland litt mer forutsigbare.

Takk til alle mine medstudenter for fem fantastiske år med fine feltkurs, ekskursjoner og sosiale begivenheter. Spesielt takk til Oda Rostøl Haga og Ingvild Aarrestad for mange kaffepauser med gode faglige diskusjoner og innspill.

Tusen takk til Anne Gåsland for å ha tatt seg tid til å lese gjennom omtrent hundre sider, hvor hun antakeligvis kun forstod én tidel av innholdet i oppgaven. Kenneth Mangersnes fortjener også en takk for en særdeles pirkete, men svært konstruktiv tilbakemelding på oppgaven.

Jeg vil også rette en takk til Covid-19 som førte til at alle spennende og sosiale begivenheter som egentlig skulle funnet sted de siste tre månedene, ble avlyst. Dette gjorde at frykten for å gå glipp av noe ikke ble et problem og at denne oppgaven ble ferdigstilt uten store distraksjoner.

Til slutt vil jeg takke venner og familie som har støttet meg med gode ord og oppmuntringer gjennom studieløpet. Spesielt takk til mamma og pappa som alltid stiller opp, samme hva som skjer.

Bergen, 15.06.2020

Thea Aske Haugen

Innholdsfortegnelse

Sammendrag	I
Forord	II
1 Innledning	1
2 Bakgrunn.....	3
2.1 Teoretisk bakgrunn	3
2.1.1 Flom	3
2.1.2 Tidligere studier for rekonstruksjon av flom ved innsjøsedimenter	6
2.1.3 Årsaker til flom i Norge	7
2.2 Områdebeskrivelse.....	9
2.2.1 Tovdalsvassdraget	9
2.2.2 Berse.....	12
2.2.3 Geologi	14
2.2.4 Klima.....	17
2.2.5 Vannføringsdata og historiske flommer.....	18
3 Data og metoder.....	21
3.1 Feltundersøkelser	21
3.1.1 Kwartærgeologisk kartlegging	21
3.1.2 Jordartsprøver fra nedslagsfeltet	22
3.1.3 Batymetrisk kartlegging	22
3.1.4 Seismiske undersøkelser	24
3.1.5 Kjernetaking	24
3.2 Sedimentanalyser	26

3.2.1 Kjernelogging.....	26
3.2.2 Miljømagnetisme.....	26
3.2.3 Kornstørrelse	27
3.2.4 Røntgenfluorescens (XRF).....	28
3.2.5 Datastyrt tomografi (CT).....	29
3.2.6 Massetetthet (DBD).....	30
3.2.7 Datering	31
3.2.8 Statistikk.....	32
3.2.9 Endringsrate	33
4 Resultat.....	34
4.1 Feltundersøkelser	34
4.1.1 Kwartærgeologisk kartlegging og lokaliteter for jordartsprøver	34
4.1.2 Batymetrisk kartlegging	42
4.1.3 Seismiske undersøkelser	43
4.2 Sedimentanalyser	47
4.2.1 Presentasjon av innsjøsedimenter.....	47
4.2.2 Visuell beskrivelse av sedimentkjerner.....	48
4.2.3 XRF, MS og korrelasjonsanalyser	49
4.2.4 Korrelering av sedimentkjernene	55
4.2.5 Massetetthet (DBD).....	57
4.2.6 Datastyrt tomografi (CT).....	58
4.2.7 Kornstørrelsesfordeling i sedimentkjernelag.....	60
4.2.8 Miljømagnetisme og geokjemiske analyser	62
4.2.9 Datering	64
4.2.10 Endringsrate	66

5 Diskusjon	67
5.1 Feltundersøkelser	67
5.1.1 Potensielle feilkilder.....	67
5.1.2 Kwartærgeologisk kartlegging	68
5.1.3 Batymetri og seismiske undersøkelser	71
5.2 Sedimentanalyser	72
5.2.1 Potensielle feilkilder.....	72
5.2.2 Korrelasjonsanalyser	74
5.2.3 Tolkning av sedimentære facies	75
5.2.4 Aldersmodeller	79
5.2.5 Flomstørrelse	80
5.2.6 Flomtelling	81
5.3 Flomtrend og paleoklima	84
5.3.1 Flomtrend i Berse	84
5.3.2 Paleoflom og fortidsklima.....	85
5.4 Flomrekonstruksjon fra sedimentarkiv	91
5.5 Fremtiden	92
6 Konklusjon	93
Forslag til videre forskning.....	94
Referanseliste	95
Vedlegg 1	102

1 Innledning

Sammen med storm og skred, utgjør flom en av de største naturfarene i Norge (Norsk Naturskadepool, 2020). Konsekvensen av naturfarene kan være store og i verstefall kreve liv. Hvert år må staten utbetale flere hundre millioner i erstatning til dem som er rammet av naturfarer (Norsk Naturskadepool, 2020). For å begrense skadene av flom er kunnskap om årsaken til flom og gode flomberegninger vesentlig, slik at sikringstiltak og annet forebyggende arbeid kan gjøres (Roald, 2013, s. 159).

Flomberegningene er basert på instrumentelle data fra vassdrag og fremstilles som flomsonekart til støtte for arealplanlegging, ut ifra flommers gjentaksintervall (Roald, 2013, s. 159). Måleseriene for norske vassdrag er begrenset til de siste århundrene og det statistiske grunnlaget for flomberegningene er derfor ikke optimale. De største og mest ødeleggende flommene har lengst gjentaksintervall og er de hendelsene det foreligger minst kunnskap om ut ifra de instrumentelle måleseriene. Det er derfor veldig viktig å skaffe ny informasjon om disse store og sjeldne flommene. Dette innebærer blant annet økt kunnskap om når de forekommer, hvor ofte, hva som forårsaker dem og endring i hyppigheten av de største flommene over tid. Innsjøsedimenter er et arkiv som er mye brukt for å gjøre paleoklimatiske rekonstruksjoner som går utover de historiske måleseriene (Thorndycraft *mfl.*, 1998; Nesje *mfl.*, 2001; Bøe *mfl.*, 2006; Støren *mfl.*, 2010; Vasskog *mfl.*, 2011). På denne måten økes kunnskapen om flomaktivitetens respons på naturlige klimatiske variasjoner over tusenvis av år, og dermed dannes et bedre grunnlag for prognoser av hvordan klimaendringer vil påvirke flomhyppigheten også i fremtiden.

I Norge rammes kystnære områder vanligvis av flomhendelser på høsten som følge av store mengder nedbør, mens flommene østafjells i større grad er påvirket av snøsmelting på våren (Hanssen-Bauer *mfl.*, 2009). I 2017 ble Sørlandet rammet av en stor flom forårsaket av kraftig nedbør, og nye flomrekorder forekom i både Agder og Rogaland som følge av flommen (Langsholt og Holmqvist, 2017). Tovdalsvassdraget er en av vassdragene i Norge med lengst instrumentelt arkiv, og sammen med historiske kilder strekker måleserien seg 200 år tilbake i tid (Helland, 2018). 2017-flommen førte til flomrekorder i Tovdalsvassdraget og de store vannmengdene skapte problemer ved å oversvømme veier, fylle kjellere med vann og mange husstander ble evakuert (Langsholt og Holmqvist, 2017).

Denne oppgaven er blitt til som et samarbeid mellom Institutt for geovitenskap ved Universitetet i Bergen og Norges vassdrag- og energidirektorat (NVE), for å øke kunnskapen rundt flom på Sørlandet og for å gjøre det lettere å ta gode beslutninger innenfor arealplanlegging og flomsikring i fremtiden. Følgende problemstilling og underproblemstillinger er formulert:

Hovedproblemstilling

- *Hvordan har flomfrekvensen i Tovdalsvassdraget variert gjennom holocen?*

Underproblemstillinger

- *Er det mulig å rekonstruere fortidens flommer i Tovdalsvassdraget ut fra terskelbassenget Berse?*
- *Hvilket flomregime kan Tovdalsvassdraget knyttes til? Nedbør, snøsmelting eller en kombinasjon av disse?*

Masterprosjektet er en del av et større prosjekt ved Bjerknessenteret for klimaforskning, kalt *Climate hazards and extremes* (CHEX). CHEX er et interdisiplinært prosjekt hvor et av delmålene er å forbedre projeksjoner for klimafarer og ekstremhendelser ved å inkludere observasjonsdata, rekonstruksjoner og numeriske modeller.

I denne oppgaven blir sedimentkjerner fra innsjøen Berse, en terskelinnsjø tilknyttet Tovdalsvassdraget, analysert ved Earth Surface Sediment Laboratory (EARTH LAB). Sedimentkjernene, sammen med kvartærgeologisk kartlegging, skal benyttes til å gjenkjenne prosesser i nedslagsfeltet, for å kunne skille flomsedimenter fra sedimenter avsatt av andre prosesser. Formålet med oppgaven er å rekonstruere flomfrekvens for de største flommene i Tovdalsvassdraget og knytte variasjoner i flomfrekvens til klimatiske variasjoner.

2 Bakgrunn

Det følgende kapitlet har som formål å presentere det teoretiske grunnlaget som oppgaven er bygget på, og tidligere studier med relevans for oppgaven belyses. I tillegg presenteres studieområdets geografi, geologi, klima og hydrologi. Alle disse faktorene har hver for seg stor betydning på flomfrekvens, flomrisiko og innsjøsedimentenes flomsignatur, og er derfor nødvendig bakgrunnskunnskap for oppgaven.

2.1 Teoretisk bakgrunn

2.1.1 Flom

Flom defineres som (1) usedvanlig høy vannføring i en elv som følge av mye regn eller rask snøsmelting, eller (2) uvanlig høy vannstand i innsjø eller hav (NVE, 2020a). I denne oppgaven brukes begrepet «flom» om økt vannføring knyttet til elver, ikke oversvømmelse eller høy vannstand som skyldes tidevann.

Vannføring er mengden vann som renner forbi et punkt i en elv i løpet av en bestemt tid, vanligvis oppgitt som kubikkmeter per sekund (m^3/s) eller liter per sekund (l/s) (NVE, 2015). Vannstand er høyden på vannet i en elv eller en innsjø, og måles fra faste punkter (NVE, 2015). For noen norske vassdrag har vannstanden under flom vært registrert i flere århundrer (Roald, 2013, s. 12). Tradisjonelt er vannstanden under historiske flommer markert med flommerker eller flommonumenter. Dette er for eksempel gjort på kirkeveggen på Voss etter flommen i

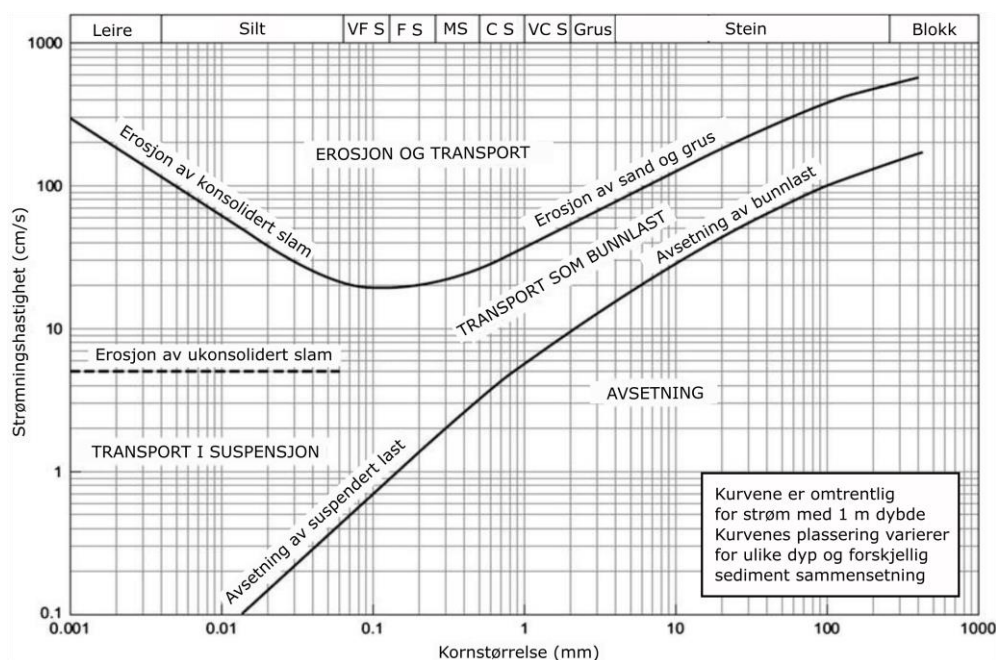


Figur 2.1 (A) Flommerket på veggen på kirka på Voss markerer den høyeste vannstanden fra flommen i 1604, som er den største historiske flommen på Voss. (B) Flommonumentet ved Fåvang i Gudbrandsdalen viser høyden på de største historiske flommene i området. Ved dette flommonumentet er både Vesleofsens i 1995 og Storofsens i 1789 merket inn. Foto: Thea Aske Haugen

1604 (figur 2.1A), og ved Fåvang langs Gudbrandsdalslågen (figur 2.1 B) hvor en flomstein markerer høyden på kjente historiske flommer som Storofsen i 1789 og Vesleofsen i 1995. For å studere flomhyppigheten lengre tilbake i tid enn det som dekkes av instrumentelle (ca. 50-100 år) og historiske arkiv (<6-700 år), kan sedimentære arkiver benyttes (Benito *mfl.*, 2004).

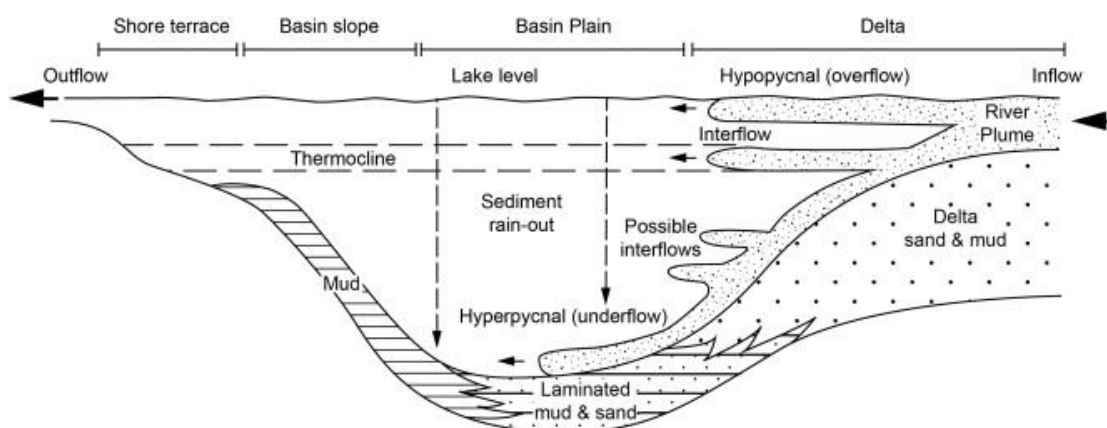
Dersom tilførselen av vann i vassdragene er større enn elveløpene har kapasitet til å transportere vekk, øker vannstanden og vannet vil finne nye veier. Som følge av økt vannstand og vannføring, vil områder som vanligvis er tørre utsettes for oversvømmelse (Roald, 2013, s. 11). Med økt vanninnhold i løsmasser og økt elveerosjon er det også vanlig at flommer fører til utløsning av flomskred og jordskred (Eikenæs *mfl.*, 2000).

Sedimenter som avsettes i en innsjø under flom er som regel transportert med elver. Økt vannføring vil føre til at elvas kompetanse og kapasitet øker, hvilket resulterer i økt erosiv kraft (figur 2.2)(Sundborg, 1956). Sand og grus eroderes ved lavest energi i vannmassene, mens høyere strømningsrate må forekomme for å erodere konsolidert leire på grunn av bindende spenninger (kohesive krefter) mellom partiklene (Sundborg, 1956). Det trengs høyere strømningshastighet for å erodere partikler enn å holde dem i suspensjon, og vannføringen må derfor minke betraktelig for å få avsetning av sedimentene som allerede er i suspensjon (Sundborg, 1956). Sedimenter avsettes for eksempel der elven blir bredere, har lavere relieff eller når en innsjø. Der en elv renner ut i en innsjø avtar vannføringen frem til vannstanden ved utløpet av innsjøen er lik vannstanden ved innløpet av innsjøen (Roald, 2013, s. 20).



Figur 2.2 - Modifisert fremstilling av Hjulström-Sundborgdiagram (Sundborg, 1956). Kurvene viser hvilke kornstørrelser som eroderes, transporteres eller avsettes i forhold til strømningshastighet. Avsetning varierer med kornstørrelse, hvor de største kornstørrelsene avsettes først. På grunn av kohesive krefter mellom partikler, kreves det større strømningshastighet for å erodere leire og silt enn veldig fin sand.

Tetthetsforskjeller mellom vannet i innsjøen og vannet i elven vil styre fordeling av materiale og avgjøre om massen vil danne en understrøm, mellomstrøm eller overstrøm (engelsk: underflow, interflow og overflow) når elven renner ut i innsjøen (figur 2.3)(Giovanoli, 1990). Tettheten til vann er avhengig av temperatur, mengden materiale i suspensjon og salinitet. Ved normal vannføring er sedimenttransporten i elver vanligvis liten og tettheten til vannet vil være lavere enn i innsjøen, noe som fører til overstrøm eller mellomstrøm (Giovanoli, 1990). Sedimentene vil da transporteres i suspensjon over lengre tid og fordeles utover innsjøen før de avsettes (Giovanoli, 1990; Gilli *mfl.*, 2013; Schillereff *mfl.*, 2014). Med utgangspunkt i Stokes lov for sedimentasjon vil de største partiklene falle ut av vannsøylen først, deretter vil de mindre partiklene avsettes (Schillereff *mfl.*, 2014). Ved flom vil sedimenttransporten være høyere og vannets tetthet øker relativt til normalt. Dette vil kunne føre til at sedimentene transporteres i en understrøm langs innsjøens bunn, til det roligste punktet i bassenget hvor de avsettes (Gilli *mfl.*, 2013).



Figur 2.3 – Illustrasjon av hvordan en elvestrøm (river plume) fordeler seg der en elv har innløp i en innsjø, basert på tetthetsforskjeller mellom vannet i innsjøen og vannet i elven (Schillereff *mfl.*, 2014). Inndelingen i understrøm (underflow), mellomstrøm (interflow) og overstrøm (overflow) er basert på Giovanolis (1990) beskrivelse av horisontal transport og sedimentasjon i innsjøer.

Det roligste området i en innsjø er typisk der vanddypet er størst (Gilli *mfl.*, 2013). Etter hvert som sedimentene faller til bunnen vil de begravnes av nye sedimenter. Når tykkelsen på de overliggende sedimentene blir større vil risikoen for omrøring og/eller erosjon gradvis minke (Gilli *mfl.*, 2013). Tiden det tar for å begrave sedimenter til dette dypet, er avhengig av sedimentasjonsraten. Seismiske og batymetriske undersøkelser er mye brukt for å undersøke avsetningsforholdene i innsjøer, da valg av innsjø er viktig for å sikre det beste sedimentarkivet (Burnett *mfl.*, 2011; Wilhelm *mfl.*, 2013; Røthe *mfl.* 2019a). Innsjøen må være dyp nok til at energien i vannmassene er lav, slik at sedimenter avsettes og erosjon ikke forekommer (Gilli *mfl.*, 2013; Schillereff *mfl.*, 2014).

2.1.2 Tidligere studier for rekonstruksjon av flom ved innsjøsedimenter

Undersøkelser av sedimentkjerner fra innsjøer har tidligere vært brukt for å rekonstruere flomfrekvens i et nedbørfelt (Thorndycraft *mfl.*, 1998; Brown *mfl.*, 2000; Nesje *mfl.*, 2001; Jenny *mfl.*, 2014; Røthe *mfl.*, 2019a). En kontrast mellom normal sedimentasjon og flomavsetninger må forekomme for å kunne skille avsetningene fra hverandre (Nesje *mfl.*, 2001; Støren *mfl.*, 2010; Gilli *mfl.*, 2013). Kontrasten kan forekomme i endret kornstørrelse, mengde eller sammensetning av materialet som avsettes, og er avhengig av hvilke sedimenter som er tilgjengelig for erosjon langs elveløpet oppstrøms for innsjøen (Schillereff *mfl.*, 2014).

Ved normal vannføring vil kornstørrelsen og sammensetningen til avsetningene i en innsjø variere med de aktive prosessene i nedslagsfeltet. Avsetningene kan bestå av materiale dannet i innsjøen (autoktont) og materiale dannet i nedbørsfeltet og fraktet til innsjøen (alloktont) (Gilli *mfl.*, 2013; Schillereff *mfl.*, 2014). For innsjøer med isbreer i nedslagsfeltet vil den normale sedimentasjonen for eksempel ha en annen signatur enn for innsjøer hvor det kun er fluviale prosesser som dominerer (Bakke *mfl.*, 2005a; Støren *mfl.*, 2010; Vasskog *mfl.*, 2011). Også under andre ekstremhendelser enn flom, som for eksempel massebevegelser i form av jordskred og flomskred, vil hendelseslag kunne avsettes og en kontrast fra den normale stratigrafien forekommer (Sletten *mfl.*, 2003; Vasskog *mfl.*, 2011). For å skille massebevegelser fra flom, er kjennskap til nedbørfeltet viktig. Ettersom hvert vassdrag har et unikt flomsignal, er det variasjon i hvilke metoder og analyser som benyttes for å fastsette flomsignalet i innsjøen. I tidligere studier er det vist at flomlag kan identifiseres ved multiproksyanalyser av sedimentkjerner (Wilhelm *mfl.*, 2018). En proksy er en variabel som indirekte beskriver noe som ikke kan direkte måles, slik som flommer langt tilbake i tid. På samme måte er for eksempel variasjoner i pollen benyttet for å rekonstruere temperatur eller temperatur og likevektslinjen for breer benyttet til å rekonstruere vinternedbør (Bjune *mfl.*, 2005). Utfyllende beskrivelse av metoder benyttet for rekonstruksjon av flom i denne studien er presentert i metodekapittelet (kapittel 3).

Når flomsignaturen i en innsjø er forstått og alderskontrollen er god, kan flomfrekvens rekonstrueres ved å telle flomlagene i innsjøsedimentene (Nesje *mfl.*, 2001; Støren *mfl.*, 2010; Røthe *mfl.*, 2019a). Å fastslå flommers størrelse (eller magnitudo) ved bruk av innsjøsedimenter er mer utfordrende, men studier har vist at det er et forhold mellom flomstørrelse, tykkelse på et flomlag, sedimentvolum og kornstørrelse (Wilhelm *mfl.*, 2018). Metodene som hovedsakelig benyttes for å rekonstruere flomstørrelse, direkte fra sedimentære avsetninger, er basert på antakelser om at (1) mengden sedimenter som avsettes er avhengig av flomstørrelsen der en

stor flom vil gi de tykkeste avsetningene og (2) at partiklene som avsettes øker i kornstørrelse når vannføringen øker (Wilhelm *mfl.*, 2018). I flere tilfeller stemmer disse antakelsene, men ikke alltid (Wilhelm *mfl.*, 2018). Det er ikke utviklet en universell metode for å fastsette vannføringen direkte fra sedimentære avsetninger uten undersøkelser av de unike forholdene i hver enkelt innsjø. Minimum flomstørrelse er i noen studier fastslått ved hjelp av fysiske terskler og studier av sedimenttransport og avsetning innad i innsjøen under flom (Jenny *mfl.*, 2014; Kämpf *mfl.*, 2015). Jenny *mfl.* (2014) har for eksempel studert hvordan sedimentasjon forekommer innad i en innsjø som er avgrenset fra hovedvassdraget med en fysisk terskel med en gitt høydeforskjell (terskelinnsjø) og gjennom studien ble det fastsatt en minimum vannføring som må overstiges for å få sedimentasjon i innsjøen.

Endringer i flomfrekvens har i flere studier vist seg å være knyttet til variasjon i klimaavhengige faktorer (Støren og Paasche, 2014). En gradvis endring i både kvantitet og kvalitet av sedimentasjonen kan skyldes klimaendringer som for eksempel endret nedbørsregime eller isbreer som gir økt produksjon av erosjonsmateriale. Generelle trender i atmosfærisk variasjon har tidligere vist seg å påvirke flomhyppigheten i stor grad (Støren *mfl.*, 2012; Swierczynski *mfl.*, 2013; Wirth *mfl.*, 2013). Dersom naturlige variasjoner i flomhyppighet i vassdraget kan kobles til bestemte klimatiske tilstander, vil det være mulig å si noe om fremtidig flomsituasjon (Støren og Paasche, 2014).

2.1.3 Årsaker til flom i Norge

Det er hovedsakelig to årsaker til flom i Norge; nedbør og snøsmelting eller en kombinasjon av disse (Eikenæs *mfl.*, 2000; NVE, 2009; Roald, 2013, s. 17). Store nedbørsmengder skaper oftest flom i Norge (Roald, 2013, s. 17) og skyldes lavtrykkssystemer fra Nord-Atlanteren som påvirkes av jetstrømmer høyt i troposfæren, polarfronten og vestavindsbeltet (Eikenæs *mfl.*, 2000; Uvo, 2003; Hanssen-Bauer *mfl.*, 2009). Dersom lavtrykkene kommer inn fra vest, vil luftmassene treffe kystområdene først, hvor de presses oppover i atmosfæren og nedbør faller på losiden av fjellene (orografisk nedbør). Når vindretningen er endret, kan lavtrykkene komme inn fra sørøst og det faller store mengder nedbør over Sørlandet og Østlandet, mens Vestlandet får mindre nedbør. Vindretningen styrer på denne måten hvor nedbøren faller (Hanssen-Bauer *mfl.*, 2009). Den dominerende retningen for lavtrykkene i Norge er sørvest, noe som fører til størst årsnedbør på Vestlandet (Hanssen-Bauer *mfl.*, 2009).

Grensen som skiller nedbørsutsatte områder langs kysten, fra de tørrere områdene østafjells, kalles vannskillet. Flommene på Vestlandet skyldes som regel store nedbørsmengder og økt

vannføring forekommer som oftest på høsten og vinteren når nedbørintensiteten er størst i denne delen av landet (NVE, 2009). Et eksempel på dette er oktoberflommen i 2014 som førte til oversvømmelser på store deler av Vestlandet (Langsholt *mfl.*, 2015). Med relativ store nedbørsmengder i normal tilstand, skal det ekstreme nedbørsmengder til for å danne flom på Vestlandet. På Østlandet skal det derimot mindre nedbørsmengder til for å bruke benevnningen flom, fordi den relative mengden nedbør i forhold til normalen er stor (Roald, 2013, s. 12).

Lesiden av fjellene mottar ikke like store mengder nedbør i løpet av et år, ettersom orografisk nedbør på losiden fører til lavere fuktighet i luftmassene når de har passert fjellene. Regnflommer er derfor ikke like frekvente på Østlandet. På Østlandet og i fjellnære områder er det i stor grad snøsmeltingen som avgjør når det blir flom (Roald, 2013, s. 17). Snøen som faller om vinteren smelter utover våren og fører til vårflommer. Topografien i området, smeltepotensiale og temperatur påvirker flommenes størrelse og varighet (Støren *mfl.*, 2010). Store snømengder i fjellene i kombinasjon med en plutselig temperaturøkning er typisk scenario for vårflommer (Roald, 2013, s. 17). Høydefordelingen i nedbørsfeltet påvirker når snøen smelter, hvor snøen vil smelte i lavtliggende områder først, mens snøen i de høytliggende fjellområdene ikke smelter før senere på våren. Snøsmeltingen er intensivert på våren, i april, mai og juni (Eikenæs *mfl.*, 2000). De største flommene forekommer dersom store regnfall forekommer i tillegg til snøsmelting i et område og er typisk for flommene på Østlandet. Vesleofsen i 1995 er et godt eksempel på en slik flom (Eikenæs *mfl.*, 2000).

I tillegg til nedbør og snøsmelting påvirkes flommer også av i hvor stor grad løsmassene og jordsmonnet i nedslagsfeltet er vannmettet (Eikenæs *mfl.*, 2000). Ved langvarig nedbør, vil store vannmengder infiltrere bakken og føre til metning av jordsmonnet. På kort sikt kan løsmassedekket dempe flommen ved å holde mye vann, men ved metning av løsmassedekket vil infiltrasjon være forhindret og overvann forekommer (Eikenæs *mfl.*, 2000; Roald, 2013, s. 20). Frost vil også kunne minke infiltrasjonsraten i løsmassedekket og kunne føre til flom. Storofsen i 1789 er den største historiske flommen på Østlandet og forekom som følge av store nedbørsmengder, snøsmelting og frost i bakken (Østmoe, 1985). Storofsen er et godt eksempel på at frost kan få katastrofale konsekvenser.

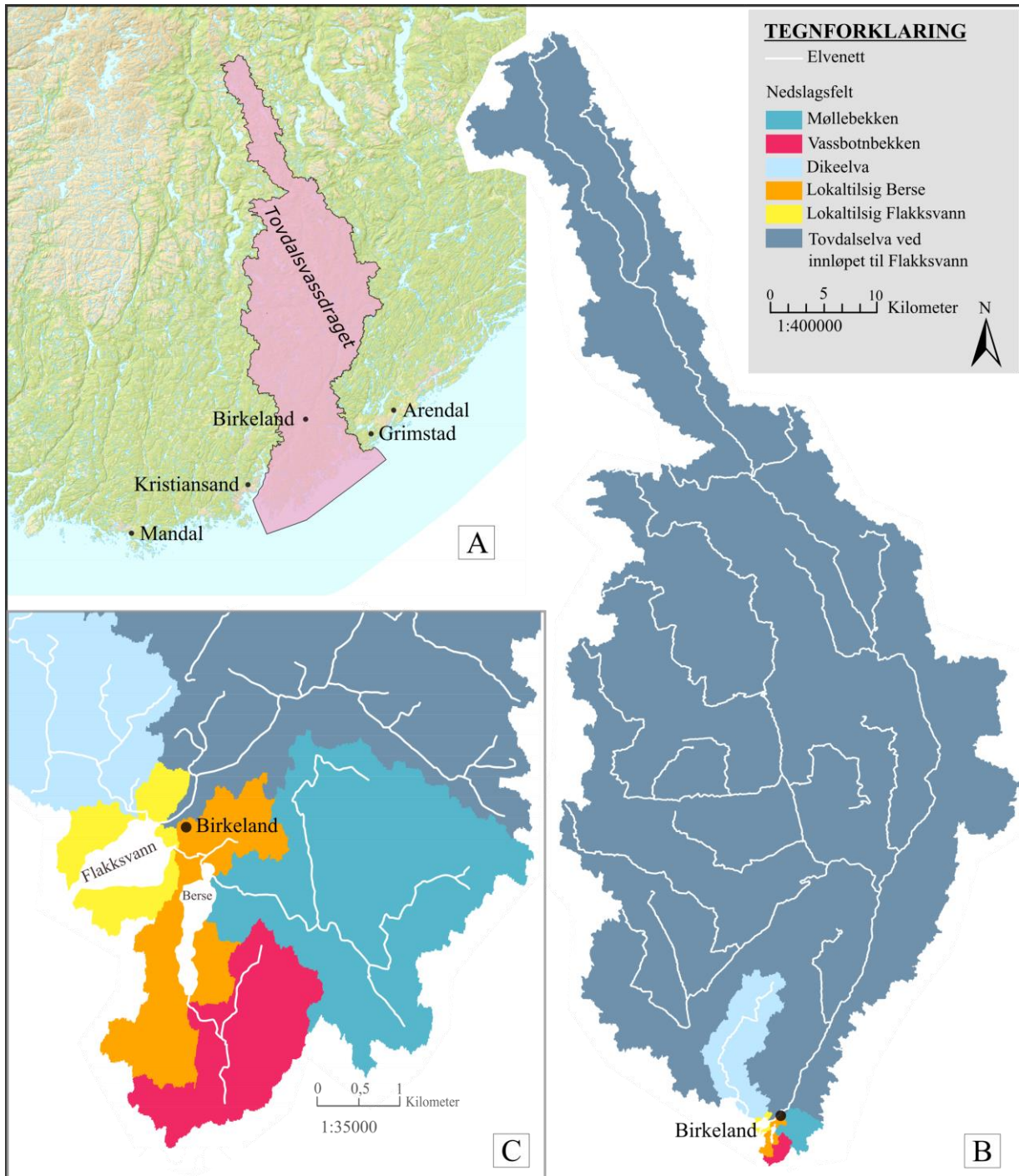
2.2 Områdebeskrivelse

2.2.1 Tovdalsvassdraget

Tovdalsvassdraget strekker seg 120 km innover i landet fra Kristiansand kommune i sør til Fyresdal kommune i nord (figur 2.4 A). Nedslagsfeltet til Tovdalsvassdraget har et samlet areal på 2186 km² (figur 2.4 A) og et årlig tilsig på 1951,8 millioner m³ (NVE, 2020b). Tovdalselva, hovedelven i vassdraget, er 150 km lang (NVE, 2020b) og har relativt lav gradient på 6,7 m/km (Helland, 2018). Elva har sitt utspring fra Berevatn (856 moh.) som ligger i heiene i Valle i tidligere Telemark (nå Vestfold og Telemark), på grensen mot Agder. Tovdalselva renner gjennom flere kommuner i tidligere Aust-Agder (Åmli, Iveland, Bygland, Froland, Birkenes) før den munner ut i Topdalsfjorden, nordøst for Kristiansand (tidligere Vest-Agder)(NVE, 2020b).

Nedslagsfeltet til Tovdalselva er preget av bart fjell og tynt morenedekke. Avsetninger finnes i lavtliggende områder nært elveleiet, men mesteparten av nedbørfeltet er fritt for løsmasser (kapittel 2.2.3)(Andersen, 1960; Faugli, 1981; Alstadsæter, 1986). Nedslagsfeltet varierer fra langstrakte fjellvidder ved Valle kommune i nord til et heilandskap i sør (Faugli, 1981). Faugli (1981) beskriver at den smale formen på de nordlige delene av nedslagsfeltet trolig er forutsatt av det preglasiale landskapet og ytterligere glasial erosjon. Sørøver øker nedslagsfeltets bredde som følge av grunne, vide fjorder og avtakende innflytelse av nærliggende hoveddaler (Faugli, 1981). Tovdalselva drenerer gjennom flere smale daler i et småkupert terreng hvor relieffet er ca. 250-300 m (Faugli, 1981).

Tovdalselva har innløp og utløp i flere innsjøer som fanger opp mindre elver og bekker. Flakksvann (19 moh.) ved tettstedet Birkeland i Birkenes kommune, omtrent 3 mil nordøst for Kristiansand, er en av innsjøene Tovdalselva har innløp og utløp i. Nedbørsfeltet til Tovdalselva oppstrøms for Flakksvann, er 1783,42 km² (NVE, 2020b)(figur 2.4 B og C). Nedbørsfeltet har en middel høyde på 354 moh., med høyeste punktet på 1109 moh.(Helland, 2018). En av sideelvene som knyttes til Tovdalselva er regulert, men NVE har vurdert dette til å ha liten innvirkning på vannføringen ved Flakksvann (Helland, 2018). Størrelsen på et nedslagsfelt i forhold til vassdraget det drenerer ned i, vil påvirke vannføringen og vannstanden og dermed hvor ofte og store flommer som forekommer. Flakksvann har et stort nedbørfelt, men et lite areal. Dette fører til at vannstand og vannføring raskt øker ved store nedbørshendelser og flom (Helland, 2018) (figur 2.5).



Figur 2.4 – (A) Kart over Tovdalsvassdraget. Tovdalsvassdraget strekker seg fra fjellområdene på grensen mellom Telemark og Aust-Agder i nord, til Kristiansand i sør. (B) Nedslagsfeltet til Tovdalselva ved Flakksvanns utløp. Kartet inkluderer de største elvene tilknyttet vassdraget. (C) Oppskalert utsnitt av de mindre nedslagsfeltene tilknyttet Berse og Flakksvann, utover Tovdalselva. Elvenett knyttet til nedslagsfeltene er markert i hvitt. Kartet er laget ved bruk av «watershed analysis» i ArcMAP 10.6.

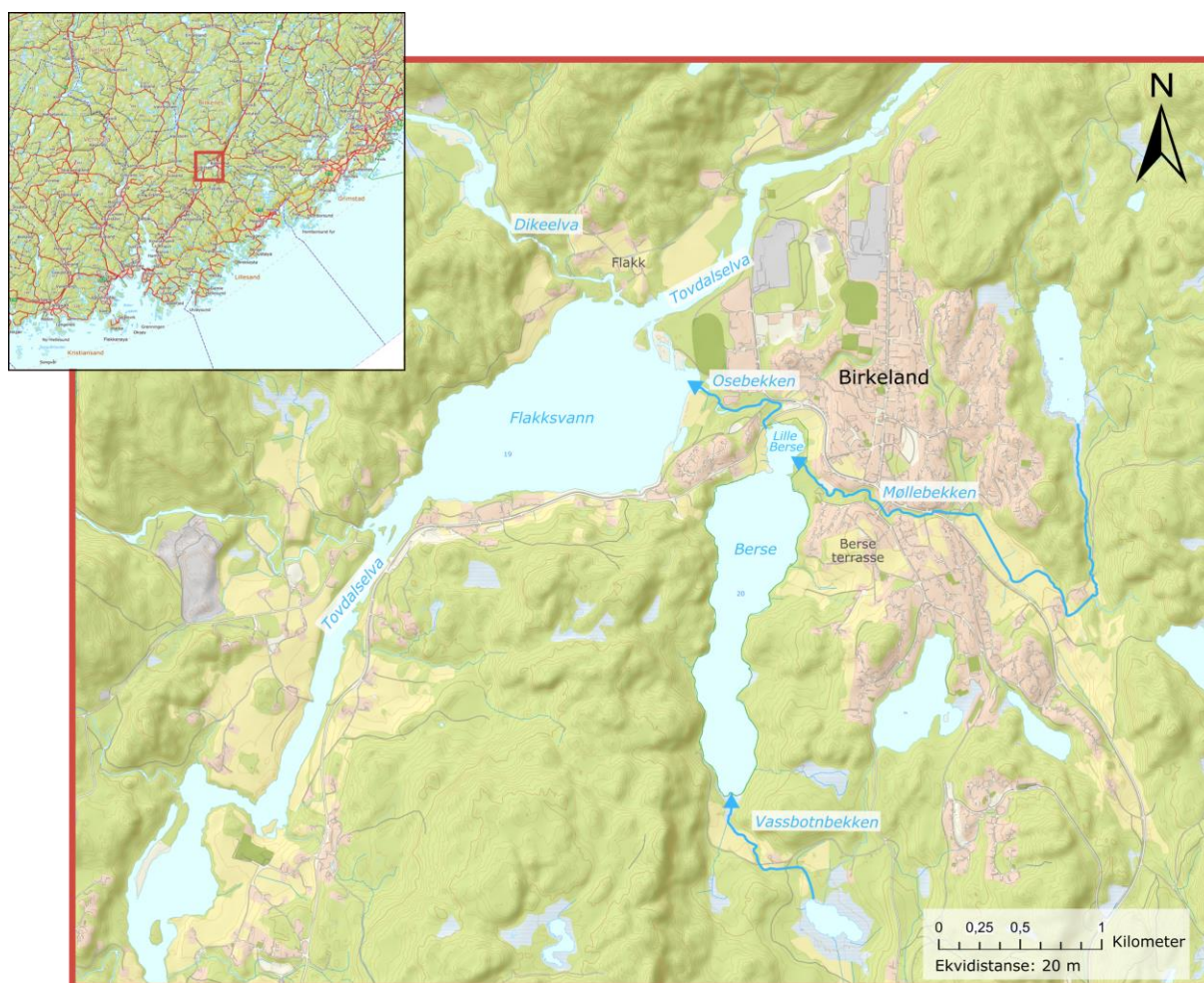


Figur 2.5 – Foto av Tovdalselva, nord for Flakksvann. Bildet er tatt i oktober 2019. Etter flere dager med mye nedbør er det stor vannføring i elven. Den fluviale geomorfologien varierer nedover elveløpet, men preges av en lav gradient. Terskler i berggrunnen fører noen steder til bratte stryk og små fosser. Foto: Thea Aske Haugen

Tømmerfløting var tidlig en viktig industri ved Flakksvann og Tovdalselva. Tømmerfløtingen startet for første gang på 1550-tallet, hvor Erik Munk i 1572 bygde sag på Flakk (*Bomfestemiljøet ved Flakksvann*, 2020). Fløtingen ble drevet helt frem til 1953 og spor av industrien vil sannsynlig forekomme i Flakksvann fra driftstiden.

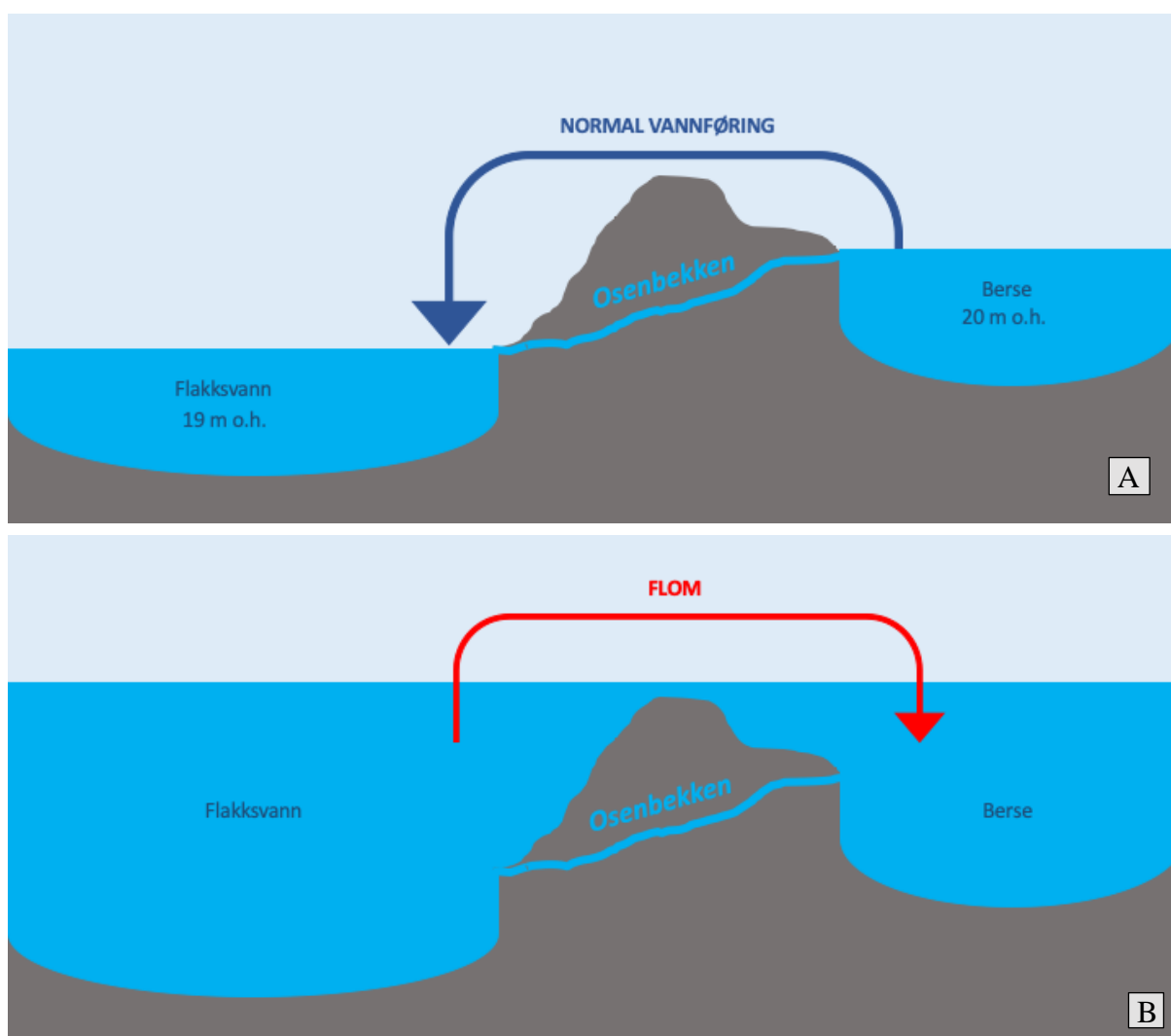
2.2.2 Berse

Innsjøen Berse ligger ved tettstedet Birkeland i Birkenes kommune. Tovdalselva har ikke innløp i Berse, men innsjøen er knyttet til resten av Tovdalsvassdraget via Osebekken som renner ut i Flakksvann (figur 2.6). Berse er en relativt liten innsjø med et areal på 0,38 km² og ligger 20 moh. (NVE, 2020b). Nedbørfeltet til Berse er ca. 14 km² (NVE, 2020b) og tilsiget er rundt 13 mill. m³/år (NVE, 2020b). Det er to innløp i Berse; Vassbotnbekken har innløp i sør, mens Møllebekken har innløp i den nordøstlige delen (figur 2.6). Møllebekken drenerer inn i et mindre basseng, kalt *Lille Berse*. Møllebekken har størst nedslagsfelt av de to bekkene (figur 2.6) og vil dermed ha størst vannføring.



Figur 2.6 – Topografisk kart over studieområdet i Birkenes kommune, Agder. Kartet viser innsjøene Berse (20 moh.) og Flakksvann (19 moh.) ved tettstedet Birkeland. Innløpene i Berse er markert på kartet med Vassbotnbekken i sør og Møllebekken i nordøst. Kartet er hentet fra norgeskart.no (Kartverket, 2020a).

Osebekken utgjør Berses eneste utløp og drenerer fra Lille Berse ut i Flakksvann og knytter de to innsjøene sammen (figur 2.7 A). Berse ligger 20 moh., mens Flakksvann ligger 19 moh. Mellom de to innsjøene er det en terskel på 4,6 meter. Når vannstanden i Flakksvann øker med 1 meter eller mer, vil Osebekken endre retning slik at vann strømmer inn i Berse. Dersom vannstanden øker med mer enn 4,6 meter vil hele terskelen oversvømmes (figur 2.7 B). Retningsendringen fører til at de biologiske forholdene i Berse er unike og innsjøen er et beskyttet naturreservat.



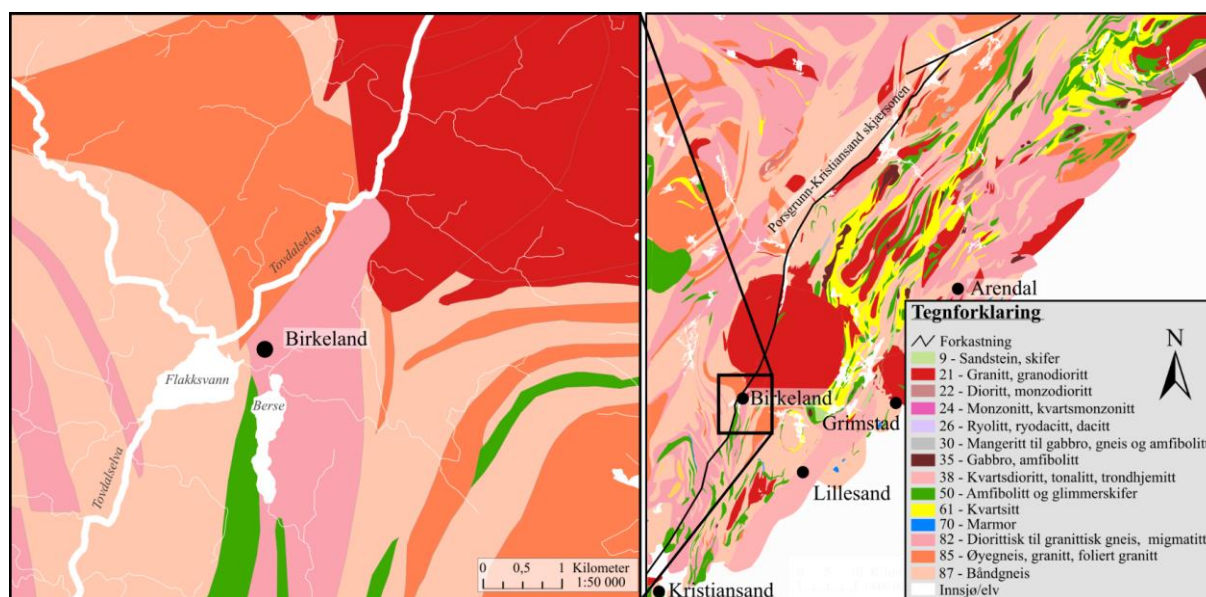
Figur 2.7 - Illustrasjon av terskelen mellom Berse og Flakksvann. Det er 1 meter høydeforskjell på de to innsjøene, men terskelen har en høyde på 4,6 meter over Flakksvann. Illustrasjon A viser hvordan vannet ved normal vannstand renner fra Berse, ned mot Flakksvann, via Osebekken. Ved flom stiger vannstanden i Flakksvann og vannføringen vil da forekomme fra Flakksvann til Berse (illustrasjon B). Det kreves kun 1 meter økning i vannstand for at Osebekken skal reverseres, men figuren er forenklet for å fremheve endringen som forekommer ved økt vannstand.

2.2.3 Geologi

Berggrunnsgeologi

Tovdalselva følger Porsgrunn-Kristiansand skjærsonen (figur 2.8) som skiller Telemarkfeltet og Bamblefeltet fra hverandre (Nijland *mfl.*, 2014). Telemarkfeltet består i hovedsak av migmatitt, øyegneis, granittisk gneis og båndet gneis (NGU, 2020a). Bamblefeltet består i hovedsak av migmatitter av dypere opprinnelse enn Telemarkfeltet (NGU, 2020a). Begge feltene er av proterozoisk opprinnelse og del av det svekonorvegiske grunnfjellsskjold (Nijland *mfl.*, 2014). Den svekonorvegiske fjellkjeden ble dannet da Baltica og Amazonia kolliderte, under dannelsen av superkontinentet Rodinia for 1150-950 millioner år siden (Nijland *mfl.*, 2014). Bamblefeltet ble skjøvet opp på Telemarkfeltet i Porsgrunn-Kristiansand skjærsonen. Etter dannelsen av den svekonorvegiske fjellkjeden har erosjon og oppløft ført til at det kun er gammel, næringsfattig berggrunn i form av røttene av fjellkjeden som er å finne i området (Nijland *mfl.*, 2014).

Nordøst for Birkeland ligger Herefoss-granitten (figur 2.8). Granitten er 1000-920 millioner år gammel og en intrusjon i de metamorfe bergartene i Bamble- og Telemarksfeltet. Herefossgranitten har en karakteristisk rødfarge på grunn av høyt innhold av mikroklin (Nilssen og Smithson, 1965). Lokalt rundt Berse varierer berggrunnen mer. Berggrunnen består av diorittisk til granittisk gneis i vest, og amfibolitt og glimmerskifer i øst (NGU, 2020a)(figur 2.8).



Figur 2.8 - Berggrunnskart over Birkeland. Kartet er modifisert fra NGUs nasjonale berggrunnsdatabase (NGU, 2020a). Tovdalselva og mindre elveløp lokalt rundt Birkeland er tegnet inn for å markere hvilke bergarter elvene drenerer gjennom.

Kvartærgeologi

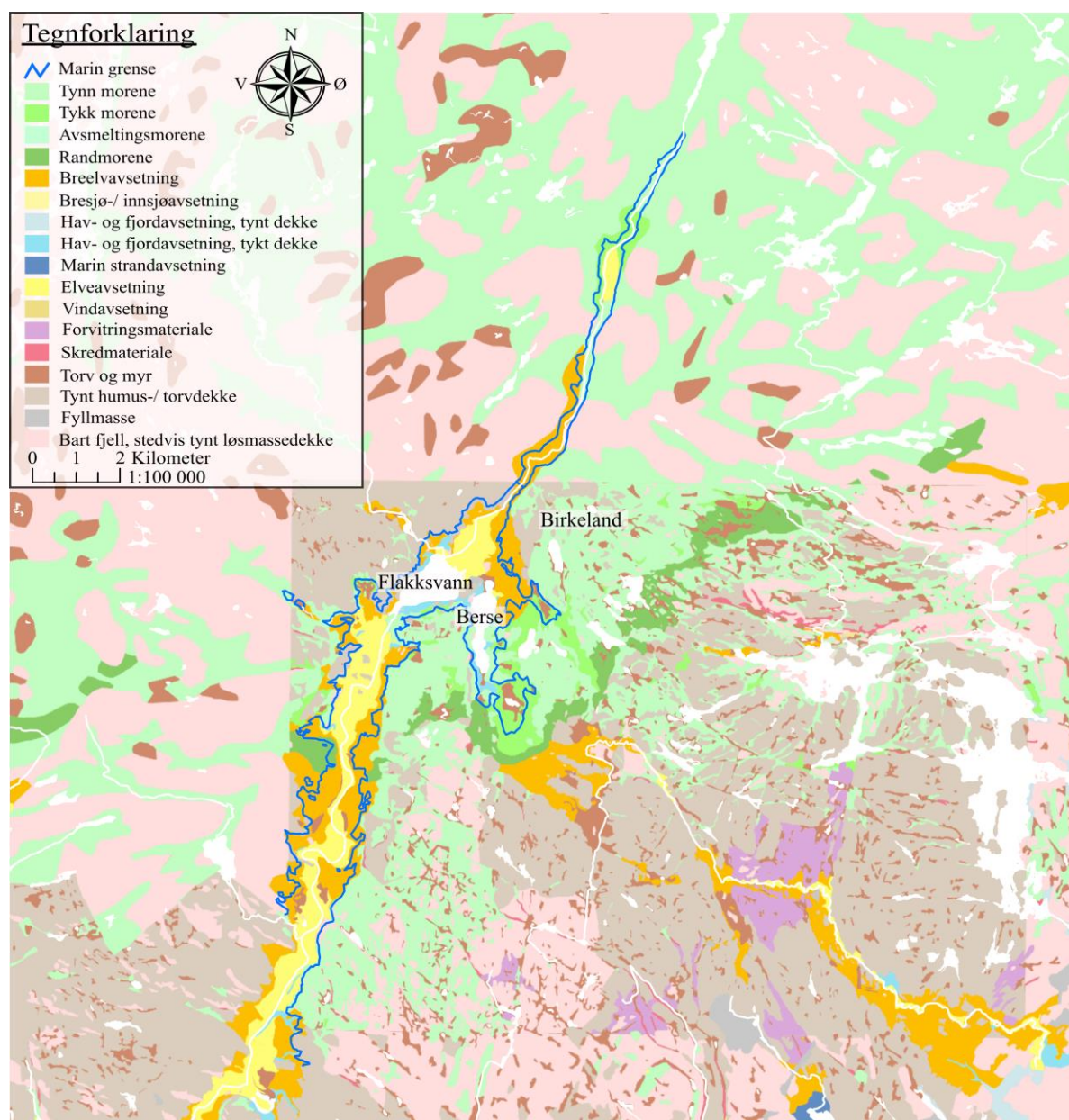
Løsmassene i området er kilde for sedimentene som avsettes i innsjøen. For å finne ut av hvilke sedimenter som kan forventes avsatt i Berse, er det vesentlig å forstå den kvartærgeologiske historien i området. Fordelingen av løsmasser er avhengig av prosessene som foregikk under istidene i kvartær, under siste deglasiasjon og prosessene gjennom holocen.

Under siste istids maksimum (LGM), ca. 20.000 kal. år BP, dekket den skandinaviske innlandsisen hele Norge, helt ut mot kontinentalsokkelen (Svendsen *mfl.*, 2004; Mangerud *mfl.*, 2016). Breene eroderte ned landskapet og løsmassene som er å finne på land er typisk erosjonsprodukter fra siste del av istiden og holocen. Vekten av de store ismassene presset landet ned (glasi-isostasi) og førte til en transgresjon. Marine avsetninger ligger langs dalsidene rundt Flakksvann og Berse fra da Tovdalen var en tynn, lang fjordarm (NGU, 2020b). Avsetningene antas å være fra varmeperioden Allerød, da området var isfritt for første gang siden LGM (Alstadsæter, 1986), men det er ikke gjort dateringer på disse avsetningene.

I yngre dryas gjorde brefronten et fremrykk og store morenerygger ble avsatt. Den største og mest kjente, *Raet*, markerer breenes største utbredelse under yngre dryas-stadialen. Raet ligger på tvers av Tovdalen, sør for Flakksvann og Berse (figur 2.9) (Andersen, 1960; Faugli, 1981). Morenen er ikke datert i området, men Romundset *mfl.* (2018) daterte Raet ved Tvedestrand til å være avsatt like før 11.700 kal. år BP. Innenfor Raet er grunnfjellet dekket av bunnmorene (figur 2.9). Bunnmorene dekker store deler av de høytliggende områdene rundt Berse (Alstadsæter, 1986).

Deglasiasjonen etter yngre dryas førte til store mengder smeltevann og glasifluviale delta ble avsatt av smeltevannselver fra breene under tilbakesmeltingen. Birkeland sentrum er i dag bygd på en glasifluvial terrasse (tidligere delta) ca. 55 moh. (figur 2.9). Andersen (1960) var den første til å beskrive den glasifluviale terrassen, som indikerer marin grense ved Birkeland. Terrassen har skrålag med en sandur på toppen av deltaet, et sandurdelta (Andersen, 1960). Gjennom undersøkelser av andre glasifluviale terrasser på Sørlandet, er alderen på de glasifluviale terrassene satt til 11.800-11.200 kal. år BP (Romundset *mfl.*, 2018).

Basert på strandforskyvningskurver laget av Romundset *mfl.* (2018) fra Tvedestrand og Arendal, førte den post-glasiale landheving til isolasjon av Berse rundt 7000 kal. år BP. Etter dette har ikke eustasjonen vært større enn isostasien og Berse har vært isolert fra havet. Der Tovdalselva munner ut i Flakksvann og der Møllebekken munner ut i Berse, er det fluviale avsetninger (figur 2.9). De fluviale prosessene her er fortsatt aktive og nye sedimenter avsettes også i dag. Det er generelt lite løsmasser i nedslagsfeltet nord for Flakksvann (Andersen, 1960; Alstadsæter, 1986).

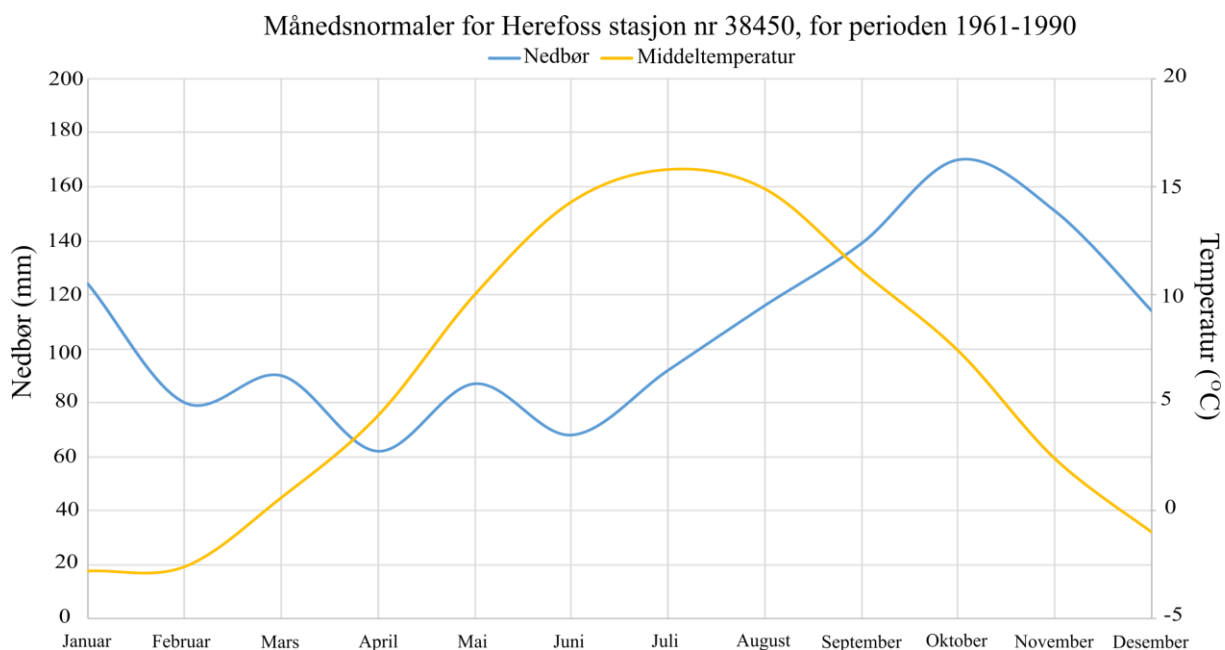


Figur 2.9 – Løsmassekart for Birkeland og Tovdalsvassdraget. Kartet er modifisert fra NGUs nasjonale løsmassedatabase (NGU, 2020b). Marin grense for områder i Birkenes kommune er lagt til i kartet. Store deler av nedslagsfeltet til Tovdalselva består av bart fjell eller tynt morenedekke. Løsmasser er i hovedsak avsatt ved Birkeland og sørover.

2.2.4 Klima

Birkeland ligger nært vannskillet i Norge, som fører til at normal nedbørsum for året er lavere enn normalen på Vestlandet, men høyere enn det som er normalt på Østlandet. Nærmeste målestasjon for nedbør er *stasjon nr. 38450 Herefoss* som ligger langs Tovdalselva, 30 km nordøst for Birkeland, 85 moh. (Meteorologisk insitutt, 2020). Årsnedbøren for normalperioden 1961-1990 er målt til 1293 mm ved stasjon 38450 Herefoss (Meteorologisk insitutt, 2020). Målestasjonen ligger ca. 27 km nord fra kysten og middeltemperaturen er 6,2 °C, et klima som er typisk for kystnære områder (Meteorologisk insitutt, 2020). Den normale snødybden ved Birkeland er 25-50 cm for perioden 1971-2000 (NVE, 2020c). Lenger nord i Tovdalsvassdraget er den maksimale snødybden større, som følge av lavere temperaturer og noe større nedbørsmengder (NVE, 2020c).

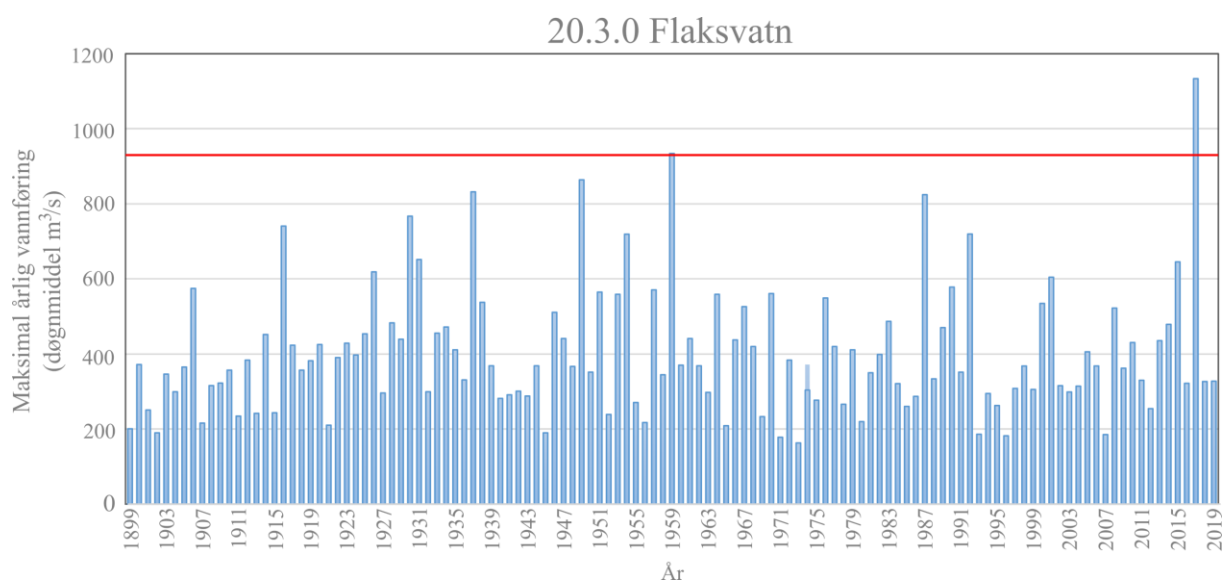
Temperatur- og nedbørsmålinger gjort på målestasjonen på Herefoss viser månedsnormaler fra 1961-1990 (figur 2.10). Temperaturmålingene viser en økning fra ca. -2,5 °C i januar til 16 °C i juli, før temperaturen synker utover høsten. Nedbøren varierer mer gjennom året, der de største nedbørsmengdene faller i oktober (170 mm) og de laveste mengdene i april (62 mm) (Meteorologisk insitutt, 2020).



Figur 2.10 – Månedsnormaler for nedbør og temperatur målt ved stasjon nr. 38450 Herefoss for perioden 1961-1990. Måledata er hentet fra eKlima.no (Meteorologisk institutt, 2020). Målingene viser at temperaturen er lav i starten og slutten av året, og høyest i sommermånedene juni, juli og august. Nedbørsmengden er størst i oktober og lavest i april.

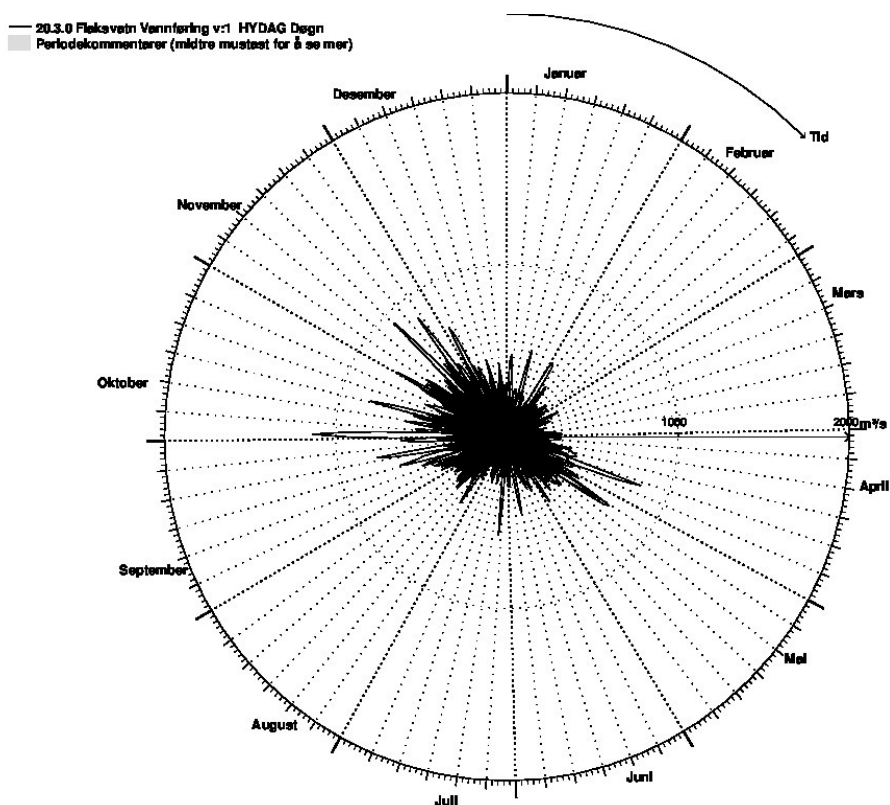
2.2.5 Vannføringsdata og historiske flommer

Vannføring i den sørlige delen av Tovdalselva blir beregnet fra vannstandsmålinger ved målestasjon 20.3.0 Flaksvatn, som ligger på vestsiden av innsjøen. En vannstand/vannføringskurve er laget av NVE for Flakksvann basert på samtidighetsmålinger i et gitt profil i elva (Helland, 2018) slik at vannstand kan omgjøres til vannføring. Måling av vannføringen ved Flakksvann strekker seg tilbake til 1899 og Tovdalsvassdraget har dermed en av Norges lengste måleserier (figur 2.11) (NVE, 2020c). Mellom 1899 og 1979 ble det gjort målinger en gang til dagen (kl. 12). Fra 1980 er det målt timesverdier for vannføringen (NVE, 2020c).



Figur 2.11 - Målt døgnmiddel (m^3/s) for årlig maksimum vannføring ved 20.3.0 Flaksvatn fra 1899 til 2019 (NVE, 2020c). Rød linje markerer beregnet vannføring for en 50-års flom ($930 m^3/s$) gjort av Helland (2018). 2017-flommen hadde den høyeste vannføringen målt ved 20.3.0 Flaksvatn.

For målestasjonen ved Flakksvann har Helland (2018) laget en flomrose som viser størrelse og tidspunkt for flommer (figur 2.12), hvor oktober og november dominerer som flommåneder. Ifølge Roald (2013, s. 130) har 18% av de målte flommene vært i oktober og 23% i november. Høstflommene har generelt vært de største målte flommene ved Flakksvann. Det er også en flomperiode i mai og april, hvor hver av månedene dekker hver 12,5 % av flommene i løpet av året. Av de 10 største flommene målt ved Flakksvann, er 8 av dem høstflommer og 2 vårflommer (tabell 2.1). På grunn av Flakksvanns begrensede areal i forhold til den store størrelsen på nedbørsfeltet, har Helland (2018) vurdert innsjøen til å ikke ha noen vesentlig flomdempende effekt.



Figur 2.12 – Flomrose for Tovdalsvassdraget ved Flakksvann fordelt på måneder fra januar til desember (notert med klokka). Flomrosen viser at Flakksvann har to flomsesonger, en om våren og en om høsten, basert på målingene fra 1899-2017 (Helland, 2018).

I månedsskiftet september/oktober 2017 traff et lavtrykk Sørlandet, og førte til store (over 150 mm) nedbørmengder ved Birkeland (Langsholt og Holmqvist, 2017). Vannføringen i Tovdalselva steg og den høyeste vannføringen siden måleseriens start, ble målt til 1195 m³/s den 2. oktober 2017 (Helland, 2018). Flommen førte til jord- og flomskred flere steder i Agder, men i områdene rundt Berse og Flakksvann ble det ikke meldt om lignende hendelser. Med temperaturer over 0°C i hele perioden og ingen snø i nedslagsfeltet, skyldtes flommen kun nedbør (Langsholt og Holmqvist, 2017). Flomberegninger gjort av NVE, basert på den 120-år lange måleserien fra stedet, tilsier at 2017-flommen var en 200-års flom (Helland, 2018). Etter flommen i 2017, ble det satt opp et flommerke på terskelen mellom Berse og Flakksvann for å vise den maksimale vannstanden målt for området (figur 2.13).

Flomarkivet for Tovdalsvassdraget strekker seg enda lenger tilbake enn måleserien fra 20.3.0 Flaksvatn. Basert på historiske opplysninger var det høstflommer i Tovdalselva i 1837, 1864, 1975 og 1982 (Roald, 2013, s. 130). Historiske kilder (Brendalmo og Eriksson, 2016) dokumenterer også at Herefoss kirke, lenger opp i Tovdalen, ble oversvømt under storflommene. Kirken ble i 1865 erstattet og flyttet til et område som ligger høyere i terrenget

(Brendalsmo og Eriksson, 2016). Under 2017-flommen ble kirkens tidligere plassering på nytt oversvømt. Med de historiske arkivene inkludert, har Tovdalselva en måleserie for flom over omtrent 200 år og 2017-flommen antas å være den største gjennom disse 200 årene (Helland, 2018).

Tabell 2.1 – De ti største flommene målt ved 20.3 Flaksvatn siden målinger startet i 1899. Flommene er listet opp etter vannføring fra størst til minst og inkluderer dato for målingene.

20.3 Flaksvatn	Vannføring (døgnverdier m ³ /s)	Dato
1	1133,66	02.10.2017
2	934,26	15.08.1959
3	864,06	24.11.1949
4	832,02	22.04.1937
5	824,49	17.10.1987
6	767,11	22.09.1930
7	740,84	01.11.1916
8	719,57	03.12.1992
9	719,21	06.05.1954
10	651,65	04.11.1931



Figur 2.13 - Flommerke på terskelen mellom Berse og Flaksvann viser høyeste vannstand under flommen i 2017. Foto: Thea Aske Haugen

3 Data og metoder

I følgende kapittel vil metodene som er benyttet i oppgaven bli beskrevet. Studiet av innsjøsedimenter danner grunnlaget for denne oppgaven. I tillegg er kvartærgeologisk kartlegging av området gjennomført for å få en forståelse av prosessene i nedslagsfeltet og innsjøens sedimentkilder.

3.1 Feltundersøkelser

Feltarbeidet ble gjennomført i to omganger - 3 dager i november 2018 og 3 dager i oktober 2019. Som naturreservat er det strenge retningslinjer for ferdsel og opphold ved Berse. Det er ikke lov å kjøre båt eller lignende på innsjøen, men søknad om tillatelse ble innvilget av Miljøvernavdelingen ved Fylkesmannen i Aust-Agder i forkant av feltarbeidet. Før undersøkelser ble gjennomført, ble utstyr desinfisert slik at smitte og andre typer forurensning ikke påvirket vannmassene eller det biologiske mangfoldet rundt innsjøen.

3.1.1 Kvartærgeologisk kartlegging

Aktive prosesser som virker rundt en innsjø reflekteres i sedimentene som avsettes i innsjøen. Det er derfor viktig å forstå prosessmiljøet rundt den aktuelle innsjøen for å forstå de ulike sedimentene avsatt i innsjøen (Rubensdotter, 2002). Et kvartærgeologisk kart gir informasjon om landskapsdannende prosesser og fordeling av løsmasser i et område. Løsmasser deles inn i jordarter basert på deres genese (utviklingsprosesser), der siste avsettende agens gir grunnlaget for klassifiseringen av jordartene og er som regel det samme som genese. Ut ifra informasjonen om genese er det mulig å rekonstruere den kvartærgeologiske historien for området, inkludert glasiasjonshistorie og dagens aktive prosesser (Fredin *mfl.*, 2014).

Kartleggingen til denne oppgaven er gjort gjennom studie av flyfoto, skyggerelieffmodeller utarbeidet fra LiDAR-bilder og feltarbeid. LiDAR-bilder med en oppløsning på 1 m per piksel ble lastet ned via Kartverket (2020b) sine sider (hoydedata.no). Ut ifra disse dataene ble en skyggerelieffmodell (engelsk: hillshade) utarbeidet i ArcMap 10.6 (Esri Resources, 2019a). Skyggerelieffmodellen ble laget med en hypotetisk lyskilde med innstillingene for retning (azimuth) lik 315° og høyde på 45° som fremhever kontraster i terrenget ved å skyggelegge terreng som vender vekk fra kilden og å lyse opp områdene som vender mot kilden (Esri Resources, 2019a). Skyggerelieffmodeller ble deretter undersøkt i forkant av feltarbeidet for å identifisere områder som trengte nøye undersøkelser i felt. Kartlegging ved bruk av LiDAR har

vist seg å være nyttig i områder som er dekket av vegetasjon og bebyggelse (Johnson *mfl.*, 2015).

Under feltarbeidet ble en iPad med applikasjonen «*Fieldmove*» brukt (Midland Valley Inc.). Tjue lokaliteter ble undersøkt og markert i *Fieldmove*, hvor GPS-koordinatene for hver lokalitet ble registrert for å gi nøyaktig posisjon for observasjoner. Kartleggingen følger NGUs klassifisering av jordarter bestående av polygoner, linje- og punktsymboler (Fredin *mfl.*, 2014). Beskrivelse av løsmassene består av kornstørrelse, rundingsgrad, pakning og sortering. De fire faktorene er påvirket av transportlengde og -mekanisme, noe som gjør avsetningene ulike og mulig å skille basert på genese. Ved hver lokalitet ble det tatt jordartsprøver.

3.1.2 Jordartsprøver fra nedslagsfeltet

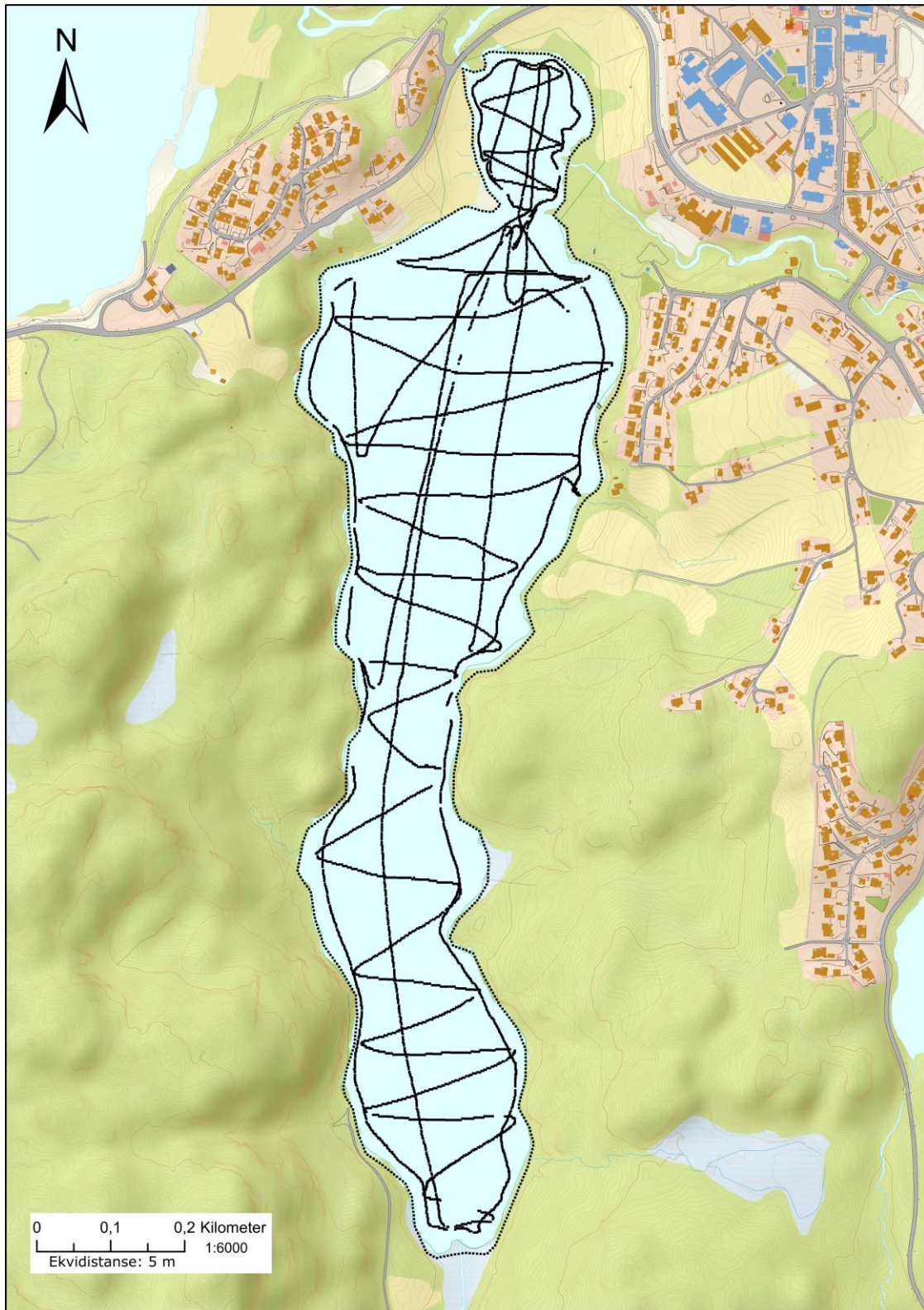
Prøver av jordartene rundt studieområdet ble tatt for å identifisere kildeområde for sedimenter avsatt i innsjøen. Det ble særlig lagt vekt på løsmasser avsatt nært elveløp, i områder som har stort potensiale for å erodere og transporteres under en flom. Murerskje og spade ble benyttet for å innhente prøvene. Til sammen ble 20 jordartsprøver samlet inn (se kapittel 4.1.1. for lokaliteter for jordartsprøvene) og videre analyser ble gjort på laboratoriet.

3.1.3 Batymetrisk kartlegging

For å finne borelokaliteter ble batymetrien i Berse kartlagt slik at innsjøens deponenter kunne identifiseres, der sannsynligheten for kontinuerlig sedimentasjon er størst (Gilli *mfl.*, 2013). Batymetrisk kartlegging ble gjennomført ved å kjøre et rutenett (figur 3.1) med gummibåt og påhengsmotor, med et Lowrance Elite-5 HDI ekkolodd. Dette er et kombinert instrument med ekkolodd og kartplotter med innebygd GPS. Rutenettet består av 26 linjer i øst-vest retning på tvers av Berse og 3-5 i nord-sør retning avhengig av bredden av innsjøen. Måleinstrumentet markerte GPS-posisjon med lengde og breddegrad i tillegg til dyp for hvert målepunkt.

Dataserien ble importert som en tekstfil i ArcMap 10.6 for å produsere et batymetrisk kart. Tekstfilen består av X(lengdegrad), Y(breddegrad) og Z(dybde)-koordinater for hvert målepunkt. En polygon som markerer Berses omriss ble opprettet og punktene langs strandlinjen ble gitt en z-verdi på 0, for å indikere strandlinjen. Deretter ble dybdeverdiene mellom punktene med kjent dyp (Z) beregnet ved interpolering. Interpoleringen ble gjort ved å bruke «inverse distance weighting (IDW)»-interpolering fra verktøy for romlig analyse i ArcMap 10.6. IDW-verktøyet lager en raster der hver piksel får en verdi med utgangspunkt i invers gradering av de kjente dybdepunktene. Dermed vil de nærmeste punktene ha størst

betydning for de interpolerte pikselverdiene, mens punkter lenger vekk vil ha mindre innvirkning på verdien som settes (Esri Resources, 2019b).



Figur 3.1 – Kart over rutenett kjørt for batymetrisk kartlegging i Berse. Rutenettet består av 3-5 linjer i nord-sør retning og 26 linjer i øst-vest retning. For hvert punkt ble geografiske koordinater og dybdemål registrert ved bruk av et Lowrance Elite-5 HDI ekkolodd.

3.1.4 Seismiske undersøkelser

EdgeTech 3100 sub-bottom profiler med CHIRP-teknologi ble benyttet til å danne seismiske profiler av sedimentene på bunnen av innsjøen. Lydbølger med varierende frekvens sendes ut fra chirpen og penetrerer sedimentene. Bølgene treffer en laggrense og reflekteres til en mottaker. Tidsintervallet fra lyden sendes ut til den registreres ved mottaker (Two-way travel time), brukes til å danne et dybdeprofil av de sedimentære lagpakkene i innsjøen (Schock og LeBlanc, 1990).

Chirpen ble montert mellom en gummibåt og en pongtong, senket 1,5 m under vannoverflaten og koblet til en PC samt et strømaggregat. Undersøkelsen ble gjort ved frekvens 4-16 kHz. Flere transekter ble kjørt, hvorav 2 transekt som står vinkelrett på hverandre, nært posisjon for kjernetaking, ble valgt ut for å tolkes. Dataene ble ikke prosessert etter innhenting, men «EdgeTech Discover sub-bottom profiler v 40.0.1.102» ble benyttet til å spille av transektene. Skjermdump av profilene ble deretter tolket. En preleminær tolkning av CHIRP-dataene ble gjort i felt for å finne best egnet borelokalitet.

3.1.5 Kjernetaking

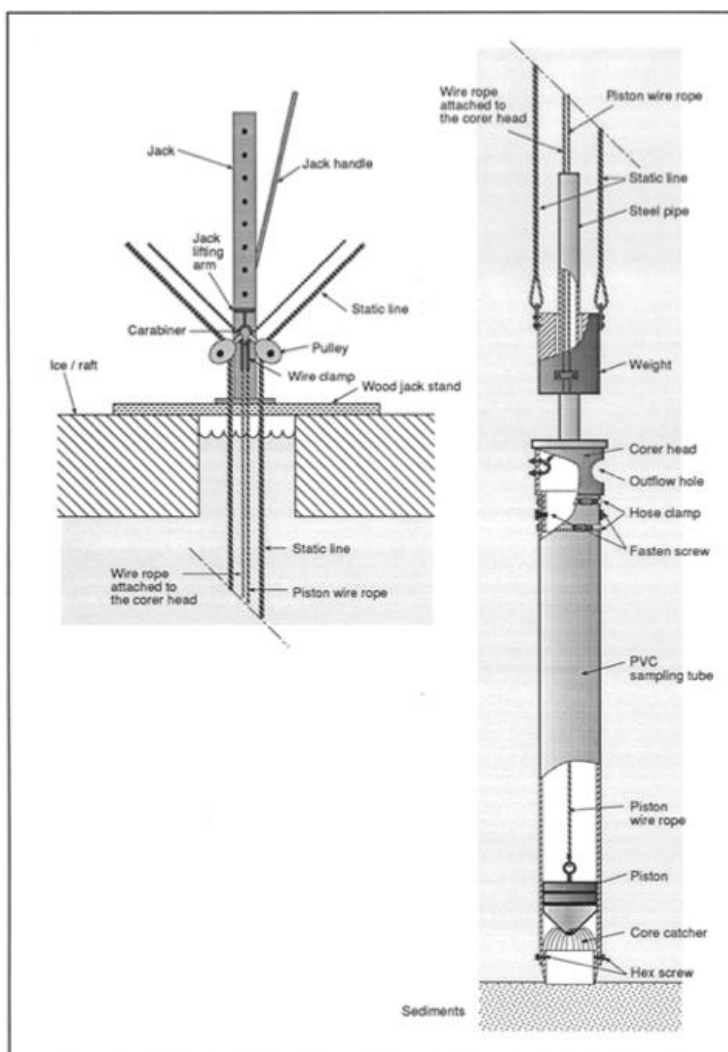
Fire sedimentkjerner ble tatt i Berse i november 2018 (navn på de ulike kjernene: BEG118, BEG218, BEP118 og BEP218). På bakgrunn av de batymetriske undersøkelsene ble to lokaliteter for kjernetaking bestemt, en i «Lille Berse» og en på det dypeste i hovedbassenget i Berse (se kapittel 4.1.2, figur 4.8). Koordinatene for lokalitetene ble markert med GPS (Garmin GPSMAP 64s). For hver av disse lokalitetene ble det tatt en kjerne med «UWITEC gravitasjonskjernetaker» og en kjerne med modifisert stempelkjernetaker (figur 3.2) (Nesje, 1992). Kjernetakeren ble operert fra en flåte, plassert på to gummibåter. Kjernetakingen ble gjort ved å hamre et PVC-rør ned i innsjøsedimentene, et stempel inne i røret dannet et vakuum slik at det var mulig å få sedimentene opp (oppsettet av kjernetakeren er vist i figur 3.2). Da røret var fylt med sedimenter, ble det løsnet fra sedimentene på bunnen av innsjøen ved bruk av jekk før det ble hevet til flåten. Stempelkjernetakeren bestod av et seks meter langt PVC-rør med en diameter på 110 mm.

Sedimentfangeren og håndteringen av stempelkjernetakeren kan føre til omrøring og/eller forstyrrelse av toppen av sedimentkjernen (McCoy og Von Herzen, 1971). For å kompensere for dette, ble det derfor også hentet kjerner med gravitasjonskjernetakeren. Vakuemet i gravitasjonskjernetakeren dannes av et lokk på toppen av et to meter langt PVC-rør med en diameter på 90 mm. Dette vakuemet brytes dersom kjernen heves over vannspeilet. For å sikre

vakuomet, ble en propp festet i bunnen av kjernen før den ble hevet over vannspeilet ved endt prøvetaking. Fordelen med en gravitasjonskjerne er at sedimentene i toppen av kjernen forblir uforstyrret, da deler av vannsøylen over sedimentene blir også med i røret. Kjernene ble forseglet med «oasis», lokk og tape.

Ved å korrelere stempelkjernen med gravitasjonskjernen og lage en sammensatt kjerne, elimineres noen av begrensningene de to metodene har hver for seg. De øverste delene av kjernen blir bevart samtidig som et langt sedimentarkiv hentes opp.

Sedimentkjernene ble fraktet til Earth Surface Sediment Laboratory (EARTHLAB) hvor de ble splittet i to halvdel. Halvdelene ble pakket inn i plast for at de ikke skulle tørke inn. En av halvdelene ble benyttet som arbeidsdel for analyser, mens den andre ble bevart som referansekjerne til mulig videre arbeid. Referansekjernen ble plassert på et kjølelager med temperatur på 5°C for at hastigheten på oksidering og andre prosesser skulle senkes.



Figur 3.2 – Skisse av oppsett for modifisert stempelkjernetaker (Nesje, 1992). Et rør hamres ned i sedimentene ved et lodd som løftes og slippes gjentatte ganger på kjernetakingshodet. Et stempel i bunnen av røret fører til at det dannes vakuum slik at sedimentene kan heves til overflaten.

3.2 Sedimentanalyser

Laboratoriearbeidet til oppgaven ble gjennomført på EARTHLAB ved Universitetet i Bergen gjennom året 2019.

3.2.1 Kjernelogging

En visuell logging av de fire sedimentkjernene (BEG118, BEP118, BEG218 og BEP218) ble gjort på millimeterpapir, kort tid etter at kjernene var splittet. Kjernene ble markert med måletape med cm-skala og visuelt synlige lag, sedimentære strukturer, makrofossiler og endring i kornstørrelse ble registrert.

3.2.2 Miljømagnetisme

Magnetisk susceptibilitet (MS) er et mål på magnetiseringen av et materiale når det blir tilført et ytre magnetfelt, dvs. evnen et materiale har til å magnetisere (Thompson *mfl.*, 1975). Variasjon i MS gjennom en kjerne er avhengig av materialet kjernen består av. Tre typer magnetisme kan forekomme i sedimenter; diamagnetisme, paramagnetisme og ferromagnetisme (Thompson og Oldfield, 1986). Ferromagnetiske mineraler har en sterk positiv magnetisering og er typisk for jernholdige mineraler som for eksempel magnetitt. Andre mineraler er diamagnetiske, som kvarts og kalsitt, og har en negativ magnetisering (Thompson og Oldfield, 1986). Paramagnetiske mineraler har en svakt positiv magnetisering. Både diamagnetiske og paramagnetiske mineraler gir liten magnetisering og tilstedeværelsen av ferromagnetiske mineraler vil derfor styre magnetismen i prøven (Thompson og Oldfield, 1986). Fordi minerogene sedimenter oftere har et større potensiale for å magnetiseres enn gytje og andre organiske partikler, er MS ofte brukt for å identifisere minerogene lag i innsjøsedimenter (Thompson *mfl.*, 1975; Bøe *mfl.*, 2006; Støren *mfl.*, 2010).

MS ble målt med 2 mm måleintervall langs overflaten på halvkjernene med en «Geotek Multi Sensor Core Logger» med en Bartington MS2E punktsensor (Dearing, 1994). Sensitiviteten ble satt til 0,1.

Miljømagnetiske undersøkelser ble gjennomført for jordartsprøver og noen prøver fra sedimentkjernene. Totalt syv sedimentprøver ble hentet ut fra lyse, minerogene lag i kjernene. BG1 (64 cm), BG2 (105,5 cm) og BG3 (123 cm) ble hentet ut fra BEG118. BG4 (88 cm), BG6 (105,5 cm), BG7 (111,5 cm) og BG8 (126,5 cm) ble hentet ut fra BEG218.

Jordartsprøvene ble siktet på tre fraksjoner ($<63 \mu\text{m}$, $63\text{-}125 \mu\text{m}$, $>125 \mu\text{m}$). Deretter ble både jordartsprøvene og sedimentkjernep prøvene behandlet med 33% hydrogenperoksid og tørket.

Hydrogenperoksid reagerer med karbon i organisk materiale og danner karbondioksid og vann (ligning 1).



På denne måten fjernes organisk materiale fra prøven og det minerogene materialet kan videre benyttes for analyser.

Bulk magnetisk susceptibilitet (χ_{Bulk}) ble målt ved to ulike temperaturer, 293K og 77K, henholdsvis romtemperatur og i flytende nitrogen. Forholdet mellom de to målingene, også kalt den «paramagnetiske ratioen» (Kvisvik *mfl.*, 2015), benyttes til å kvantifisere det magnetiske innholdet i prøven. Paramagnetiske mineraler har høyere magnetisk susceptibilitet ved 77K enn ved 293K, noe som gir en høy ratio (~ 3,8). Lavere ratio indikerer økt mengde ferromagnetiske mineraler (Lanci og Lowrie, 1997; Kvisvik *mfl.*, 2015; Røthe *mfl.*, 2019a). Totalt 21 jordartsprøver og 7 prøver fra kjernene ble analysert for χ_{bulk} ved å bruke Multi-Function Kappabridge (MFK1-FA) (2×10^{-8}). Prøvene ble plassert i prøverør og veid for å kunne beregne magnetisme uavhengig av vekt. Dataprogrammet «Safyr» ble benyttet for å innhente data for hver måling.

3.2.3 Kornstørrelse

Kornstørrelseanalyse ble gjort på de 7 prøvene fra sedimentkjernen (BG1-4 og BG6-8, beskrevet i kapittel 3.2.2), etter behandling med H_2O_2 , for å sammenligne sedimentene med jordartsprøvene. Kjerneprøvene ble ikke våtsiktet i motsetning til jordartsprøvene fordi prøvemengden var liten. Mastersizer 3000, Malvern v 3.72 ble benyttet for kornstørrelsesanalysen av kjerneprøvene (Malvern Instruments Ltd., 2013).

Prøvene ble målt i en vanntank ved at røde og blå laserstråler ble sendt gjennom vannstrøm og målt ved en celle. Når laserstrålene treffer partikler i vannet, vil de bøyes av. Instrumentet måler denne refraksjonen og beregner kornstørrelse ut ifra det (Mie teori) (Malvern Instruments Ltd., 2013). Refraksjonsindeksen ble tilpasset kvarts og satt til 1,543, absorpsjonsindeksen ble satt til 0,01 og omrøringshastighet til 2500 rpm. Hver prøve ble målt 3 ganger med 20 sekunder med rød laser og 10 sekunder med blå laser. Prøvemengde ble tilpasset for å få «obscuration» til omtrent 10 %. For å bryte opp eventuelle klumper i prøven, ble den utsatt for 90 % ultralyd i 120 sekunder før kornstørrelse ble målt.

3.2.4 Røntgenfluorescens (XRF)

Geokjemiske data ble innhentet fra de fire sedimentkjernene (BEG118, BEG218, BEP118 og BEP218) ved å benytte røntgenfluorescensskanning (XRF). Den relative tilstedeværelsen av ulike grunnstoffer ble målt ved at kjernen ble eksponert for røntgenstråling. Sekundær stråling ble sendt tilbake fra sedimentene til en mottaker og ga et relativt mål på grunnstoffer (metaller fra Al til Pb). XRF er ikke et direkte mål på mengden av grunnstoffene, men gir tellerate i cps (counts per second) (Croudace *mfl.*, 2006). Metoden er effektiv og sedimentene forblir uforstyrret. XRF er en sensitiv metode og avvik kan i stor grad forekomme når sedimentkjerner skannes. Avvik forekommer på grunn av kjernens vanninnhold, ujevne overflate og varierende kornstørrelse, og det er derfor viktig med bevissthet i tolkning av dataene.

ITRAX-kjerneskaner med molybden (Mo) røntgen-rør ble benyttet for å gjøre denne analysen (Croudace *mfl.*, 2006). Målinger ble gjort med en oppløsning på 0,5 mm. Overflaten av kjernen ble rensket og dekket til med en tynn plastfilm før den ble skannet. Innstillinger for spenning (mV) og strøm (mA) settes ut ifra telleraten (OCR) (tabell 3.1). For optimale resultater skal OCR ligge rundt 30.000. Eksponeringstiden for XRF ble satt til 10 sekunder.

Tabell 3.1 – Innstillinger for spenning og strøm satt for de fire sedimentkjernene, jordartsprøver og kjerneprøver fra studieområdet for XRF-skann.

Kjerne-/prøvenavn	Spenning (mV)	Strøm (mA)
BEG118	40	35
BEG218	40	35
BEP118	38	32
BEP218	38	32
Jordartsprøver + kjerneprøver	30	30

Jordartsprøvene og sedimentkjerneprøvene ble også XRF-skannet. Prøvene var preparert og tørket (beskrevet i kapittel 3.2.2) før de ble plassert i en PVC-skinne med prøvehull på 2 cm (figur 3.3). Et gjennomsnitt av de 30 midterste målingene ble regnet ut for å gi et representativt resultat.



Figur 3.3 - Oppsett for XRF-skanning av jordarts- og sedimentkjernepøver. Prøvene ble plassert i en PVC-skinne med prøvehull med lengde 2 cm. Bildet viser kun et utvalg av prøvene som ble skannet.

Datafilene ble prosessert i Q-Spec. Endringer i tellerater i kjernen kan skyldes variasjoner i organisk innhold og vann, som ikke er relatert til sedimentenes geokjemi (Davies *mfl.*, 2015). Rådataene ble derfor normalisert, for å minke påvirkningen av disse parameterne. Flere undersøkelser har vist at «total scatter» (incoherent + coherent scatter) har vært en god parameter å normalisere dataene mot (Guyard *mfl.*, 2007; Kylander *mfl.*, 2011; Davies *mfl.*, 2015) og ble derfor benyttet i denne studien. En normalisering ble ikke gjort på jordartsprøvene og de andre behandlede prøvene fra sedimentkjernene da disse allerede var tørket og behandlet med H₂O₂.

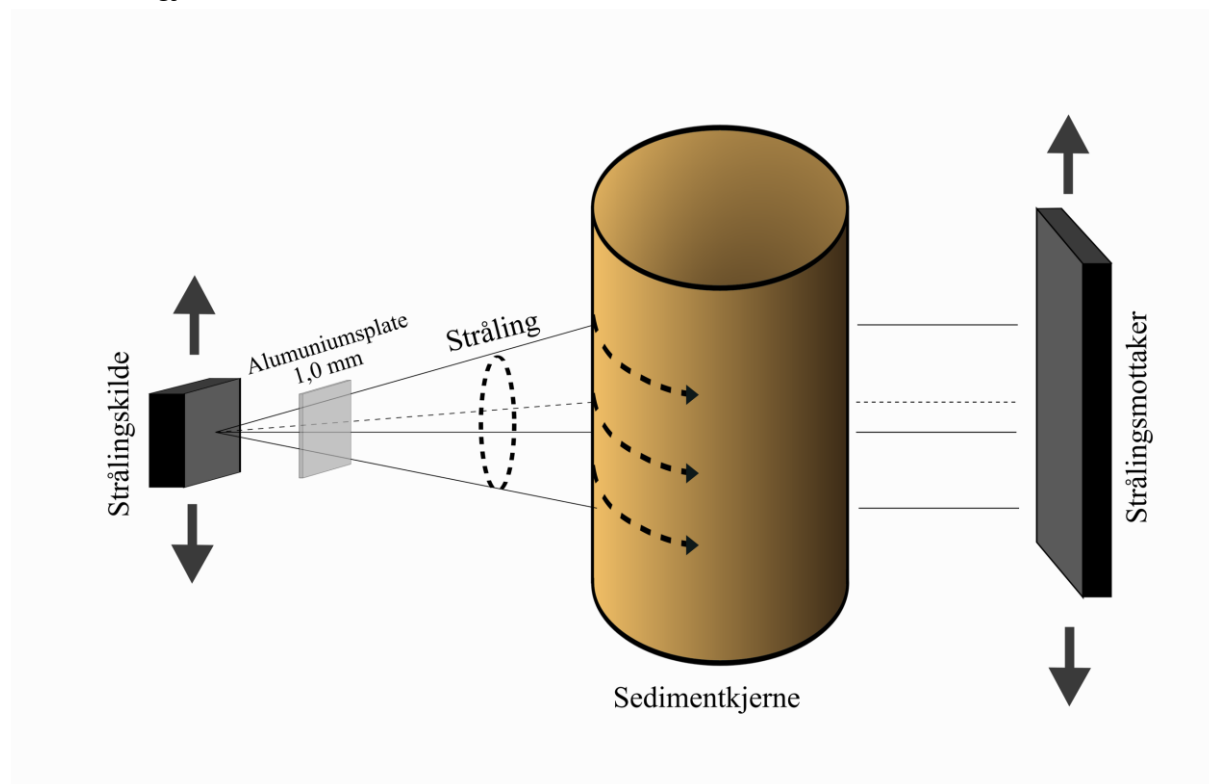
På grunn av den høye oppløsningen på XRF-dataene ble et 5-punkts løpende gjennomsnitt gjort på sedimentkjernedataene for reduksjon av eventuelt støysignal.

3.2.5 Datastyrt tomografi (CT)

Datastyrt tomografi (CT-skanning) er en skannemetode der røntgenstråling sendes fra en kilde, mot en mottaker (figur 3.4). Mellom kilden og mottakeren, plasseres en sedimentkjerne. Deler av energien i røntgenstrålene absorberes av materialet i sedimentkjernene, mengden stråling som ikke absorberes, registreres av mottakeren (Hounsfield, 1973). Materiale med høy tetthet absorberer mer stråling enn materiale med lav tetthet. Differansen mellom utsendte stråler fra kilden og strålene som treffer mottakeren gir en indirekte kvantifisering av massetetthet (Hounsfield, 1973). CT er tidligere benyttet til å karakterisere reservoarbergarter ved analyse av sedimentkjerner (Vinegar og Wellington, 1987) og for rekonstruksjon av flom (Støren *mfl.*, 2010; Røthe *mfl.*, 2019a). CT er en effektiv, ikke-ødeleggende metode hvor sedimentene forblir uforstyrret.

Halvkjernene BEG118 og BEG218 ble CT-skannet. CT-skanneren som ble benyttet er en *ProCon CT-ALPHA μCT* ved EARTHLAB. For å forhindre at sedimentene falt ut, ble et PVC-rør fylt med skumgummi festet til den åpne siden av kjernen. Sedimentkjernen ble skannet stående, mens den roterte for å dekke alle vinkler. Svake stråler vil bli stanset idet de treffer et materiale, uansett tetthet (Brooks og Di Chiro, 1976). For å forhindre denne effekten, kalt «beam hardening effect», ble en 1 mm aluminiumsplate plassert mellom kilden og materialet (figur 3.4). Aluminiumsplaten stopper de svakeste strålene og styrker dermed strålene som

analyseres ved mottakeren (Brooks og Di Chiro, 1976). Spenningen ble satt til 100 kV og strømmen til 1000 μA , eksponeringstiden ble satt til 367 ms og voxel size 55,8 μm . Prosessering av data ble gjort i «FEI Avizo 3D».



Figur 3.4 – Forenklet illustrasjon av CT-skanning av sedimentkjerne. Røntgenstråling ble sendt ut fra en strålingskilde mot en sedimentkjerne. Mellom kilden og kjernen ble en 1,0 mm tykk aluminiumsplate plassert for å forhindre «beam hardening effect». Strålene ble sendt gjennom sedimentkjernen, til en mottaker. Kilden og mottakeren ble beveget vertikalt under skanningen, mens sedimentkjernen roterte slik at hele kjernen ble skannet.

3.2.6 Massetetthet (DBD)

Massetettheten (engelsk: dry bulk density (DBD)) defineres som forholdet mellom massen av tørt materiale og volumet. Sedimenter har ulik massetetthet ut ifra pakningen og porøsiteten, tett knyttet til sedimentenes innhold. Tidligere studier har vist at innsjøsedimenter med høyt innhold av organisk materiale har lavere massetetthet enn sedimenter bestående av minerogent materiale (Bakke *mfl.*, 2005b; Vasskog *mfl.*, 2012). Høyt innhold av organisk materiale er ofte knyttet til høyt vanninnhold. Finkornet minerogent materiale er derimot pakket tettere og har mindre porer, noe som fører til lavere vanninnhold. På denne måten kan DBD benyttes til å finne relativ variasjon av organisk materiale i en kjerne.

DBD ble utført på de øverste 70 cm på BEG218. For hver cm ble prøver på 2 ml tatt ut av kjernen. Prøvene ble veid, tørket og deretter veid på nytt.

3.2.7 Datering

Radiokarbondatering

Etablering av alderskronologi i den sedimentære stratigrafien i innsjøen er nødvendig for rekonstruksjon av flomfrekvens. For å danne alderskontroll på sedimentkjernene, gjøres 'AMS' (accelerator mass spectrometry) ^{14}C -datering, også kalt radiokarbondatering på makrofossiler i sedimentene. Metoden tar utgangspunkt i nedbrytningsraten av ^{14}C (halveringstid = 5730 år) i døde organismer og planter. Ettersom $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratioen ikke har vært konstant i atmosfæren tilbake i tid, ble kalibreringskurven IntCal13 benyttet for overføring av ^{14}C -konsentrasjon til kalenderår (Reimer *mfl.*, 2013).

Skiver på 0,5 cm ble gravd ut fra kjernene ved flere dyp. Prøvene ble siktet og terrestriske makrofossiler plukket ut. Makrofossilene ble tørket og lagt i glass. Totalt 19 prøver av makrofossiler ble plukket ut fra BEG118 (2), BEP118 (6) og BEG218 (8), BEP218 (3) for radiokarbondatering fra kjernene, hvorav 11 av prøvene ble sendt til datering ved Poznan Radiocarbon Laboratory, Adam Mickiewicz University (se kapittel 4.2.9, tabell 4.2. og 4.3. for beskrivelse av de 11 prøvene, inkludert dyp i sedimentkjernene). Aldersmodeller ble laget ved å benytte Bacon v.2.3.9.1 pakken i RStudio (Blaauw og Christen, 2011).

Blydatering

For å oppnå alderskontroll på den øverste delen av kjernen, benyttes blydatering. Blydatering baseres på nedbrytning av den ustabile blyisotopen ^{210}Pb til den mer stabile isotopen ^{206}Pb . ^{210}Pb har en halveringstid på 22,26 år og kan med dette gi alderskontroll på sedimenter avsatt de siste 150 år. ^{210}Pb tilføres innsjøen via nedbør, blandes med partikler i vannsøylen og avsettes (Ivanovich og Harmon, 1992). ^{210}Pb -innholdet i atmosfæren anses å ha vært konstant, men tilførselen av ^{210}Pb ved økt sedimentasjon på grunn av flom eller skred kan føre til ekstra tilførsel av bly. ^{210}Pb tilføres også sedimentene ved nedbrytning av uran. Det vil gi en høyere Pb-konsentrasjon og må korrigeres for (Ivanovich og Harmon, 1992).

Prøver til blydatering ble plukket ut fra de øverste 70 cm av BEG218. Prøvene ble hentet ut en plastikkspørte med 1 cm i diameter. Prøvene ble tørket og veid, før de ble lagt i plastikkposer og sendt til Dr. Mathias Moros ved Leibniz Institute for Baltic Sea Research Warnemünde i Tyskland, hvor de skulle dateres. På grunn av forsinkelser knyttet til Covid-19 ble imidlertid ikke resultatene klare tidsnok til å kunne behandles i denne oppgaven og aldersmodellen for BEG218 er derfor kun basert på radiokarbondateringer.

3.2.8 Statistikk

Korrelasjonsmatrise

Sedimentkjernene ble skannet for flere ulike parametere som geokjemi (XRF) og magnetisme (MS). For å sammenligne korrelasjonen blant de ulike parametere, ble statistiske analyser gjennomført på datasettene. En korrelasjonsmatrise ble laget for BEG218 og BEG/BEP118 i Anaconda v 2-2.4.0. Pakkene *pandas* og *numpy* ble benyttet for korrelasjonsanalysen.

PCA

Korrelasjonsmatrisen viser hvor godt to parametere korrelerer med hverandre. For å sammenligne flere parametere samtidig, ble en hovedkomponentanalyse (PCA) utført på BEG/BEP118. PCA gir en grafisk fremstilling av mange prøver med flere ulike parametere hvor variasjonen i kjernene dekomponeres og beskrives ved to hovedkomponenter (PCA₁ og PCA₂) (Wold *mfl.*, 1987). Med to parametere som for eksempel opptrer motsatt av hverandre, vil de fortsatt være del av den samme hovedkomponenten og forklare den samme variasjonen (Wold *mfl.*, 1987).

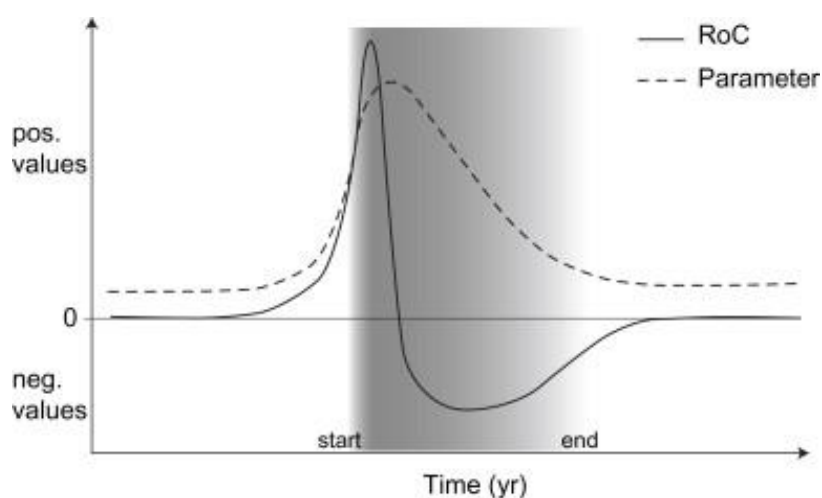
PCA ble gjennomført i Anaconda v 2-2.4.0. Pakkene *pandas* og *numpy* ble benyttet.

3.2.9 Endringsrate

Flommer er raske hendelser som gir en plutselig endring i sedimentasjonsrate i innsjøer (beskrevet i kapittel 2.1.1 og 2.1.2) og dermed endringer i stratigrafien i en sedimentkjerne. Endringsraten (engelsk: Rate of change (RoC)) for målte parametere ved sedimentanalyse er tidligere benyttet for å identifisere og kvantifisere flomlag (Støren *mfl.*, 2010). For å identifisere flomhendelser i BEGP118 ble denne raske endringen i stratigrafi studert ved K/total scatter fra XRF-skann. Endringsraten ble beregnet ved å dele endringen i tellerate for K/total scatter (δx) på endring i dyp (δy) ved ligning 2:

$$\text{RoC} = \frac{\delta x}{\delta y} \quad (2)$$

Starten av en flom markeres med et kraftig positivt utslag i endringsraten (figur 3.5) (Støren *mfl.*, 2010). Når flomintensiteten og sedimentasjonen avtar, vil endringsraten ha en negativ respons (figur 3.5). For å skille flomsignalet fra normal sedimentasjon ble terskelverdier for det positive utslaget bestemt. De tre ulike terskelverdiene som ble benyttet, ble beregnet ut fra 90-, 95- og 97-prosentilen for endringsraten og en telling av hendelseslag ble gjort ut ifra disse. Dersom to målinger rett etter hverandre overskrider terskelen, er det rimelig å anta at de stammer fra samme flom, men vil uten filtrering telles som to flommer. En filtrering av resultatet ble derfor gjennomført med bakgrunn i at det måtte være minimum to målinger (tilsvarer 1,5 mm) mellom hvert utslag for å kvalifisere som flomsignal.



Figur 3.5 – En konseptuell fremstilling av responsen i endringsrate (RoC) for målte parametere under en flom (markert i grått, skravert område). Modellen viser at starten på en flom gir store positive utslag i RoC (Støren *mfl.*, 2010).

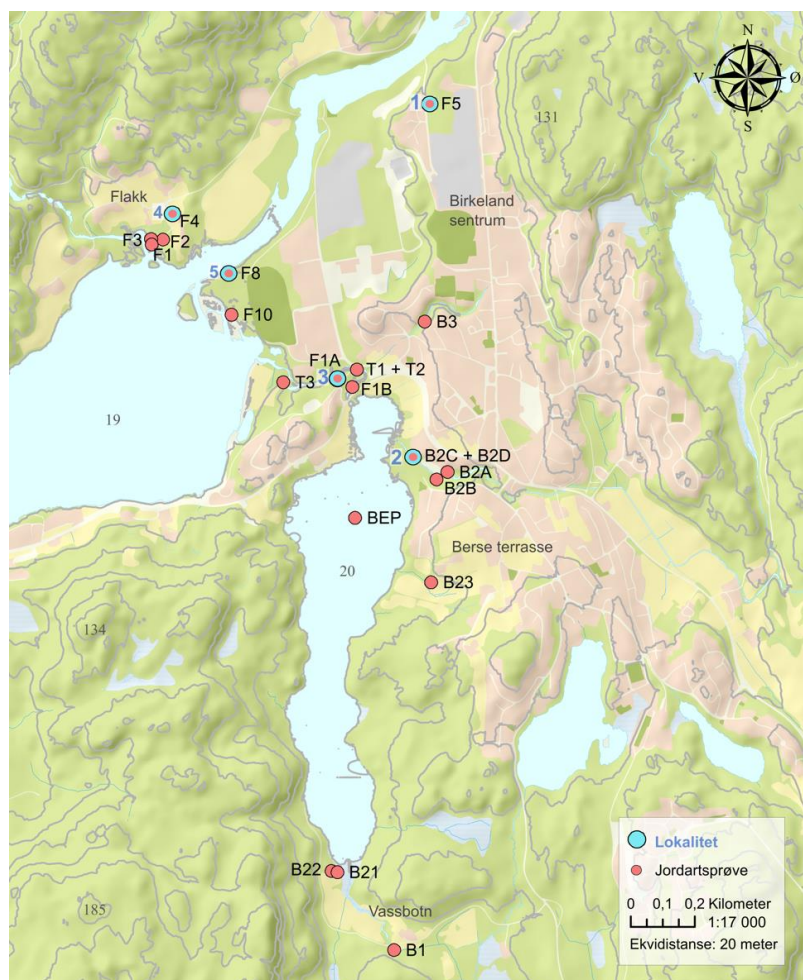
4 Resultat

Formålet med dette kapittelet er å presentere resultater fra felt- og laboratorieundersøkelsene. Først blir observasjonene beskrevet etterfulgt av en tolkning av de ulike resultatene.

4.1 Feltundersøkelser

4.1.1 Kvantærgeologisk kartlegging og lokaliteter for jordartsprøver

Løsmassene rundt Berse og Flakksvann er kartlagt (figur 4.1) og jordartsprøver ble hentet ved alle lokaliteter (beskrevet i kapittel 3.1.1 og 3.1.2). Fem typelokaliteter er videre valgt ut fra den kvantærgeologiske kartleggingen for å beskrive avsetningene i området. Nummereringen av typelokalitetene følger lokalitetene for jordartsprøvene, vist i figur 4.1. Resultatet for kartleggingen er fremstilt i et kvantærgeologisk kart (figur 4.7).



Figur 4.1 – Kart over lokaliteter for prøvetaking av jordarter og kvantærgeologisk kartlegging. 5 typelokaliteter er valgt ut for å beskrive avsetninger i området. Disse er markert med en blå sirkel og blå skrift. Alle lokaliteter for kartleggingen er markert med røde sirkler og navn på jordartsprøvene er skrevet i svart skrift. Prøve «BEP» er hentet fra sedimentkjerne BEP118 og er derfor markert i hovedbassenget i Berse. Kartet inkluderer relevante stedsnavn for den kvantærgeologiske kartleggingen.

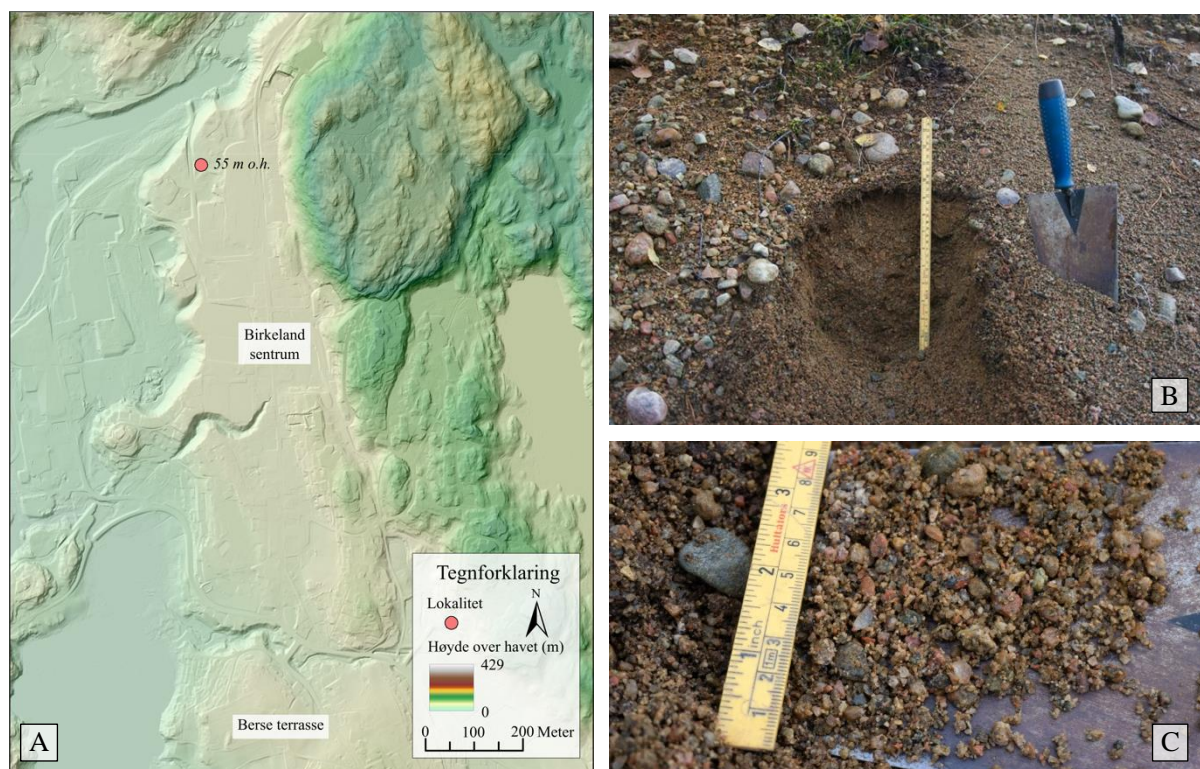
Tabell 4.1 - Lokaltetsoversikt for jordartsprøver. Hver lokalitet er oppgitt med navn på prøvenavn, geografiske koordinater, høyde over havet, stedsbeskrivelse og tolking av avsetning ut ifra den kvartærgeologiske kartleggingen.

Prøve	UTM -koordinat (32V)	Høyde over havet (m)	Sted	Avsetning
B1	454687Ø 6463801N	30,7	Langs Vassbotnbekken	Marin
B21	454490Ø 6464072N	35,5	Vassbotn	Marin
B22	454470Ø 6464076N	40,0	Vassbotn	Morene
B23	454816Ø 6465078N	33,4	Sør for Berse terrasse	Marin
B2A	454872Ø 6465434N	25,0	Langs Møllebekken	Glasifluvial
B2B	454833Ø 6465434N	23,1	Langs Møllebekken	Glasifluvial
B2C + B2D	454753Ø 6465511N	21,5	Langs Møllebekken	Glasifluvial
B3	454793Ø 6465983N	32,9	Ravine ved Birkeland sentrum	Glasifluvial
BEP	454559Ø 6465339N	-	Hentet fra blåleire i sedimentkjerne BEP118 (430 cm under sedimentoverflaten).	Antatt marin
F1	453845Ø 6466251N	19,8	Ved Dikeelvas utløp i Flakksvann	Fluvial
F10	454122Ø 6466007N	20,0	Delta	Fluvial
F1A	454498Ø 6465787N	19,9	Langs Osebekken, på terskelen mellom Flakksvann og Berse	Fluvial
F1B	454541Ø 6465756N	20,0	Langs Osebekken, på terskelen mellom Flakksvann og Berse	Fluvial
F2	453843Ø 6466269N	25,9	Ved Dikeelvas utløp i Flakksvann	Fluvial
F3	453885Ø 6466268N	22,6	Bekk ved Hæsåna-dikeelvas utløp i Flakksvann	Marin
F4	453900Ø 6466311N	22,5	Flakk	Marin
F5	454809Ø 6466740N	45,0	Terrasse ved Birkeland sentrum	Glasifluvial
F8	454113Ø 6466151N	20,2	Delta	Fluvial
T1 + T2	454558Ø 6465816N	19,9	Langs Osebekken, på terskelen mellom Flakksvann og Berse	Fluvial
T3	454302Ø 6465773N	22,0	Langs Osebekken, på terskelen mellom Flakksvann og Berse	Fluvial

Lokalitet 1 – Veiskjæring i Birkeland sentrum

UTM: 32V 454809Ø 6466740N

Beskrivelse: Lokaliteten ligger ved en veiskjæring på vestsiden av Birkeland sentrum. På begge sider av veien er det en flate som ligger 55 moh. Studier av LiDAR-bilder viser at store deler av Birkeland er bygget på denne flaten, fra Tovdalselva i nord til Berse terrasse i sør. To steder er det skarpe nedskjæringer i avsetningen med små bekker rennende i bunnen (figur 4.2 A). Avsetningen er sortert og består av sand, grus og stein. Klastene er i hovedsak kantrundet og avsetningene har lav pakningsgrad (figur 4.2 B og C). Det ble ikke observert sedimentologiske strukturer i de delene av avsetningen som ble undersøkt. På grunn av bebyggelse og vegetasjon, er beskrivelsen av avsetningen basert på observasjoner fra et gravd snitt.



Figur 4.2 - (A) DTM over Birkeland viser tydelig at store deler av Birkeland sentrum er bygget på en flate. Avsetningen ved lokalitet 17 strekker seg fra nord i Birkeland sentrum til Berse terrasse i sør. Ravineringer observeres to steder. Flaten ligger 55 moh. (B og C) Snitt i løsmassene ved lokalitet 17. Løsmassene er sortert og består av sand, grus og stein. Kornene er kantrundet og ingen sedimentologiske strukturer observeres. Foto: Jonas Forsmo

Tolkning: På bakgrunn av pakningsgrad, sortering og rundingsgrad tolkes avsetningen til å være glasifluvial. Den store utbredelsen og morfologien av avsetningen tyder på at det er en glasifluvial terrasse. Mangelen på sedimentologiske strukturer kan skyldes de begrensede observasjonene av løsmassene. Løsmassene tolkes til å være avsatt som et glasifluvialt delta. Elveerosjon har i etterkant ført til at kun rester av det glasifluviale deltaet finnes ved Birkeland sentrum. De to nedskjæringene tolkes til å være raviner, dannet av bekker eller elver i området.

Lokalitet 2 – Møllebekken

UTM: 32V 454753Ø 6465511N

Beskrivelse: Lokaliteten ligger langs Møllebekken, i områder som er en del av Berse naturreservat. Ved utløpet til Berse, er terrenget relativt flatt. Lenger opp langs bekken endres terrenget, med bratte skråninger fra Berse terrasse. Her eroderer Møllebekken i den glasifluviale terrassen (beskrevet ved lokalitet 1). Hauger av sand ligger langs bekken i ansamlinger med omtrent 50 cm høyde (figur 4.3 A og B). Haugene er antropogene og laget av Birkenes kommune etter gravearbeid gjort for å lage et mer definert elveløp for Møllebekken (*Opprensning i Osebekken og Møllebekken*, 2018). Selv om løsmassene er flyttet, anses de å være representative for avsetningene ved lokaliteten da de er gravd opp fra elveløpet. Løsmassene er godt sortert og består for det meste av medium til fin sand. Det er mindre kanaler mellom løsmassene i området. Kanalene er synlige på LiDAR-bilder (figur 4.3B) og er blitt kartlagt i sin helhet ved hjelp av bildene.



Figur 4.3 - (A) Møllebekken meandrerer gjennom terrenget. Hauger av løsmasser ligger langs elveløpet og er plassert der etter gravearbeid gjort av Birkenes kommune for å lage et mer definert elveløp. Løsmassene består av medium til fin sand. (B) DTM over elveløpet for Møllebekken. Møllebekken har erodert ned i den glasifluviale terrassen beskrevet på lokalitet 1. Ut ifra LiDAR-bildene observeres flere elveløp i avsetningene der Møllebekken renner ut i Berse. Foto: Thea Aske Haugen

Tolkning: Avsetningene tolkes til å være fluviale og deler av et delta, bygget ut over tid ved utløpet til Berse. Kanalløpene på toppen av deltaet tolkes som tidligere elveløp. Møllebekken renner i bunnen av en ravine, beskrevet ved lokalitet 1. Jordartsprøvene som er hentet i området (B2A-D), er tatt ved overgangen mellom glasifluviale og fluviale avsetninger (figur 4.7) og kategoriseres som glasifluviale.

Lokalitet 3 – Terskel mellom Flakksvann og Berse

UTM: 32V 454498Ø 6465787N

Beskrivelse: Lokaliteten ligger langs Osebekken, ved terskelen mellom Flakksvann og Berse. Det er rygger av avsetninger på begge sider av bekken, med en høyde på ca. 2 meter (figur 4.4 A). Likt som ved Møllebekken, er disse haugene plassert i området etter opprensning i elveløpet (*Opprensning i Osebekken og Møllebekken*, 2018), men anses som representativ for avsetningene ellers på terskelen. Avsetningen er sortert og består i hovedsak av grov og medium sand (figur 4.4 B og C).



Figur 4.4 - (A) Avsetninger på terskelen mellom Berse og Flakksvann. Bildene er tatt under feltarbeid i november 2018 og viser hauger lagt langs elveløpet etter opprydningsarbeid i og langs elven. (B og C) Avsetningene på terskelen mellom Berse og Flakksvann består i hovedsak av grov og medium sand. Sedimentene er godt sortert. Foto: Jonas Forsmo

Tolkning: Avsetningen tolkes til å være fluvial på bakgrunn av sortering og kornstørrelse. Området var oversvømt under flommen i 2017, noe som underbygger at avsetningene som forekommer på terskelen er fluviale.

Lokalitet 4 – Bakevje til Dikeelva ved Flakk

UTM: 32V 453900Ø 6466311N

Beskrivelse: Lokaliteten ligger ved Flakk, på nordsiden av Flakksvann, 22 moh. Avsetninger er dekket av jordsmonn og er ikke synlige på overflaten. Et snitt ble derfor gravd gjennom jordsmonnet (figur 4.5 A). Avsetningene er godt sortert og består av leirig silt med grå farge (figur 4.5 B). Avsetningene er tettpakket og har ingen sedimentologiske strukturer.



Figur 4.5 – (A) Gravd snitt i avsetningene observert på lokalitet 16. Snippet er ca. 25 cm dypt og bunnen av snippet dekket av vannmasser. (B) En murerkskje ble benyttet for å hente deler av sedimentene. Avsetningene består av leirig silt og har en grålig farge. Foto: Jonas Forsmo

Tolkning: På bakgrunn av sortering og kornstørrelse er sedimentene trolig avsatt i vann med rolig miljø. Avsetningene ligger lavere enn den glasifluviale terrassen på lokalitet 17, men glasifluviale avsetninger finnes også ved høytliggende områder i nærheten av lokaliteten. Nærliggende avsetninger og tolkning av avsetningsmiljø, fører sammen til at avsetningene observert på lokaliteten tolkes til å være bunnlag av det glasifluviale deltaet. Avsetningene er glasimarine, markert som hav- og fjordavsetninger i det kvartærgeologiske kartet (figur 4.7).

Lokalitet 5 – Tovdalselvas utløp i Flakksvann

UTM: 32V 454113Ø 6466151N

Beskrivelse: Lokaliteten dekker et flatt område ved Tollenes industriområde i Birkeland, hvor avsetninger er synlig på overflaten. Nært Tovdalselva er sedimentene i hovedsak stein og grus. Med økt avstand til elven, blir kornstørrelsene mindre og består av sand. Avsetningene er sortert og klastene er rundet til godt rundet. Avsetningene finnes i hovedsak på nordøstlig side av hindringer, mot elveløpet.

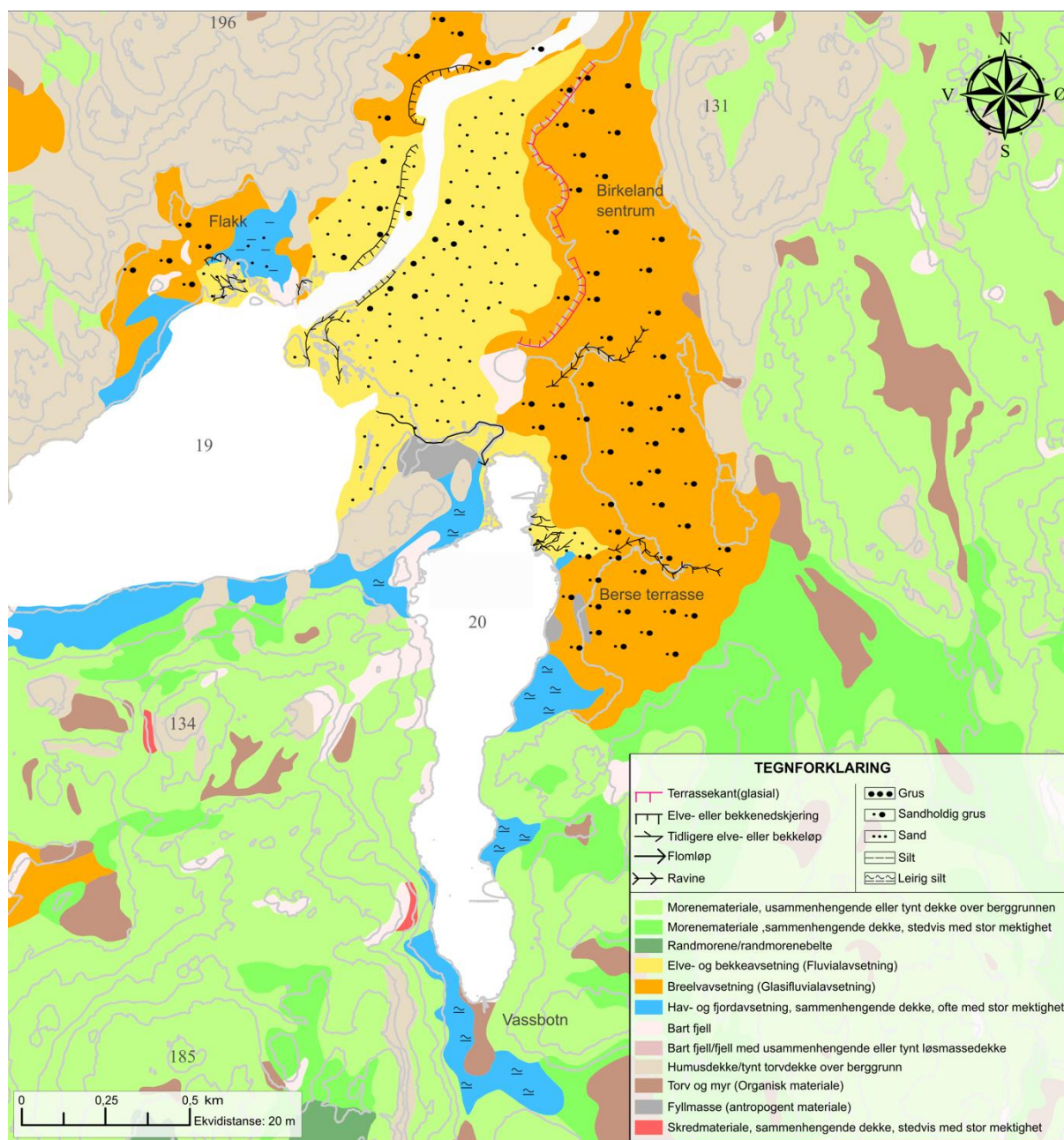
Kvister og gress er avsatt i trærne i området, opp mot 4 meter over bakken (figur 4.6 B og C). Gjennom kartlegging ved hjelp av LiDAR-bilder, vises tydelige, buede nedskjæringer i avsetningene. Nedskjæringene forekommer i yttersvinger langs Tovdalselva. Disse er også observert i felt med en høyde på ca. 1,5 meter (figur 4.6 A). Det er også lignende erosjonsspor langs Dikeelva, i nordlige del av Flakksvann.



Figur 4.6 - (A) Nedskjæring i yttersving ved Tovdalselva ved lokalitet 18. Nedskjæringen har en buet form markert med rød linje i figuren. Høydeforskjellen fra flaten, ned mot et nytt platå ved Tovdalselva er omtrent 1,5 m. (B) Gress avsatt i tre omtrent 1,5 meter over deltaflaten. Lignende avsetninger observeres på store deler av flaten ved Tollenes. Bildet er tatt i november 2018. (C) Rød sirkel viser pinne avsatt i tre, 4 meter over deltaflaten. Bildet er tatt i oktober 2019. Foto: Jonas Forsmo

Tolkning: Rundingsgrad tyder på relativt lang transportlengde av sedimentene. Avsetningene tolkes til å være avsatt av Tovdalselva som et fluvialt delta. Deltaet ligger 22 moh., bare 3 meter over normal vannstand i Flakksvann. Gress og kvister høyt i trærne er trolig avsatt under flommen i 2017, da vannstanden var mye høyere enn normalt. Nedskjæringene langs elven er erosjonsspor som er dannet når elven har større vannføring enn normalt.

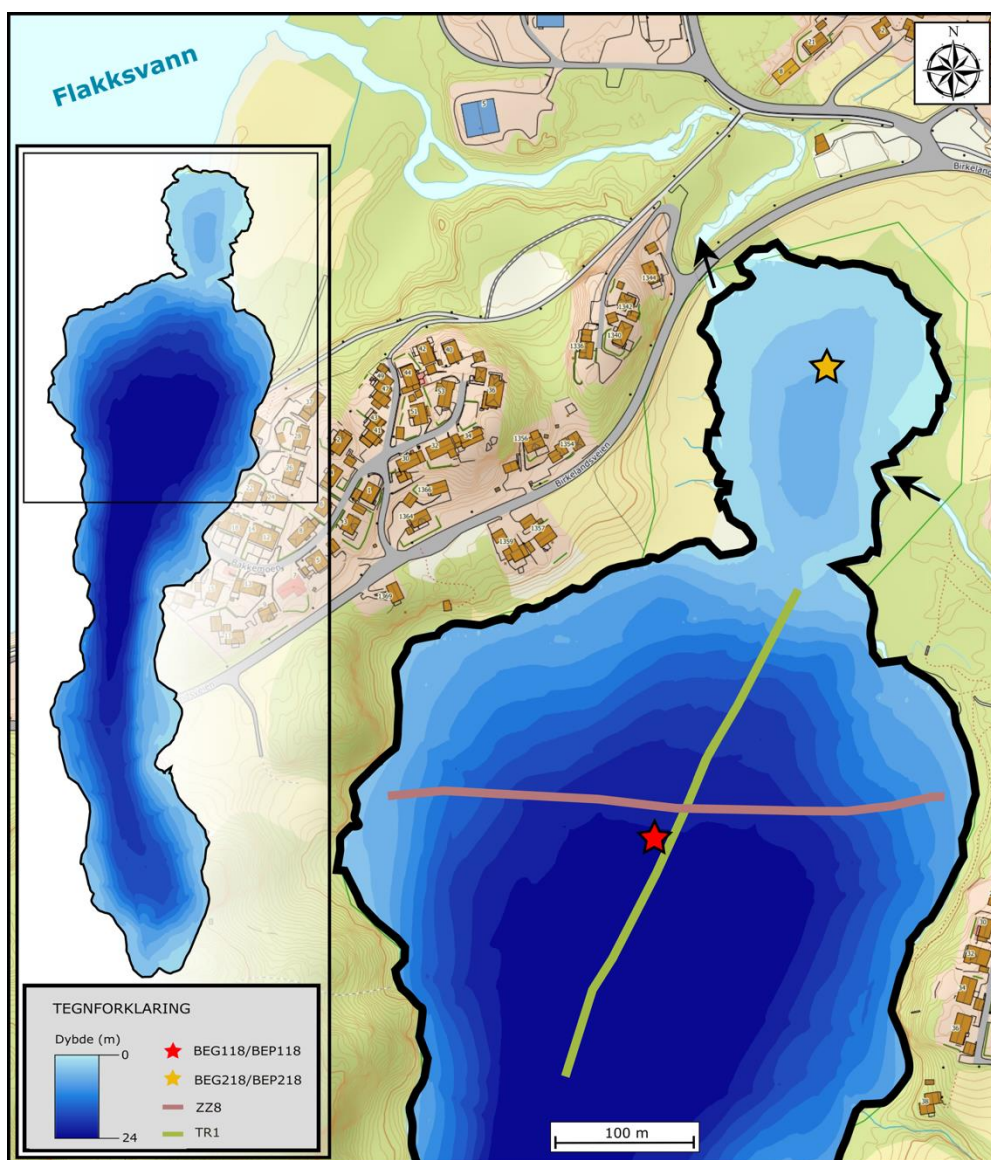
Kvartærgeologisk kart over Birkeland



Figur 4.7 – Kvartærgeologisk kart over feltområdet ved Birkeland, med aktuelle stedsnavn. Kartet er laget som et resultat av den kvartærgeologiske kartleggingen av området. Polygoner er hentet fra NGUs nasjonale løsmassedatabase (NGU, 2020b).

4.1.2 Batymetrisk kartlegging

Et batymetrisk kart ble laget ved å interpolere mellom dybdepunktene samlet inn med ekkolodd (figur 4.8). Berse består av to bassenger som er skilt fra hverandre med en terskel, hvorav det sørlige bassenget er det største og dypeste. De dypeste områdene finnes i midten av Berse, der bredden er størst (ca. 440 m). Det maksimale dypet i er målt til 24 meter (figur 4.8). Innsjøen er flat på midten og blir gradvis grunnere opp mot kantene. Sidene blir generelt brattere der innsjøen er smal, men ingen områder utpeker seg som spesielt bratte. *Lille Berse* har et maksimalt dyp på 6,5 meter, noe som er vesentlig grunnere enn det store bassenget. Bassengets størrelse er også begrenset og kan skyldes den underliggende berggrunnen.



Figur 4.8 – Batymetrisk kart over Berse. Kartet inkluderer posisjon for kjernetaking og seismiske linjer. Innløp og utløp er markert med svarte piler.

4.1.3 Seismiske undersøkelser

De to seismiske linjene som ligger nært lokalitet for kjernetaking (BEG118/BEP118) er brukt for å beskrive fordelingen av sedimenter i innsjøen. De to profilene ligger tilnærmet vinkelrett på hverandre og gir en oversikt over sedimentenes tykkelse og utbredelse. TR1 er orientert i nord-sør retning (figur 4.8). I profilet er det identifisert tre seismostratigrafiske enheter (E1, E2, E3) av ulik seismisk karakter. De tre seismostratigrafiske enhetene er også tydelige i profil ZZ8, som er orientert vest-øst (figur 4.8). Lokalitet 1 for sedimentprøvetaking ligger langs de seismiske profilene og er plassert inn på den tolkede seismikken (figur 4.9 og 4.10). Kjernene penetrerer kun de to øverste seismostratigrafiske enhetene og disse beskrives nærmere under presentasjon av sedimentkjerner (kapittel 4.2.2).

Den maksimale sedimenttykkelsen er omtrent 15 meter (figur 4.10). Sedimentpakkene følger berggrunnens morfologi og tynnes ut mot kantene av innsjøen. Ut ifra profil TR1 kommer det frem at treskelen mellom de to bassengene i Berse er dannet av berggrunnen og er drapert av sedimenter. Bassenget i nord, *Lille Berse*, er for grunt til å benytte chirp-systemet for bunnundersøkelser. CHIRP-data presenteres derfor kun fra det sørlige bassenget. De tre tolkede seismostratigrafiske enhetene presenteres nedenfor.

Enhet 1: Akustisk svakt laminert enhet

Beskrivelse: Enhet 1 er den nederste stratigrafiske enheten i Berse og representerer den eldste avsetningen. Nedre grense for E1 er definert ved «akustisk basement», som er betegnelsen på hvor det akustiske signalet stopper. Akustisk basement ligger på omtrent 40 meters dyp under vannoverflaten og markerer sannsynligvis overgangen fra sediment til berggrunn. Denne grensen er tegnet inn med gul linje på de to profilene (figur 4.9 og 4.10). På grunn av begrenset datakvalitet er det stedvis utfordrende å tolke akustisk basement. Usikkerheter knyttet til denne tolkningen gjør at det kun er mulig å gi et anslag på sedimentmektighet. Overgangen til overliggende enhet er gradvis og karakteriseres av at reflektorene blir kraftigere. Grensen mellom E1 og E2 er markert som laggrense 1 (turkis) på figur 4.9 og 4.10. Tykkelsen på enhet 1 varierer mellom 8-10 meter i store deler av bassenget. E1 karakteriseres av parallelle reflektorer med svak amplitude, stedvis transparent. De parallelle reflektorene er kontinuerlige gjennom hele profilet og enheten har stor utbredelse og dekker bunnen av bassenget.

Tolkning: E1 tolkes til å være glasimarine, laminerte avsetninger fra da isen trakk seg tilbake og avsatte store mengder sedimenter. Tolkningen gjøres på bakgrunn av enhetens seismiske karakter med parallelle reflektorer med svakt akustisk signal og den store sedimentmektigheten.

Bevis på tidligere isbreer i området tilsier i utgangspunktet at E1 kan være deglasiasjonssedimenter (kapittel 4.1.1). Enheten kunne også bestått av morenemateriale, men denne typen avsetninger har i tidligere studier vist seg å ha en kaotisk seismisk karakter (Plassen og Vorren, 2002; Hjelstuen *mfl.*, 2013), noe E1 ikke har. Svakt akustiske, laminerte enheter har også tidligere blitt fastslått til å være glasimarine avsetninger (Plassen og Vorren, 2002; Hjelstuen *mfl.*, 2009, 2013). Sedimentmektigheten i E1 er stor sammenlignet med de to andre enhetene, E2 og E3. Høy sedimentasjonsrate er typisk for perioder med deglasiasjon (Hjelstuen *mfl.*, 2009, 2013). Parallelle reflektorer uten forstyrrelser tyder på at det heller ikke har vært noe erosjon i lagpakken. Det er derfor også usannsynlig at sedimentene er avsatt ved massebevegelser. Med marin grense omtrent 30 meter høyere enn innsjøen (kapittel 4.1.1), er det sannsynlig at glasimarine sedimenter ble avsatt i innsjøen da breene smeltet tilbake.

Enhet 2: Akustisk transparent enhet

Beskrivelse: E2 er den midterste stratigrafiske enheten i Berse og er avgrenset av laggrense 1 til underliggende enhet (E1) og laggrense 2 mot overliggende enhet (E3) (figur 4.9 og 4.10). Laggrense 1 settes i skillet mellom en enhet med parallelle reflektorer med lav amplitude, til enhet 2 uten parallelle reflektorer. Laggrense 2 karakteriseres av en reflektor med høy amplitude og undulerende geometri. E2 har en transparent og homogen refleksjon. Enheten har en varierende tykkelse langs profilet, hvor den maksimale tykkelsen måles til 5 meter i profil ZZ8 (figur 4.9) og den minste tykkelsen er omtrent 2,5 meter i profil TR1 (figur 4.10).

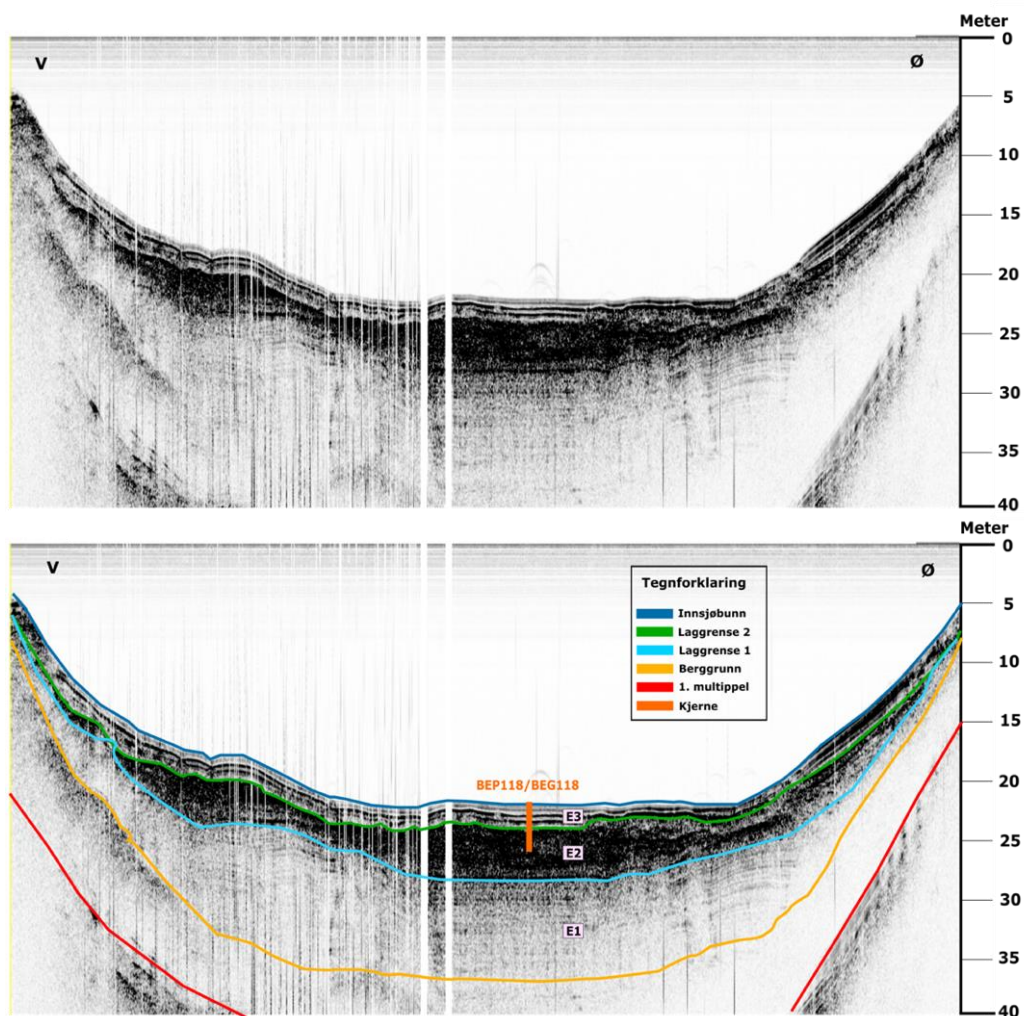
Tolkning: Enheten tolkes til å være en utglidning som er avsatt i én hendelse, dette på bakgrunn av den homogene, transparente refleksjonen. En undulerende nedre grense tyder på erosjon, typisk for avsetninger fra massetransport. Tidligere studier fra fjorder langs kysten av Norge har vist skredpakker med lignende seismisk karakter (Hjelstuen *mfl.*, 2009, 2013). På bakgrunn av seismikken er det vanskelig å fastslå om sedimentene er avsatt fra subaeriale skred eller utglidninger innad i innsjøen, men fraværet av skredavsetninger ellers i området (kapittel 4.1.1) underbygger at E2 sannsynligvis er avsatt som følge av en subaksvatisk utglidning.

Enhet 3: Akustisk godt laminert enhet

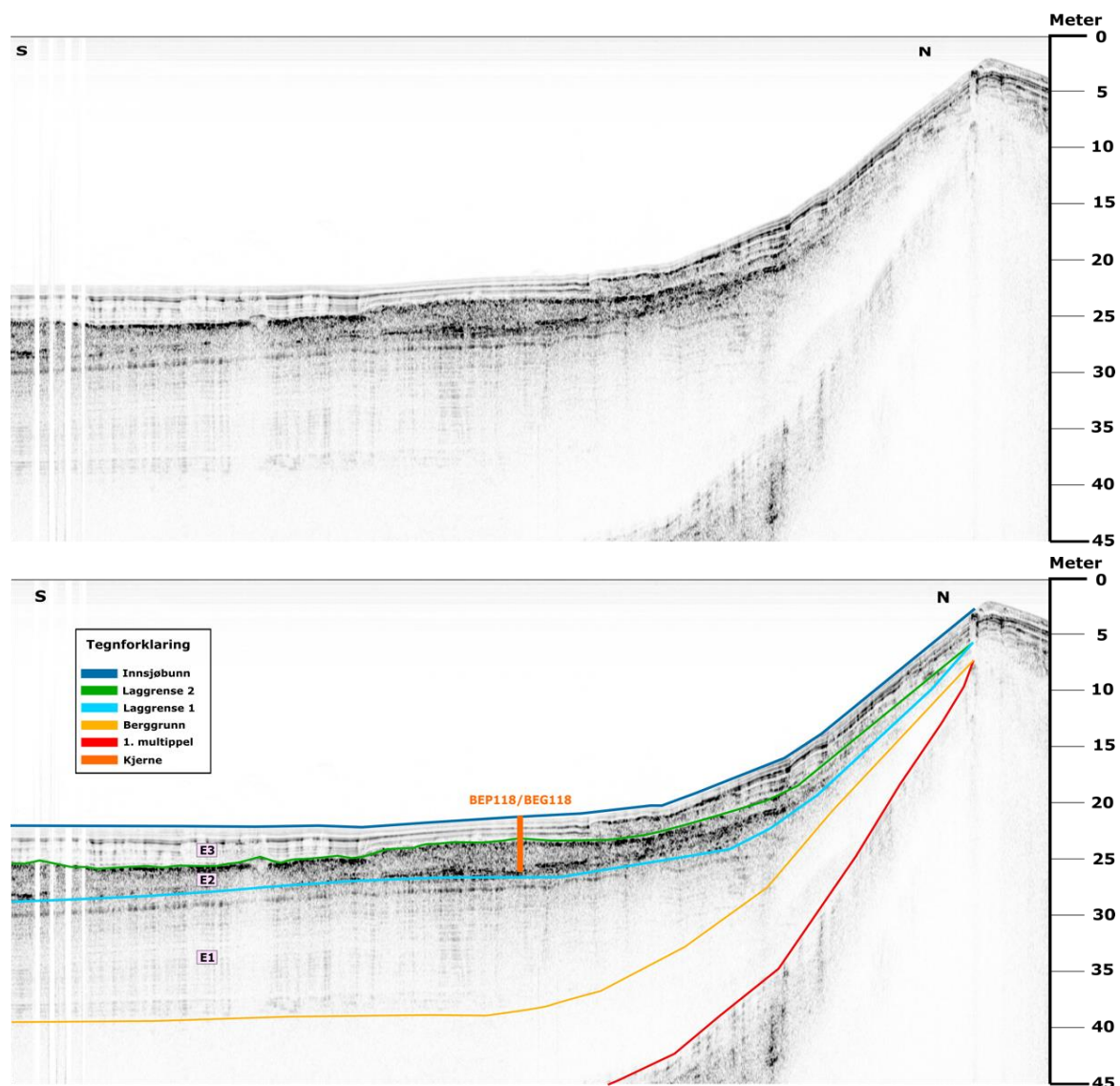
Beskrivelse: E3 er den stratigrafisk øverste enheten i Berse og representerer den yngste avsetningen. E3 skiller seg fra den underliggende enheten (E2) ved å ha jevn tykkelse, med parallelle reflektorer av høy amplitude. Enheten avgrenses av laggrense 2 i bunnen og følger den undulerende geometrien av E2. Det observeres ingen forstyrrelser i reflektorene fra E3.

Enheten har en tykkelse på rundt 1,5 meter og observeres i hele bassenget. Enheten blir naturlig tynnere mot kanten av bassenget, likt de to underliggende enhetene (figur 4.9 og 4.10).

Tolkning: E3 er den øverste stratigrafiske enheten i Berse og tolkes til å være lakustrine sedimenter. Parallelle reflektorer uten noen tydelige forstyrrelser tyder på at det er kontinuerlig sedimentasjon, uten store erosjonshendelser.



Figur 4.9 – Profil ZZ8 innhentet med chirp fra vest til øst på tvers av Berse. X- og y-aksen for profilene har ikke forholdet 1:1. Posisjon for kjernetaking er markert i oransje. Tolkede linjer for ulike reflektorer er tegnet inn i det nederste profilet. Det øverste profilet viser utolkede data.

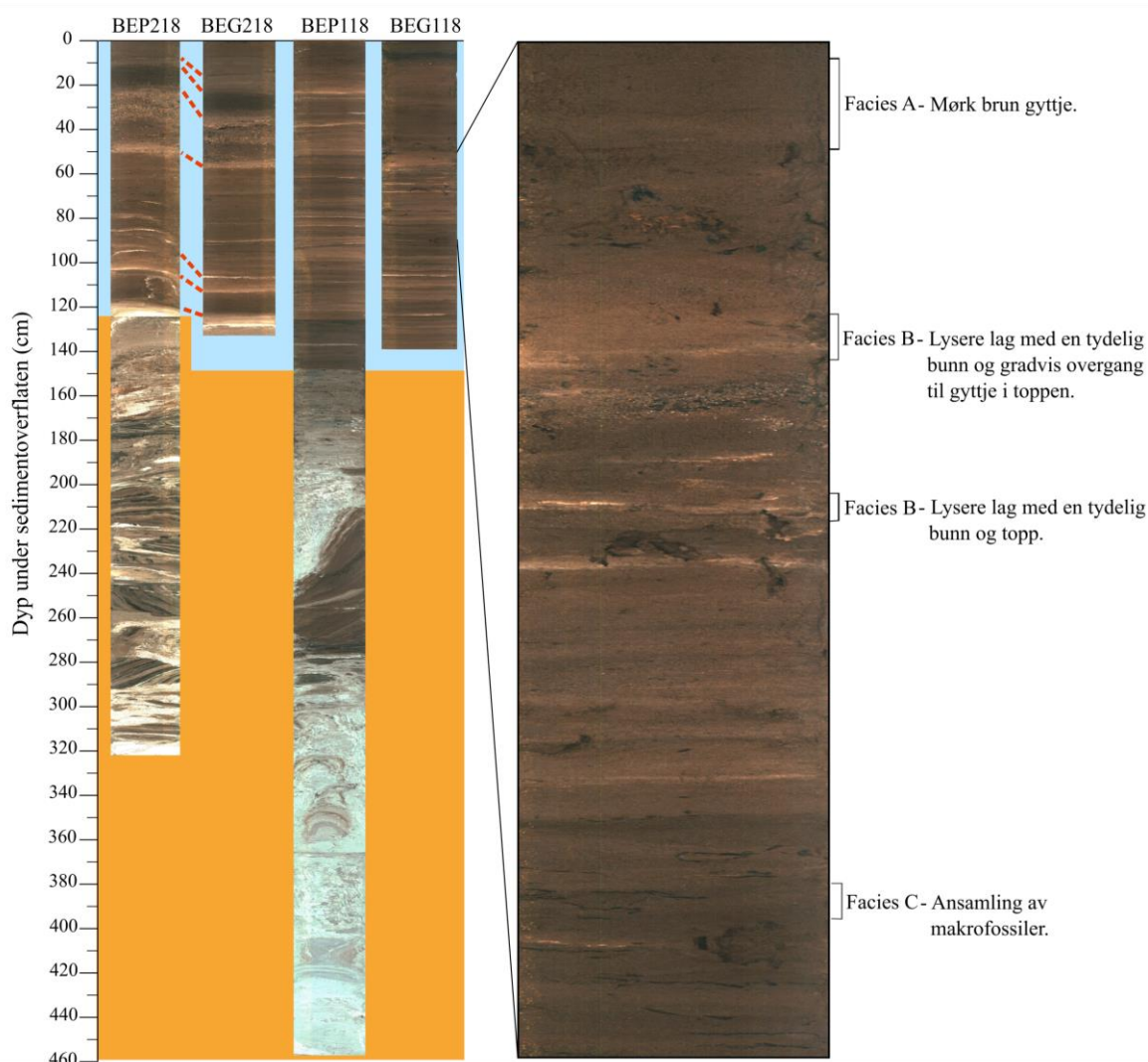


Figur 4.10 – Profil med navn «TR1» innhentet i nord-sør retning i Berse. Profilenes x- og y-akse har ikke forholdet 1:1. Det øverste profilet viser utolket transekt. Nedenfor er tolkede linjer for ulike reflektorer tegnet inn. Posisjon for kjernetaking er markert med oransje og lengden på kjernen er tilpasset målestokken markert på høyre side av profilet.

4.2 Sedimentanalyser

4.2.1 Presentasjon av innsjøsedimenter

Det ble til sammen tatt fire sedimentkjerner fra Berse, en lang kjerne tatt med stempelkjernetaker og en kort kjerne tatt med gravitasjonskjernetaker fra hver av de to lokalitetene. BEP118 (458 cm) og BEG118 (137 cm) ble tatt på 24 meter dyp i hovedbassenget i Berse, mens BEP218 (322 cm) og BEG218 (131 cm) ble tatt på 6,5 meter dyp i *Lille Berse* (figur 4.8). Etter åpning av sedimentkjernene på EARTHLAB og etter den visuelle loggingen var gjennomført ble kjernene analysert og den korte gravitasjonskjernen BEG218 korrelert mot stempelkjernen BEP218 (markert med røde linjer i figur 4.11).



Figur 4.11 – Fotografier av sedimentkjernene (BEP218, BEG218, BEP118 og BEG118) tatt i ITRAX XRF-skanner. De fire kjernene er presentert med dybdeskala. En korrelering av kjernene BEG218 og BEP218 er vist ved røde linjer mellom de to kjernene. Delene av BEP218 og BEP118 som er markert med oransje bakgrunn er omrørt og studeres derfor ikke ytterligere i denne oppgaven. Sedimentene markert med blå bakgrunn deles inn i 3 ulike sedimentære facies (A, B og C). Eksempler på facies er vist til høyre i figuren, i et utklipp fra BEG118. Facies C er ikke like godt synlig som A og B i XRF-foto, men er nærmere studert ved CT-skann (kapittel 4.2.6).

4.2.2 Visuell beskrivelse av sedimentkjerner

Deler av stratigrafien i sedimentkjernene BEP118 og BEP218 er tydelig omrørt basert på den visuelle loggingen. Disse delene av sedimentkjernene er ikke egnet til å rekonstruere flomfrekvens. Kjernene kuttet derfor ved dypet hvor omrøringen først finner sted (148 cm i BEP118 og 120 cm i BEP218). BEG218 dekker hele delen av BEP218 som ikke er påvirket av omrøring. Derfor benyttes kun gravitasjonskjernen (BEG218) videre fra denne borelokaliteten.

I BEP118 er det en brå overgang hvor sedimentene endrer farge fra brun gytje, til sedimenter med innslag av blå leire ved 148 cm. Nedenfor denne grensen endres sedimentene gradvis og andelen leire øker nedover i kjernen. En sammenligning av dette dypet (148 cm) mot de seismostratigrafiske enhetene beskrevet og tolket i kapittel 4.1.3 viser at denne grensen korrelerer godt med laggrense 2. Rekonstruksjon av flom er derfor begrenset til de øverste 148 cm i BEP118, som utgjør den lakustrine enheten (E3).

Seismostratigrafisk enhet 3 ble tolket som lakustrine sedimenter (kapittel 4.1.3.), dette underbygges av den visuelle loggingen. Denne enheten er videre delt inn i tre sedimentære facies (figur 4.11) som er gjeldende for alle sedimentkjernene. Gjennom kjernene er det variasjon i farge fra brun gytje til lysere, minerogene lag. Mesteparten av sedimentkjernen består av mørk brun gytje (facies A). I den mørke gytjen er det flere lysere lag av minerogent materiale som skiller seg ut (facies B). De lyse lagene består av silt og stedvis fin sand og varierer i tykkelse, hvorav det tykkeste er ca. 1,5 cm. Noen av de tykkeste lyse lagene har en brå overgang fra gytje til minerogent i bunnen, med en gradvis overgang tilbake til gytje mot toppen. Ved de tynnere, lyse lagene er det ikke mulig å se en lignende, gradvis topp. I BEG218 er det avsatt store mengder sagflis og vanninnholdet er høyt mellom 35-58 cm. Et lignende lag finnes også i BEG118 ved 8-11 cm. Det er også lag med ansamlinger av makrofossiler, i form av blader og kvister i sedimentkjernene (facies C) (figur 4.11).

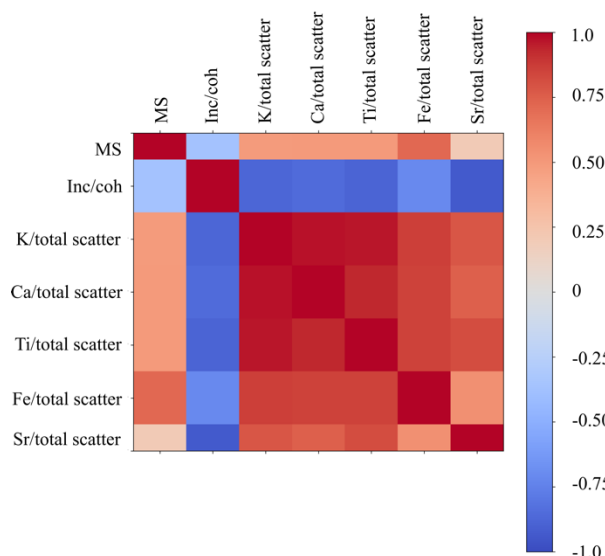
4.2.3 XRF, MS og korrelasjonsanalyser

Kun grunnstoffene med relativt høye tellerater (engelsk: counts per second (cps)), der signal-til-støy ratioen er høy, er brukt for å fremstille resultatet av XRF-skanningen (K, Ca, Ti, Fe og Sr). Som beskrevet i metodekapittel 3.2.4 er verdiene normalisert ved å dele dem på «total scatter» ($mo\ inc + mo\ coh$). En korrelasjonsmatrise er laget for å danne en større forståelse for hvor godt de ulike komponentene i kjernen varierer i forhold til hverandre.

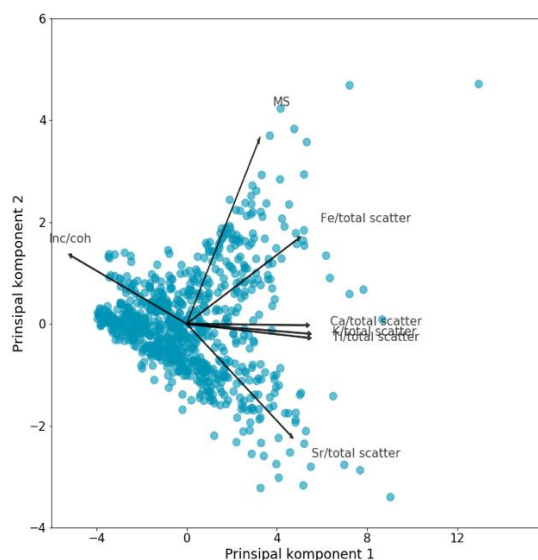
Korrelasjonsmatrisen for den sammensatte kjernen BEGP118 viser at de fleste grunnstoffene fra XRF-skanningen korrelerer svært godt ($R=0,75\sim 0,95$) (figur 4.12) (se kapittel 4.2.4 for korrelasjon mellom BEG118 og BEP118 som danner grunnlaget for den sammensatte kjernen BEGP118). Jern (Fe/total scatter) skiller seg noe fra de andre grunnstoffene, men korrelerer fortsatt relativt godt ($R=0,75$). MS korrelerer ikke like godt med XRF-parameterne ($R=0,50$) (figur 4.12). Inc/coh er negativt korrelert med de andre parameterne ($R=-0,80$) (figur 4.12).

En hovedkomponentanalyse (PCA) er videre utført for å beskrive hvordan de godt korrelerte dataene varierer med hverandre (figur 4.13). På denne måten identifiseres det hvilken variabel som forklarer de største delene av variasjonen i datasettet. PC_1 forklarer 78,6% av variasjonen i kjernen. Fra figur 4.13 er det tydelig at dette henger sammen med de godt korrelerte parameterne K, Ca og Ti, som utgjør store deler av PC_1 . PC_2 viser til 14,4% av variabiliteten i kjernen, hvor MS utgjør størsteparten av komponenten (figur 4.13). De to komponentene forklarer dermed hovedsignalene i kjernen. Videre analyser av jordartsprøver og kjerneprøver gjøres for å forklare ulikhetene i variasjonen i magnetisme og geokjemi i sedimentkjernene.

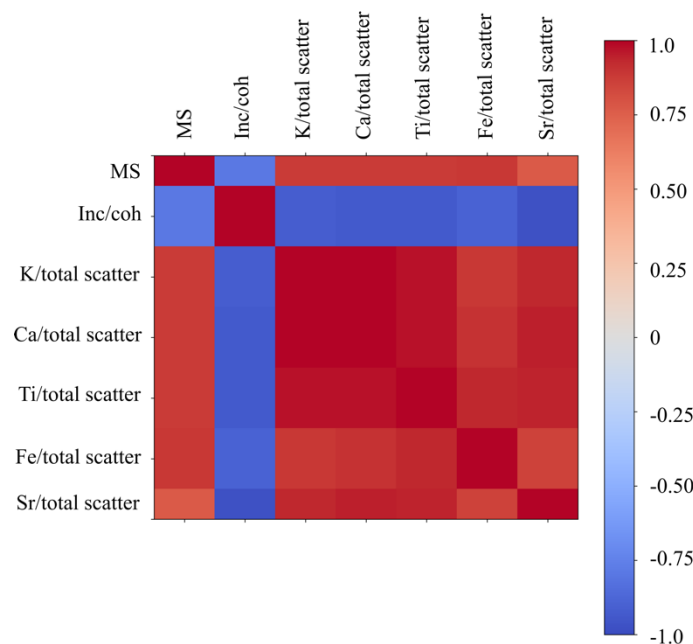
Korrelasjonsanalysen for de ulike datasettene for BEG218 viser at signalet i BEG218 skiller seg fra BEGP118, ved at alle parameterne i kjernen korrelerer svært godt ($R>0,90$) (figur 4.14). Inc/coh er negativt korrelert med de andre parameterne. Det er tydelig at kun én komponent styrer variasjonen i BEG218. Det er derfor ikke gjort noe videre PCA på BEG218.



Figur 4.12 - Korrelasjonsmatrise for BEGP118. Sterk rød farge viser til god korrelasjon og sterk blå farge viser til negativ korrelasjon. Svakere farger viser til liten eller ingen korrelasjon mellom de ulike parameterne. Alle XRF-parameterne korrelerer godt med hverandre, mens det er tydelig av MS-signalet skiller seg ut fra XRF-parameterne.



Figur 4.13 -PCA-plot for BEGP118. K, Ca og Ti utgjør hovedandelen av prinsipalkomponent 1(PC₁), som forklarer hele 78,6 % av variasjonen i kjernen. Sr og Fe plotter langs aksene for PC₁, men er også påvirket av PC₂. MS gir størst utslag ved PC₂ og styrer denne komponenten i stor grad.



Figur 4.14 – korrelasjonsmatrise for BEG218. Sterk rød farge viser til god korrelasjon og sterk blå farge viser til negativ korrelasjon. Svakere farger viser til liten eller ingen korrelasjon mellom de ulike parameterne. Alle parameterne i matrisen korrelerer godt. Inc/coh korrelerer negativt med geokjemien og MS, med en verdi nærmere -1.

Korrelasjonsmatrisene viser at alle XRF-dataene korrelerer godt med kalium (K/total scatter). K/total scatter er derfor benyttet videre for å beskrive variasjonene i resultatet fra XRF-skanningen av kjernene. Magnetisk susceptibilitet plottes sammen med XRF-kurvene og beskrives også. En generell betraktning for alle de tre sedimentkjernene er at økte tellerater for XRF-parameterne og økt MS forekommer sammen med facies B, mens lave tellerater og lav MS i stor grad sammenfaller med facies A. Facies C danner tynne lag som ikke kan skilles ut fra XRF- og MS-signalene i kjernene, og undersøkes nærmere ved CT-skann (kapittel 4.2.6).

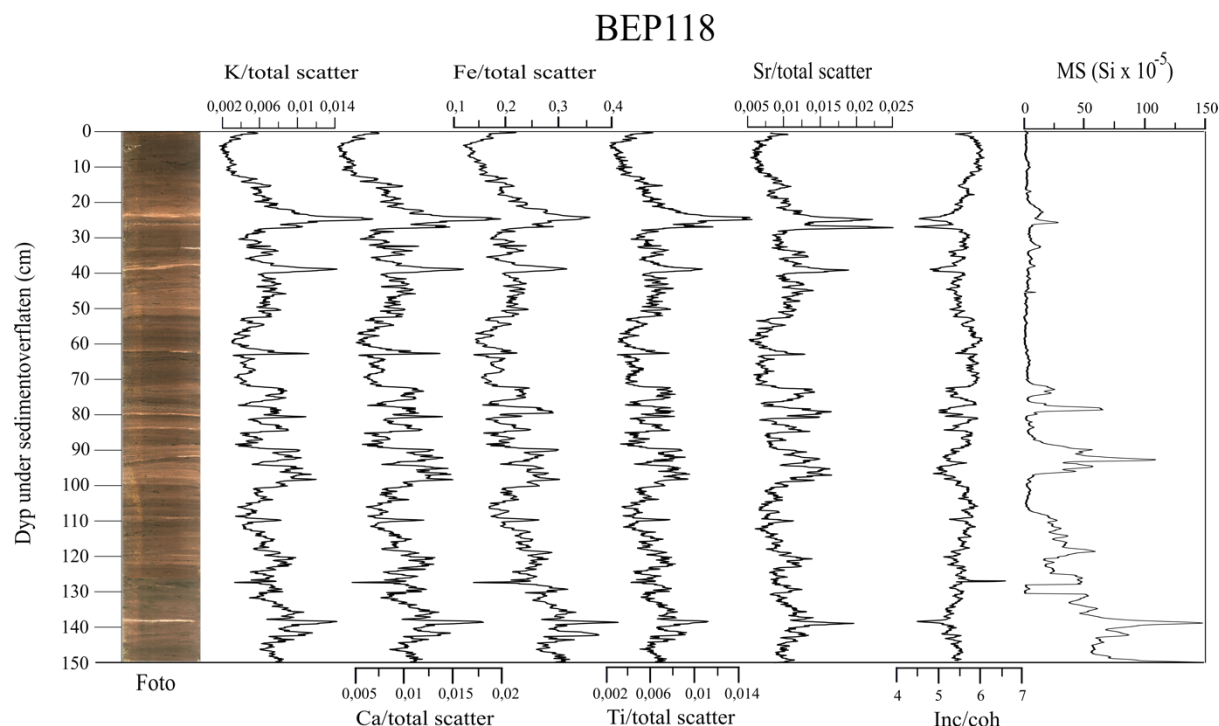
BEP118

BEP118 har et gjennomsnittlig signal med verdier mellom 0,004-0,006 K/total scatter (figur 4.15), og lav magnetisk susceptibilitet (MS) som har verdier mellom 0-5 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$ (figur 4.15).

De laveste K- og MS-målingene er i toppen av kjernen, ned til rundt 12,5 cm og sammenfaller med facies A. Ved 4,0 cm er verdien 0,0012 (K/total scatter). Den første toppen i XRF-dataene er ved 24,5 cm, hvor K/total scatter har den største verdien i hele kjernen (0,019). Ved samme dyp, har MS-kurven også en topp med verdi 15 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$, og det er tydelige topper i Fe, Ca, Ti, Sr. Inc/coh har tydelige negative utslag fra det gjennomsnittlige signalet. Dette utslaget i både XRF-parameterne og MS sammenfaller med facies B.

Ved 26,5 cm karakteriseres også sedimentene som facies B og en ny topp i XRF-parameterne forekommer. Telleraten for kalium er her 0,0125 (K/total scatter) og MS har en verdi på 27 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$. Neste store topp er ved 38,5 cm, med tellerate på 0,0146 (K/total scatter). MS-signalet er mindre (8,2 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$) og utslaget er nærmest ikke synlig på kurven, men sedimentene karakteriseres som facies B. Det er mindre variasjoner i intervallet 38-62 cm, som kan beskrives som facies A. Ved 62 cm er det en topp i K/total scatter med tellerate på 0,012. Dette laget har ikke utslag i MS, men kan visuelt beskrives som facies B. I intervallet fra 71 cm til 100 cm er variasjonene større og 10 topper med tellerater over 0,01 (K/total scatter) i dette intervallet og sedimentene veksler mellom facies A og B, hvor topper i XRF-sammenfaller med facies B. Magnetismen har også 6 topper med verdier over 20 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$ i dette intervallet. En topp observeres ved 109 cm, med tellerate for kalium på 0,0087 (K/total scatter) og magnetisme målt til 26 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$. Fra 109cm til bunnen av kjernen øker både telleraten for K/total scatter og MS gradvis til høyere verdier. Ved 137,5 cm er det en topp med tellerate rundt 0,015 for K/total scatter. Dette er den største toppen i MS-kurven og laget har et magnetisk signal på 147 ($\text{Si} \cdot 10^{-5}$). Laget skiller seg tydelig ut som facies B. Noen av lagene som karakteriseres som facies B

har høyere verdier i XRF og ikke topper i MS-kurven, men alle utslag i MS kan gjenkjennes med høyere tellerater i XRF.



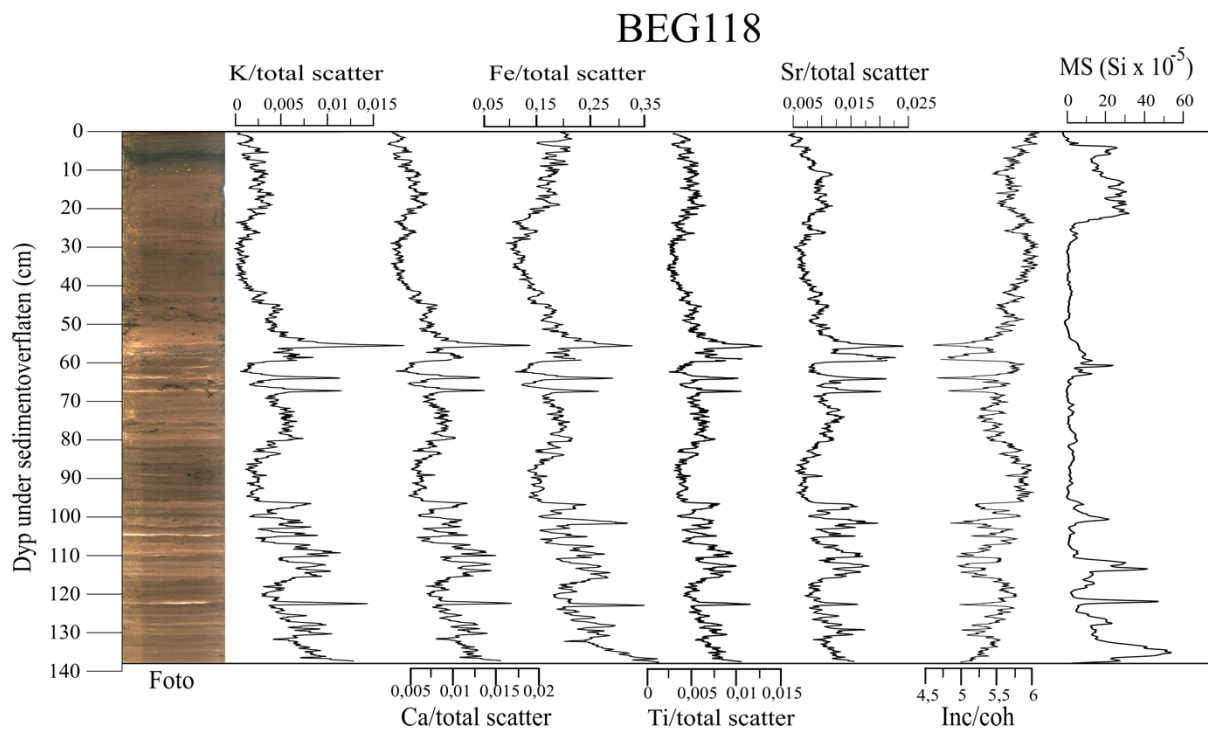
Figur 4.15 – Resultater fra XRF- og MS-skann av de øverste 150 cm av BEP118. XRF-parameterne (K, Ca, Fe, Ti og Sr) er normalisert mot «total scatter» som beskrevet i metodekapittel 3.2.4. Store utslag i XRF-parameterne og MS forekommer i hovedsak der sedimentene karakteriseres som facies B. Facies A gir liten variasjon i de målte parameterne. Noe avvik mellom XRF-parameterne og MS forekommer.

BEG118

Det gjennomsnittlige signalet i BEG118 ligger rundt 0,002 K/total scatter og 0-5 Si*10⁻⁵ MS (figur 4.16). De øverste 23 cm av kjernen har relativt liten variasjon i XRF-parameterne (Ca, K, Ti, Fe, Sr og inc/coh), hvor K/total scatter har verdier i intervallet 0,0015-0,0058. Ved det samme dypet er det store variasjoner i MS-kurven med fem tydelige utslag mellom 25-31 Si*10⁻⁵ MS. Sedimentene i intervallet har en lysere farge enn facies A, men det er ingen tydelige lyse lag som kan karakteriseres som facies B.

Ved 23-52cm er kurvene relativt flate, uten noen store utslag og sedimentene består av facies B. Magnetismen ligger rundt 0 Si*10⁻⁵ MS og K/total scatter er under 0,005. I intervallet 52-67 cm er de største toppene i K/total scatter. Det er fire distinkte topper med verdi 0,018 (K/total scatter) (55 cm), 0,010 (K/total scatter) (59 cm), 0,0126 (K/total scatter) (64 cm) og 0,0129 (K/total scatter) (67 cm), som sammenfaller med facies B. MS i denne delen av kjernen er mindre og tre tydelige utslag observeres ved 59 cm (11,5 Si*10⁻⁵ MS), 60 cm (23 Si*10⁻⁵ MS) og 64 cm (13 Si*10⁻⁵ MS). Fra 67 til 96 cm varierer kurvene lite og sedimentene karakteriseres som facies A. Mellom 96 og bunnen av kjernen (138 cm) er det igjen stor variasjon i målingene

og det er flere toppe i både XRF-dataene og MS som sammenfaller med facies B. I dette intervallet er den største toppen for kalium ved 123 cm, med tellerate 0,0145 (K/total scatter) og magnetisme 47,7 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$ MS. Det største magnetiske utslaget i denne kjernen er ved 134 cm med MS-verdi 54 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$ MS. Likt som for BEP118, skiller MS-signalet seg fra XRF-signalet flere steder i kjernen. Toppe i K/total scatter er ikke alltid tilstede i MS-kurven.

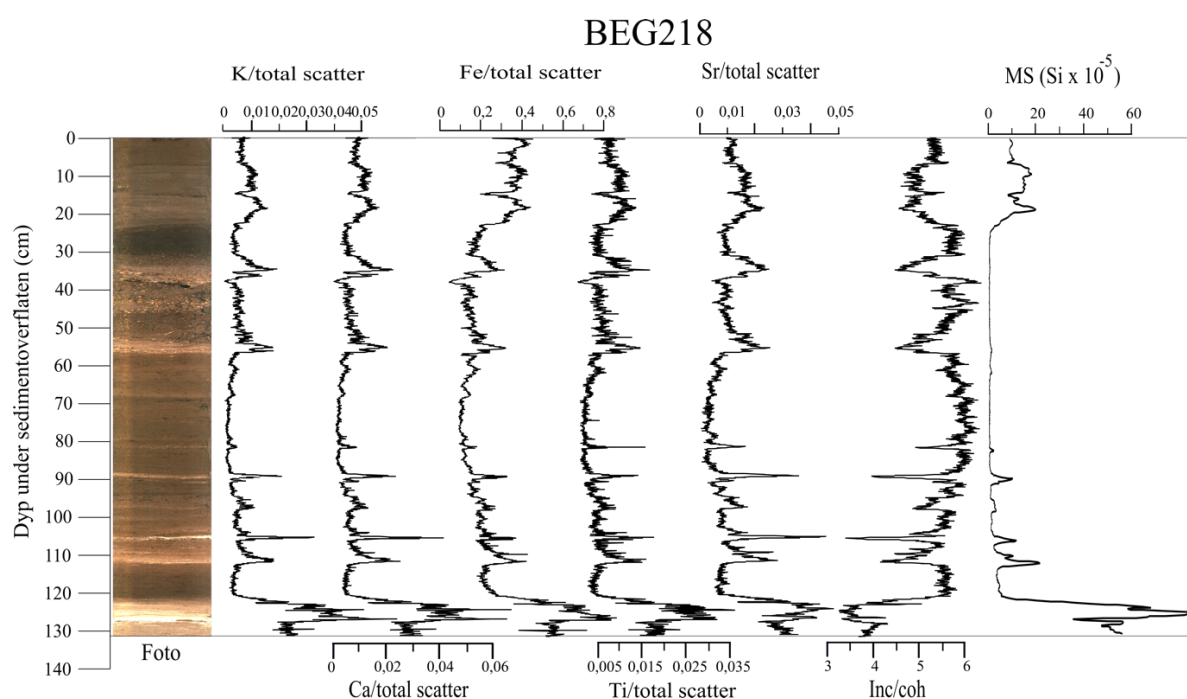


Figur 4.16 – Resultater fra XRF- og MS-skann av BEG118. XRF-parameterne (K, Ca, Fe, Ti og Sr) er normalisert mot «total scatter» som beskrevet i metodekapittel 3.2.4. Store utslag i XRF-parameterne og MS forekommer i hovedsak der sedimentene karakteriseres som facies B. Facies A gir liten variasjon i de målte parameterne. Noe avvik mellom XRF-parameterne og MS forekommer.

BEG218

Det gjennomsnittlige signalet for BEG218 har kaliumverdier på rundt 0,004 (K/total scatter) og lav magnetisme (0-1 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$ MS) (figur 4.17). De øverste 23 cm av sedimentkjernen karakteriseres som facies B og har liten variasjon i K/total scatter (0,004-0,01), men relativt høye MS-verdier (9-20 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$). Ved 14,9 cm er det en tydelig bunn som skiller seg ut fra resten av sedimentasjonen med tellerate 0,004 (K/total scatter) og 7,7 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$ MS, hvor sedimentene også har en mørkere farge. Fra 23 til 88,5 cm er det ingen store utslag i MS, som har verdier rundt 0 $\text{Si} \cdot 10^{-5}$ MS. Ved 30-57 cm er det store mengder sagflis i kjernen. I dette intervallet er det tydelig at det magnetiske signalet og geokjemien ikke korrelerer. Det er tre store utslag i XRF finnes ved 35 cm (0,018), 36,7 cm (0,013) og 55,5 cm (0,0174), som sammenfaller med facies B. I intervallet 57-88,5 cm har K/total scatter lave tellerater (~0,002), men det er ett større

utslag i de andre XRF-parameterne (Ti, Sr og inc/coh) ved 81,0 cm. Også K/total scatter har høyere tellerate ved 81,0 cm, men utslaget er ikke like tydelig. Fra 88,5 til 1200 er det fire tydelige topper i K/total scatter, 89,4 cm (0,02), 97,7 cm (0,011), 105,5 cm (0,031) og 112,0 cm (0,0176). Toppene observeres også i MS med respektive målinger; $9,7 \text{ Si} \cdot 10^{-5}$, $2,9 \text{ Si} \cdot 10^{-5}$, $11,3 \text{ Si} \cdot 10^{-5}$ og $21,3 \text{ Si} \cdot 10^{-5}$, og sammenfaller med facies B. Ved 121 cm består sedimentene av facies B og K/total scatter og MS øker betraktelig. Høydepunktet for kurven er ved 127 cm, hvor K/total scatter har tellerate 0,063 og det magnetiske signalet $124 \text{ Si} \cdot 10^{-5}$ MS. Utslagene i kalium- og MS-kurven for BEG218 korrelerer bedre enn for de to andre kjernene (BEP118 og BEG118).



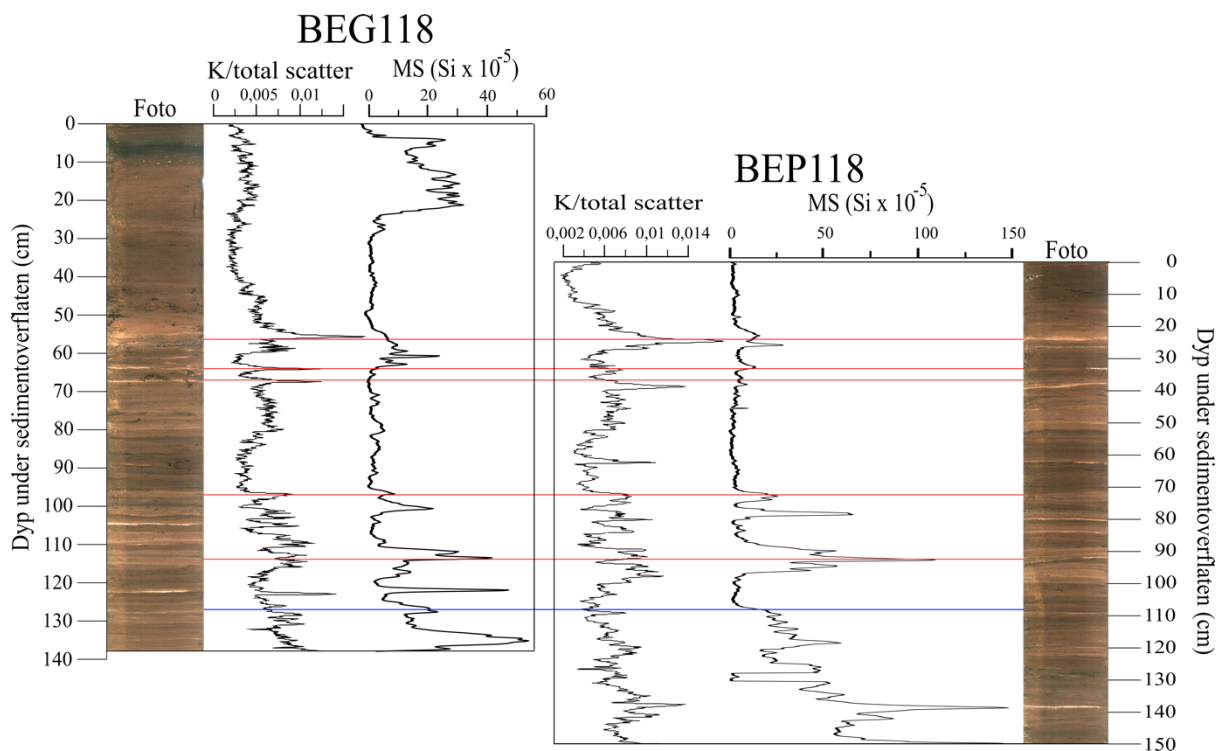
Figur 4.17 – Resultater fra XRF- og MS-skann av BEG218. XRF-parameterne (K, Ca, Fe, Ti og Sr) er normalisert mot «total scatter» som beskrevet i metodekapittel 3.2.4. Store utslag i XRF-parameterne og MS forekommer i hovedsak der sedimentene karakteriseres som facies B. Facies A gir liten variasjon i de målte parameterne. XRF- og MS-signalet i BEG218 korrelerer godt..

4.2.4 Korrelering av sedimentkjernene

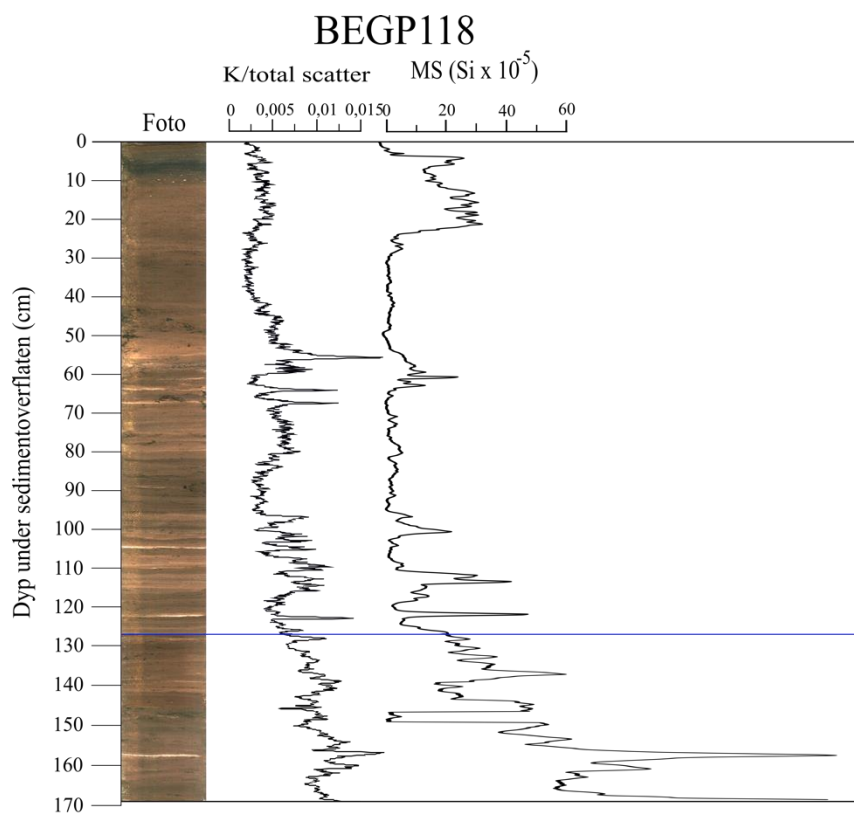
BEG118 og BEP118

En sammensatt kjerne er laget for BEG118 og BEP118 ut ifra korrelasjon av MS og XRF-data. For å korrelere kjernene ved dyp, plasseres de ved siden av hverandre. Korrelasjonen vises i figur 4.18, der høye målinger i XRF og MS korrelerer i de to kjernene. Det kommer frem at sedimentene ikke korrelerer med et dyp med forholdet 1:1. Dette kan skyldes lokale variasjoner i sedimentasjon og mulig kompresjon/ekstensjon ved prøvetaking. Dypet på de korrelerte toppene plottes mot hverandre for hver kjerne og det kommer frem at dybdeforholdet BEP118/BEG118 er 1,25. Toppen av BEP118 korreleres til 36,5 cm ned i BEG118.

Den sammensatte kjernen består av gravitasjonskjernen (BEG118) de øverste 127,0 cm og data fra stempelkjernen benyttet (BEP118) under 127,0 cm. Grensen mellom de to kjernene er markert i figur 4.18 og 4.19 med blå linje. 127 cm i BEG118 samsvarer med 108 cm i BEP118. Den sammensatte kjernen har et totalt dyp på 169 cm (figur 4.19). På bakgrunn av korreleringen, vil den sammensatte kjernen BEG118/BEP118 videre omtales som BEGP118.



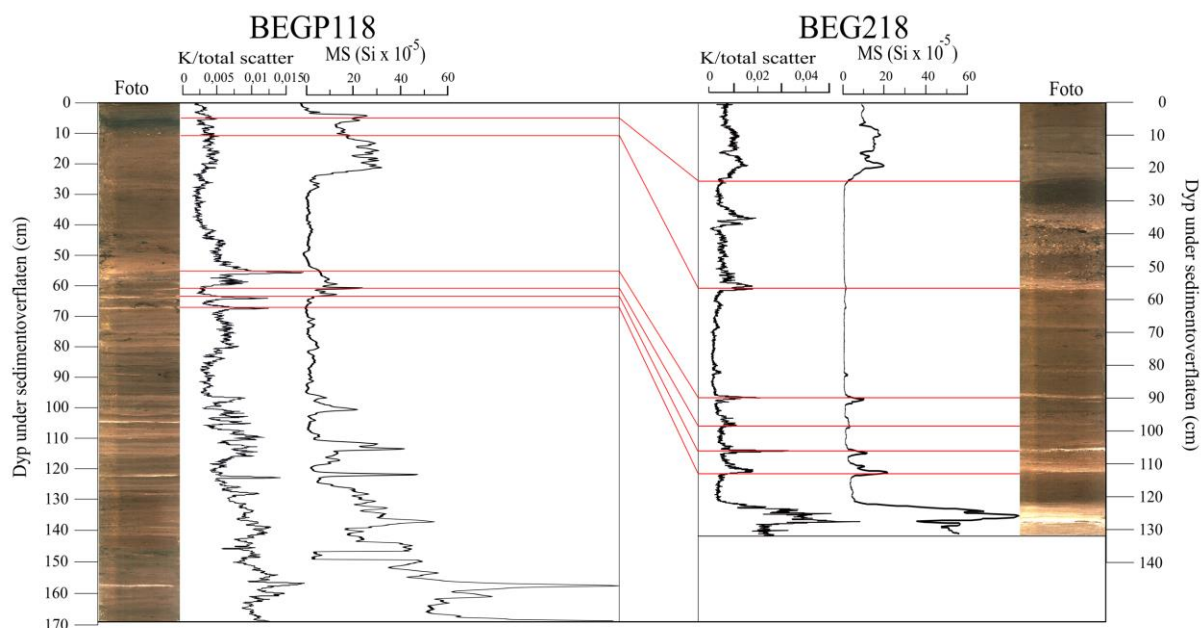
Figur 4.18 – Korrelasjon av BEG118 og BEP118 er gjort ved topper i K/total scatter og MS-signalet i de to kjernene. Korrelasjon mellom de to kjernene er vist med røde linjer i figuren. Blå linje viser hvor kjernene kuttes for overlapp. Over den blå linjen benyttes data fra BEG118, mens det under den blå linjen benyttes data fra BEP118.



Figur 4.19 – BEGP118 er en sammensatt kerne bestående av data både fra BEG118 og BEP118. Den blå linjen markerer overgangen fra data mellom gravitasjonskjernen (BEG118) til stempelkjernen (BEP118).

BEGP118 og BEG218

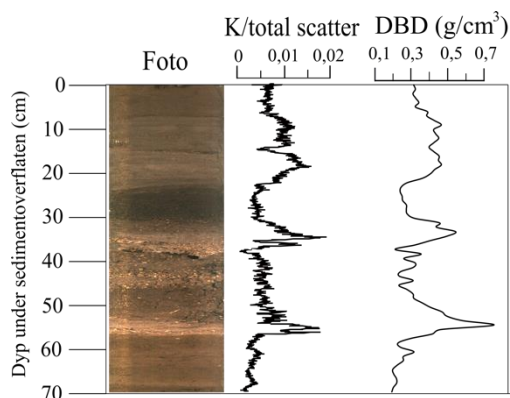
Den sammensatte kjernen BEGP118 er korrelert med BEG218 (figur 4.20). Korrelasjonen er utført visuelt ved bruk av XRF-foto og topper i XRF- og MS-data fra kjernene. Et tydelig lag av sagflis finnes i begge kjernene og bunnen av dette er korrelert (ved 12 cm i BEGP118 og 57cm i BEG218). Over laget med sagflis er det et mørkt lag som skiller seg godt ut i begge kjernene, og toppen av dette korreleres (figur 4.20). Mellom 55-67 cm i BEGP118 og 90-113 cm i BEG218 er det fire topper K- og MS-målingene som korreleres. Korrelasjonen mellom sedimentkjernene passer godt med aldersmodellene beskrevet i kapittel 4.2.9.



Figur 4.20 – Korrelasjon mellom sammensatt kjerne BEGP118 og BEG218. Korrelasjonen er gjort visuelt ved fotografi av sedimentkjernene og XRF- og MS-data. Topper i kurvene er korrelert og vist med røde linjer i figuren. Ut ifra korreleringen er sedimentasjonsraten større i BEG218 enn BEGP118.

4.2.5 Massetetthet (DBD)

Målingene for massetetthet i BEG218 korrelerer godt med kaliumkurven (K/total scatter) fra XRF-skanning (figur 4.21). Økt massetetthet observeres ved dyp der XRF-parameterne har høye tellerater og sedimentene karakteriseres som facies B. DBD er størst ved 55 cm, med en måling på $0,75 \text{ g/cm}^3$. Den laveste målingen i DBD er $0,21 \text{ g/cm}^3$, målt ved 38 cm, hvor innholdet av sagflis er stor.

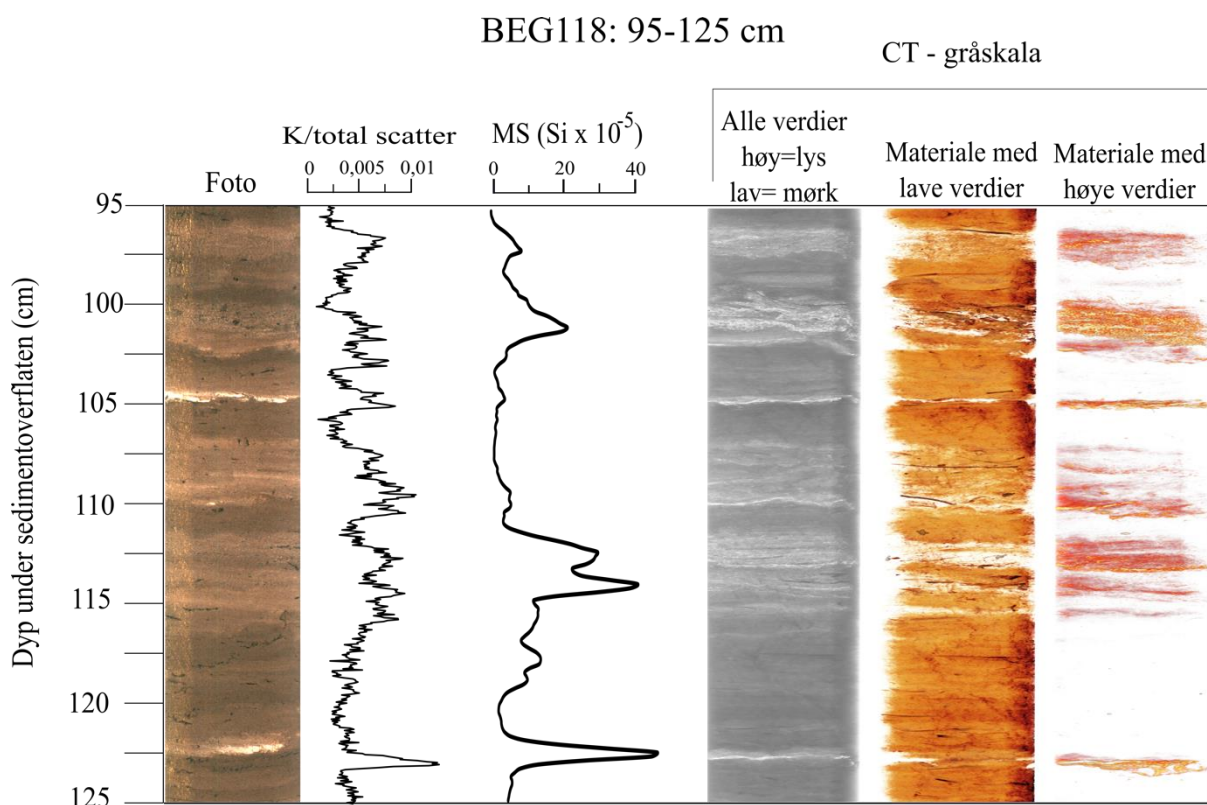


Figur 4.21 - Massetetthet (DBD) for BEG218 fremstilt med kurve for kalium og foto av kjernen. DBD korrelerer godt med den normaliserte kaliumkurven (K/total scatter).

4.2.6 Datastyrt tomografi (CT)

En fremstilling av resultatene fra CT-skanning er gjort ved røntgenbilder ut ifra gråskalaverdier (figur 4.22 og 4.23). Tre CT-bilder er laget for et utsnitt for hver av kjernene. Bildet lengst til venstre viser alle gråskalaverdiene innenfor de nevnte spektrene for kjernen, hvor lave verdier gir mørk grå farge, mens høye gråskalaverdier gir en lysere farge. Det andre bildet for hver av kjernene er begrenset til materiale som kun har lave gråskalaverdier, mens det tredje bildet kun viser materiale med høye gråskalaverdier.

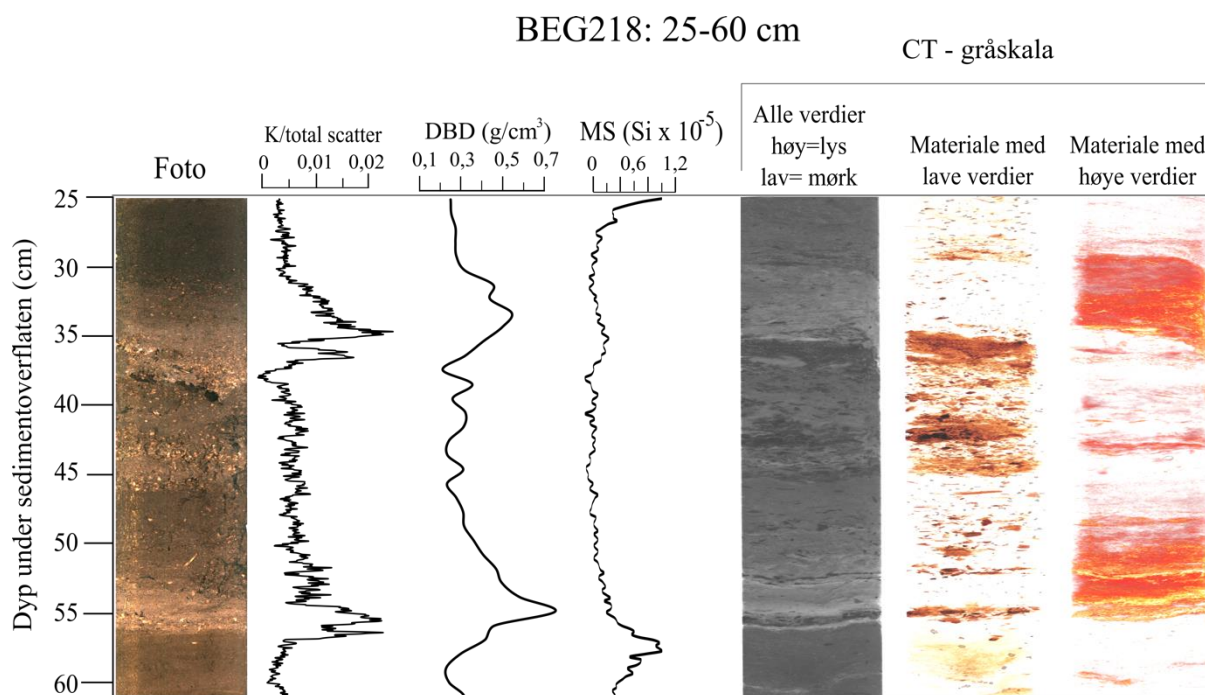
Tidligere studier har vist at gråskalaverdiene som forekommer ved CT-skann er tilnærmet proporsjonale med tetthet for materialet (Orsi *mfl.*, 1994; Duluiu, 1999). Massetetthet (DBD) er kun analysert for BEG218, men god korrelasjon mellom massetetthet og materiale med høye gråskalaverdier samsvarer med funnene fra tidligere studier (figur 4.23) og antas også å være gjeldende for BEG118. Data fra BEG118 viser at lag bestående av materiale med høy tetthet sammenfaller med topper i både XRF og MS, for eksempel ved 123 cm (figur 4.22) som også beskrives som facies B.



Figur 4.22 - Deler av BEG118 (95-125 cm) fremstilt ved XRF-foto, K/total scatter, MS og tre ulike bilder fra CT-skann. Alle CT-bildene er fremstilt ut ifra gråskalaverdier. Det høyre bildet inkluderer alle verdier hvor mørk grå farge viser lave gråskalaverdier, mens lysere områder viser områder med høye gråskalaverdier. CT-bilde 2 viser kun materiale med lave gråskalaverdier, mens bilde 3 viser kun materiale med høye gråskalaverdier. Ut ifra bildene korrelerer høye gråskalaverdier med topper i både K/total scatter og toppene som observeres i MS.

Lagene med høy tetthet har en tydelig bunn og gradvis overgang til lavere tetthet i toppen, som tidligere beskrevet for facies B (kapittel 4.2.2). Dette kommer tydelig frem i CT-bildene hvor kun materiale med høye gråskalaverdier er fremstilt (bilde lengst til høyre). CT-bildene viser ingen tegn til erosjon i bunnen av lagene med høyere tetthet (figur 4.22 og 4.23). Resultatene viser at makrofossiler er godt synlige dersom materiale med lave gråskalaverdier isoleres (CT-bilde nr.2 fra venstre). Lag bestående av makrofossiler (facies C) finnes i stor grad sammen med (enten rett før eller rett etter) lag med høye gråskalaverdier, som for eksempel ved 100-102 cm i BEG118 (figur 4.22).

For BEG218 er det valgt å visualisere delen av kjernen der det ble funnet sagflis (35-58 cm). CT-bildene viser at avsetningene i dette intervallet i stor grad har lav tetthet, men at det også er tykke lag av materiale med høyere tetthet spesielt i bunnen (ca. 56 cm) og i toppen (ca. 35 cm). Også her korrelerer topper i XRF (K/total scatter) med materiale med høye gråskalaverdier. MS-verdiene for BEG218 i samme intervall er tilnærmet 0 og viser ikke endringene i materialet (figur 4.23).

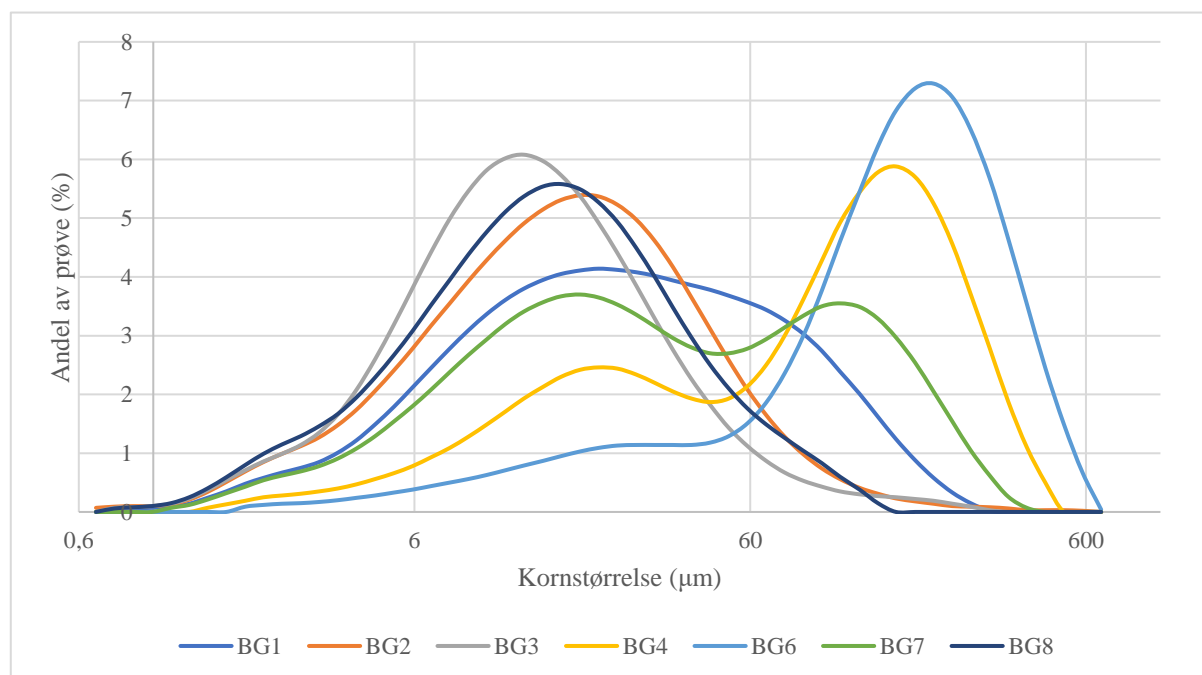


Figur 4.23 – Deler av BEG218 (25-60 cm) fremstilt ved XRF-foto, K/total scatter, massetetthet, MS og tre ulike bilder fra CT-skann. Alle CT-bildene er fremstilt ut ifra gråskalaverdier. Det høyre bildet inkluderer alle verdier hvor mørk grå farge viser lave gråskalaverdier, mens lysere områder viser områder med høye gråskalaverdier. CT-bilde 2 viser kun materiale med lave gråskalaverdier, mens bilde 3 viser kun materiale med høye gråskalaverdier. Ut ifra bildene korrelerer høye gråskalaverdier med topper i både K/total scatter og massetetthet. Utslagene i magnetisk susceptibilitet er veldig små ($>1,2 \text{ Si} \cdot 10^{-5}$) i dette intervallet.

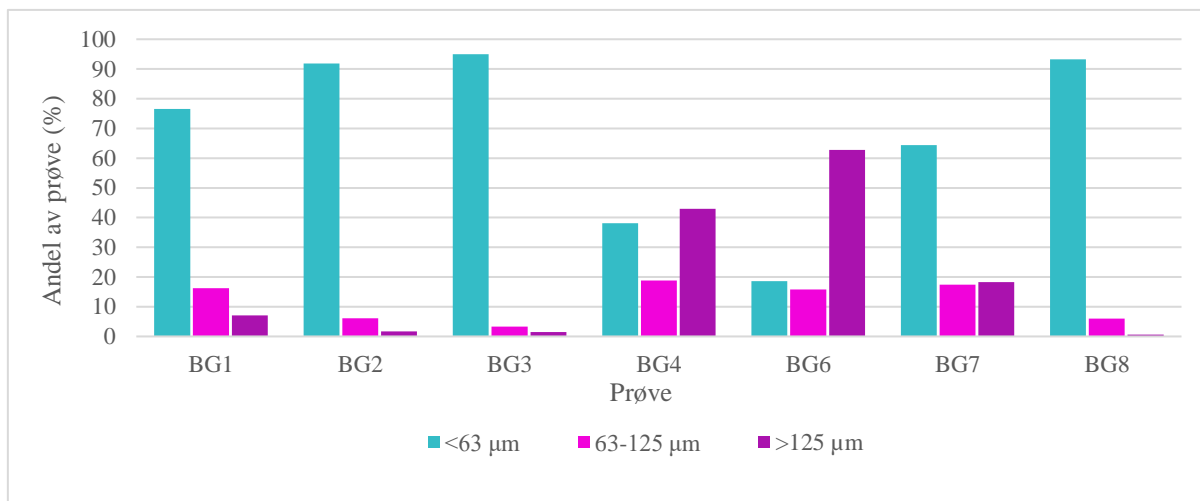
4.2.7 Kornstørrelsesfordeling i sedimentkjernelag

Kornstørrelsesanalyser ble utført på de syv prøvene som ble tatt ut fra lyse, minerogene lag (facies B) i sedimentkjernene (se kapittel 3.2.2). BG1 (64 cm), BG2 (105,5 cm) og BG3 (123 cm) ble tatt ut fra BEG118 og BG4 (88 cm), BG6 (105,5 cm), BG7 (111,5 cm) og BG8 (126,5 cm) ble tatt ut fra BEG218.

Kornstørrelsesanalysene (figur 4.24) viser at BG2, BG3 og BG8 har en normalfordelt kornstørrelse med median mellom 12-24 μm . BG4, BG6 og BG7 har bimodal fordeling av kornstørrelse med en topp rundt 20 μm og en topp i intervallet 120-210 μm (figur 4.24). BG1 skiller seg fra de andre kurvene ved å være dårligere sortert. Kornstørrelsesfordelingen for kjerneprøvene er i figur 4.25 plottet i fraksjonene som jordartsprøvene er siktet i, for videre diskusjon. BG1, BG2, BG3, BG7 og BG8 har dominerende kornstørrelser $<63 \mu\text{m}$. BG4 og BG6 er jevnere fordelt på tre kornstørrelsesgrupper: $<63 \mu\text{m}$, $63-125 \mu\text{m}$ og $>125 \mu\text{m}$ (figur 4.25).



Figur 4.24 – Resultater fra kornstørrelsesanalyse for sedimentkjerneprovne (BG1, BG2, BG3, BG4, BG6, BG7 og BG8). Kurvene viser hvordan kornstørrelsesfordelingene er i hver av prøvene og er basert på gjennomsnittet for de 3 målingene gjort for hver prøve.



Figur 4.25- Kornstørrelsesfordeling i hver av sedimentkjerneprøvene (BG1, BG2, BG3, BG4, BG6, BG7 og BG8). Kornstørrelsene for hver prøve er delt i tre grupper (<63 μm, 63-125 μm, >125 μm) som samsvarer med siktingen som er gjort for jordartsprøvene beskrevet i kapittel 3.2.2.

4.2.8 Miljømagnetisme og geokjemiske analyser

Resultater for XRF-måling og magnetisk susceptibilitet for både jordartsprøver og sedimentkjernep prøver er fremstilt i figur 4.26. Jordartsprøvene er plottet i de to kornstørrelsene (<63 μm og 63-125 μm) som dominerer i sedimentkjernene og gitt farge etter NGUs klassifisering av løsmasser (Fredin *mfl.*, 2014). Ut ifra kornfordelingsanalysene av prøvene fra sedimentkjernene fra kapittel 4.2.7 er det vist at en stor andel av BG4 og BG6 består av kornstørrelser >125 μm . Ettersom det tidlig ble antatt av sedimentene i innsjøen i hovedsak bestod av kornstørrelser <125 μm , er ikke jordartsprøvene videre analysert på fraksjoner over 125 μm .

Sedimentkjernep prøvene er plottet i sin helhet i en kolonne ved siden av jordartsprøvene (figur 4.26). K, Ca, Fe og Sr viser ingen store endringer mellom de to kornstørrelsesgruppene. Ti har derimot lave tellerater (omtrent 2000 cps) ved <63 μm og en økning til 4000 cps for noen av prøvene ved 63-125 μm . Sedimentkjernep prøvene har alle lave tellerater (2000 cps) for Ti, utenom BG6 som har tellerate 4000 cps. BG6 har større andel av prøven fordelt i store kornstørrelser enn de andre prøvene fra sedimentkjernene. Dette kan være forklaringen på at denne prøven skiller seg ut for telleraten av Ti. Jordartsprøvene viser ingen tydelige trender for XRF-parameterne fordelt på de ulike jordartene (figur 4.26). Glasifluviale prøver er for eksempel ikke mulig å skille fra fluviale eller marine prøver kun basert på XRF-parameterne da telleraten varierer også innad i gruppene.

Målingen av bulk magnetisk susceptibilitet og paramagnetisk ratio ($\chi_{\text{Bulk 77K}}/\chi_{\text{Bulk 293K}}$) for prøvene har en ratio på 0,42. Ingen av prøvene skiller seg nevneverdig ut fra denne ratioen (figur 4.26). En tydelig endring i magnetisk susceptibilitet forekommer derimot mellom de ulike kornstørrelsene (figur 4.26). De glasifluviale og fluviale jordartsprøvene med størrelse 63-125 μm har et større utslag i $\chi_{\text{Bulk 293K}}$ enn de samme prøvene med kornstørrelse <63 μm . De marine jordartsprøvene viser ingen forskjeller mellom kornstørrelsene.

Prøvene fra sedimentkjernene har lav magnetisk susceptibilitet sammenlignet med jordartsprøvene (figur 4.26), noe som kan indikere at relativt lite av det totale kjernematerialet består av glasifluvialt og fluvialt materiale i kornstørrelsen 63-125 μm (se kapittel 5.1.2 og 5.2.3. for videre diskusjon av resultatet for jordartsprøvene).



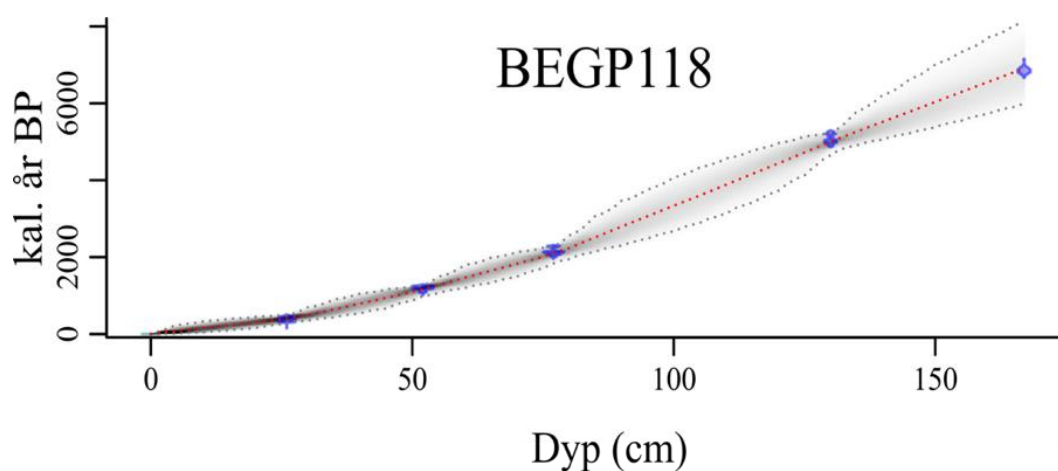
Figur 4.26 – Plot av jordartsprøver og sedimentkjerneprøver mot XRF-parametere og miljømagnetisme. Prøvenavn er merket under søylene for hver parameter. Jordartsprøvene er gitt farger etter NGUs klassifisering av løsmasser (NGU, 2020b). For fluviale prøver er to ulike gulfarger valgt for å skille prøvene tatt ved terskelen og fra det fluviale deltaet ved Flakksvann. Jordartsprøvene er delt opp etter kornstørrelser. Sedimentkjerneprøvene er plottet i grått, til høyre for jordartsprøvene og er ikke siktet etter kornstørrelse.

4.2.9 Datering

Det ble gjort radiokarbondatering av fem prøver fra de øverste 169 cm av BEGP118 (tabell 4.2) og fire prøver fra BEG218 (tabell 4.3). Samtlige radiokarbondateringer ble gjort på terrestriske makrofossiler som blader, mose og bark.

Tabell 4.2 – Resultater fra AMS ^{14}C -radikarbondateringer for BEGP118. Kalibrert alder er oppgitt med ett standardavvik (1σ) og sannsynlighet for at alderen faller innenfor gitt tidsrom. Kalibreringen er gjort med Calib 7.1 (Stuvier, Reimer og Reimer, 2020) med kalibreringskurve IntCal13 (Reimer mfl., 2013).

Lab nummer	Kjerne	Dyp (cm)	Dyp i BEGP118 (cm)	Vekt (g)	Type materiale	^{14}C -alder (år BP)	Kalibrert alder, 1σ (kal. år BP)	Relativt areal under sannsynlighetsfordeling
Poz-111960	BEG118	26,0	26,0	0,0176	Blad	320±30	423-356	0,786
							332-310	0,214
Poz-111961	BEG118	52,0	52,0	0,0148	Mose	1255±30	1261-1198	0,835
							1191-1178	0,165
Poz-111962	BEP118	49,0	77,0	0,009	Blad	2140±30	2294-2272	0,151
							2155-2101	0,635
							2089-2063	0,214
Poz-112063	BEP118	111,0	130,0	0,1546	Bark	4435±35	5267-5243	0,088
							5239-5223	0,055
							5216-5187	0,159
							5118-5115	0,009
							5061-4962	0,688
Poz-112064	BEP118	148,0	167,0	0,0105	Blad	6010±50	6926-6923	0,021
							6913-6787	0,979

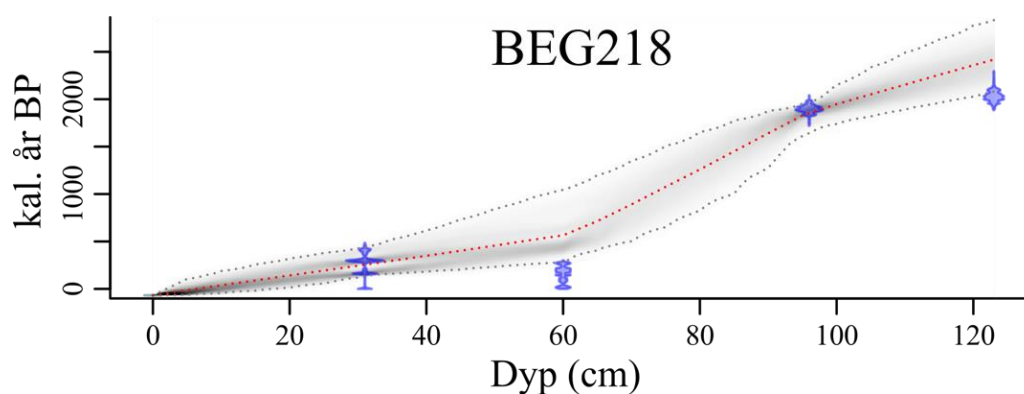


Figur 4.27 – Aldersmodell for BEGP118 laget med Rbacon-pakken (Blaauw og Christen, 2011) i Rstudios med kalibreringskurven IntCal13 (Reimer mfl., 2013). Alderen i bunnen av kjernen er kalibrert til 6800 kal. år BP. Blå/lilla merker langs aldersmodellen viser dateringenes dyp og alder.

Basert på dateringene er det laget en aldersmodell for hver av kjernene (figur 4.27 og 4.28) ved hjelp av Bacon (Blaauw og Christen, 2011). Dateringene for BEGP118 er konsistente med økende alder på dyp og aldersmodellen viser en jevn sedimentasjon over 6800 kal år BP (figur 4.27). Sedimentasjonsraten for BEGP118 er $\sim 0,25$ mm/år. Den eldste alderen fra 123 cm dyp i BEG218, gir en alder på 2400 kal. år BP. Dateringene hentet ut fra 60 cm i BEG218, gir reversert alder. Aldersmodellen for BEG218 gir derfor ikke en jevn, kronologisk kurve som BEGP118 (figur 4.28). De to yngste dateringene fra BEG218 gir aldre innenfor den usikre delen av kalibreringskurven.

Tabell 4.3 – Resultater fra AMS ^{14}C -radikarbondateringer for BEG218. Kalibrert alder er oppgitt med ett standardavvik (1σ) og sannsynlighet for at alderen faller innenfor gitt tidsrom. Kalibreringen er gjort med Calib 7.1 (Stuvier, Reimer og Reimer, 2020) med kalibreringskurve IntCal13 (Reimer mfl., 2013).

Lab nummer	Kjerne	Dyp (cm)	Vekt (g)	Type materiale	^{14}C -alder	Kalibrert alder, 1σ (kal. år BP)	Relativt areal under sannsynlighetsfordeling
Poz-111955	BEG218	31,0	0,0254	Sagflis/gress	250 \pm 30	311-283	0,754
						168-153	0,246
Poz-111956	BEG218	60,0	0,0280	Blad	160 \pm 30	281-259	0,192
						222-169	0,485
						152-139	0,113
						29-4	0,210
Poz-111958	BEG218	96,0	0,0311	Blandet	1945 \pm 30	1930-1866	1,0
Poz-111957	BEG218	123,0	0,037	Blandet	2060 \pm 30	2104-2087	0,120
						2063-1989	0,866
						1957-1955	0,013

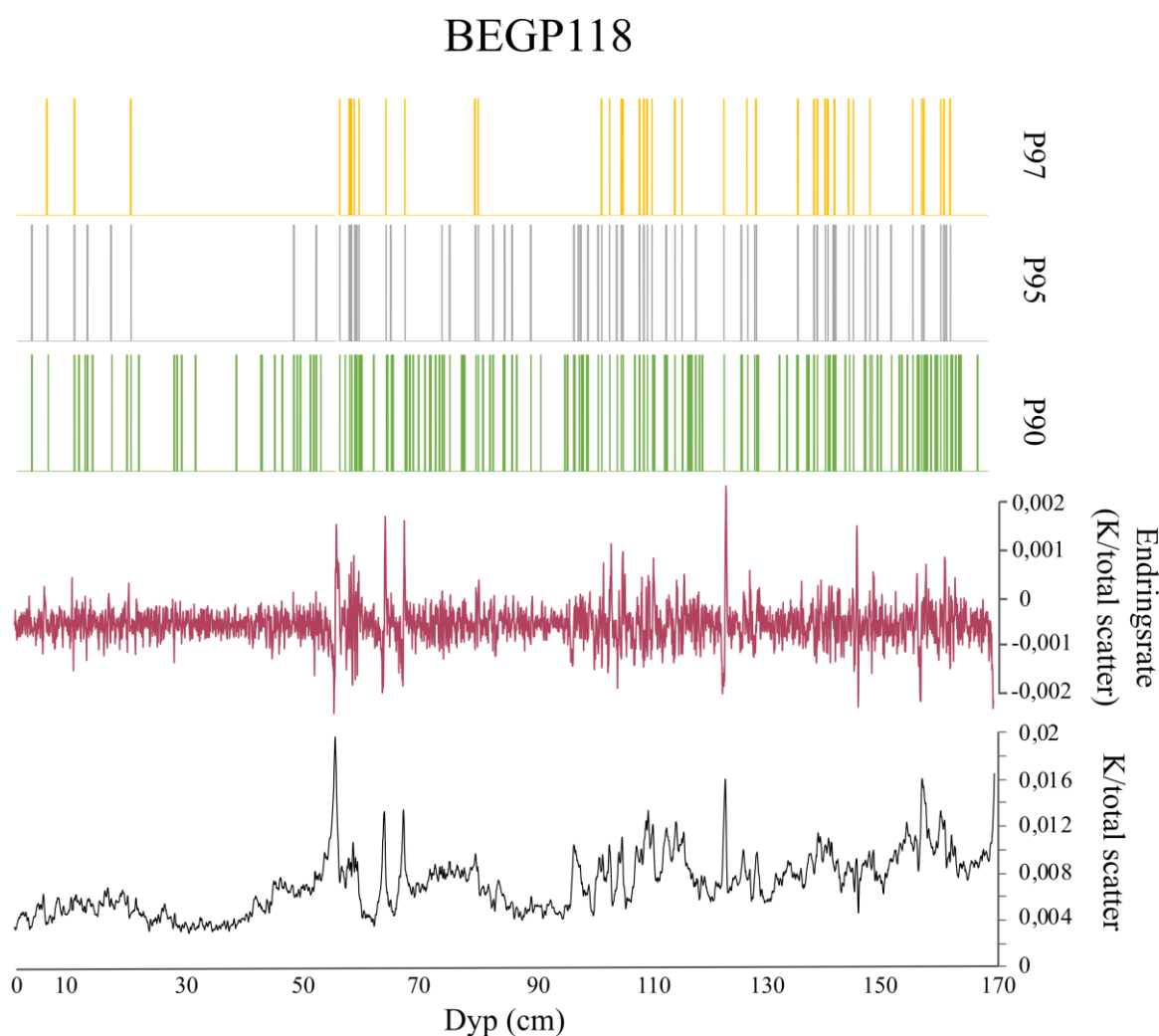


Figur 4.28 – Aldersmodell for BEG218 laget med Rbacon-pakken (Blaauw og Christen, 2011) i Rstudios med kalibreringskurven IntCal13 (Reimer mfl., 2013). Alderen i bunnen av kjernen er kalibrert til 2400 kal. år BP. Blå/lilla merker langs aldersmodellen viser dateringenes dyp og alder.

4.2.10 Endringsrate

Ettersom K/total scatter korrelerer svært godt med de andre geokjemiske parameterne (Ca, Ti, Sr og Fe) (se kapittel 4.2.3), benyttes endringsraten (engelsk: rate of change (RoC)) for kalium-signalet i BEGP118 for å gjøre en objektiv telling av hendelseslag (facies B) (se kapittel 5.1.2 for diskusjon av avsettende prosesser i Berse og kapittel 5.2.3 for tolkning av sedimentære facies). Før endringsraten beregnes, ble kaliumkurven normalisert og et 5-punkts løpende gjennomsnitt ble gjort for å redusere støy (beskrevet i kapittel 3.2.4). Terskelverdier for telling av topper i endringsraten settes ut ifra 90-, 95- og 97-prosentilen til endringsraten.

P90 gir 158 utslag for BEGP118 (figur 4.29). Ved en høyere terskel, minker antall utslag til 70 ved P95 og 40 ved P97.



Figur 4.29 – K/total scatter for BEGP118 er plottet sammen med endringsrate for samme datasett. Telling av hendelseslag er gjort ved tre ulike terskler; 90-prosentilen (P90), 95-prosentilen (P95) og 97-prosentilen (P97) for endringsraten til K/total scatter.

5 Diskusjon

I dette kapitlet vil resultatene fra feltundersøkelsene og multiproksyanalyse av innsjøsedimentene diskuteres. Flomtrends i Berse diskuteres ved å knytte identifiserte flomhendelser i sedimentene til alder.

5.1 Feltundersøkelser

5.1.1 Potensielle feilkilder

Kvartærgeologisk kartlegging

LiDAR-bildenes oppløsning kan føre til unøyaktigheter i høydemodellene som er laget og er derfor en mulig feilkilde knyttet til den kvartærgeologiske kartleggingen. Dette har derimot liten påvirkning på resultatene fra kartleggingen da høydemodellene kun er brukt for å visualisere geomorfologien i området. Foruten dette er feiltolkning av data og avsetninger mulige feilkilder for kartleggingsarbeidet.

Batymetrisk kartlegging

Det batymetriske kartet for Berse er laget med utgangspunkt i de innhentede dybde-dataene og interpolering av disse. Interpoleringen gjør at det kan forekomme forskjeller mellom bassengets sanne batymetri og det som er fremstilt i kartet. Usikkerhetene i kartet er størst der bassenget har store endringer i dybde i et område med få innhentede data (Esri Resources, 2019b).

Seismiske undersøkelser

Multipler, støy og dårlig oppløsning er de største feilkildene når det kommer til seismiske undersøkelser (Schock og LeBlanc, 1990), og påvirker tolkningen av de seismiske profilene også i denne studien. Seismiske undersøkelser bygger på prinsippet om reisetiden til en bølge gjennom et materiale. Reisetiden avhenger av egenskapene til materialet, og tykkelsen på avsetningene beregnes ut ifra denne reisetiden. Ettersom de seismiske undersøkelsene i denne studien er gjort uten forkunnskap om hastigheten i lagene, vil det være usikkerheter knyttet til beregningen av tykkelsen på avsetningene.

5.1.2 Kwartærgeologisk kartlegging

Innsjøer og tilhørende nedslagsfelt har store variasjoner når det kommer til geokjemi, fysiske påvirkninger og biologisk aktivitet. Forskjellene mellom nedslagsfelt fører til stor variasjon i hvilke sedimenter som avsettes i hver innsjø. Det er derfor nødvendig med spesifikk kunnskap om hvert enkelt nedslagsfeltet for å forstå avsetningene (Gilli *mfl.*, 2013; Schillereff *mfl.*, 2014).

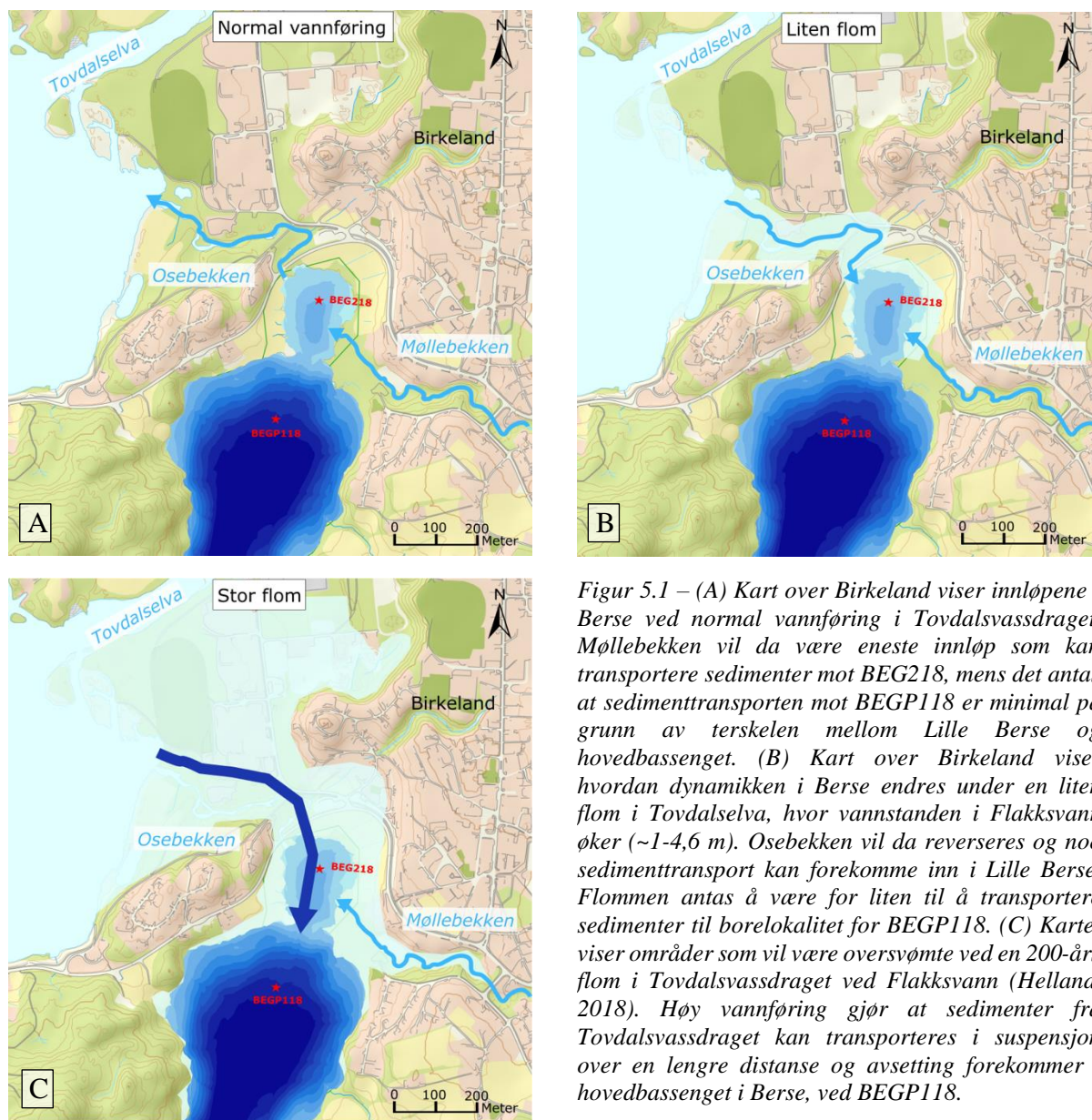
Berggrunnsgeologien i studieområdet består av granitt og gneis, som er resistent mot forvitring og erosjon (kapittel 2.2.3). Samtidig følger Tovdalselva en forkastning og sammen fører dette til at elveløpet antas å ha vært stabilt. Uten endringer i elveløpet eller nye avsetninger tilgjengelig for erosjon, er det ikke andre kildeområder for avsetningene i Berse enn løsmassene som observeres i nedslagsfeltet i dag. Ut ifra strandforskyvningskurver har landhevingen i studieområdet vært jevn de siste 7000 kal. år BP (~3 mm/år) (Romundset *mfl.*, 2018) og antas å ha liten påvirkning på sedimentasjonen i Berse. Dette er viktig for at antakelsene om at flomsignalet i innsjøen ikke har forandret seg over tid, er korrekt (Gilli *mfl.*, 2013; Schillereff *mfl.*, 2014). Sedimentmektigheten som er kartlagt i området rundt Flakksvann og Berse gjør at tilgangen på sedimenter ikke er en begrensende faktor for undersøkelser av flomhendelser i innsjøsedimentene. Det store fluviale deltaet ved Tovdalselvas innløp i Flakksvann underbygger denne påstanden, og er et godt bevis på transport og avsetning av sedimenter (kapittel 4.1.1). Tydelige innløp og tilgjengelige sedimenter er viktig for at en innsjø skal være egnet for rekonstruksjon av flom (Gilli *mfl.*, 2013).

Gjennom kvartærgeologisk kartlegging av løsmassene ved Tovdalselva, Flakksvann og Berse er tre mulige kildeområdet for sedimenter som avsettes i innsjøen funnet og klassifisert ut ifra genese (kapittel 4.1.1). De tre jordartene er fluviale, glasifluviale og marine sedimenter. Morenemateriale er også kartlagt rundt Berse, men store deler av denne avsetningen er bundet opp av vegetasjon, så sannsynligheten for erosjon og avsetning av disse i innsjøen er liten. Erosjonsspor dannet av Tovdalselva og Møllebekken er synlige i både de fluviale og de glasifluviale avsetningene (kapittel 4.1.1.), noe som er tydelige bevis på at elvene har hatt høy energi under flom. Vassbotnbekken og Dikeelva drenerer gjennom marine avsetninger kartlagt i nedslagsfeltet (kapittel 4.1.1). Økt vannføring under flom vil kunne føre til resedimentering av marine avsetninger ved Dikeelva som kan avsettes i Berse, da det her er kartlagt erosjonsspor i de marine avsetningene. Vassbotnbekken har derimot et lite nedslagsfelt (kapittel 2.2.1) hvor vannakkumulasjonen er liten og vannføringen deretter. Med lav vannføring og en stor avstand fra innløpet i Berse til borelokalitetene, antas sedimenttransporten fra Vassbotnbekken å være minimal.

Det er ikke funnet spor av nyere avsetninger av glasial opprinnelse i studieområdet (kapittel 4.1.1). Mindre isbreer kan ha forekommet i de nordligste delene av Tovdalselvas nedslagsfelt rett etter deglasiasjonen i området for ca. 11.000 år siden, men disse vil ha vært for små og ligget for langt unna til å ha noe påvirkning på sedimentasjonen i Berse. Kartlegging gjort av Alstadsæter (1986) viser en mindre skredhendelse på vestsiden av Berse, men utløpslengden av denne er begrenset og skredet nådde ikke innsjøen. Det er ikke registrert noen skredhendelser i studieområdet i skreddatabasen til NVE (NVE, 2020b) i historisk tid og gjennom den kvartærgeologiske kartleggingen (kapittel 4.1.1) er det heller ikke funnet tegn etter løsneområder, erosjon eller avsetning fra skred. På bakgrunn av den kvartærgeologiske kartleggingen kan glasiale prosesser og massebevegelse utelukkes som avsettende prosesser i Berse og alloktone avsetninger forekommer kun som følge av fluviale prosesser i nedslagsfeltet. Ved normal vannføring i Tovdalsvassdraget vil Møllebekken være det eneste innløpet i den nordlige delen av Berse (figur 5.1A). Det fluviale deltaet ved Møllebekkens utløp i Berse (kapittel 4.1.1) viser at det forekommer sedimenttransport og avsetning ut i *Lille Berse* (mot borelokalitet for BEG218). Den kartlagte berggrunnsterskelen som skiller Lille Berse fra hovedbassenget (se kapittel 4.1.2) vil begrense transporten av sedimenter fra Møllebekken mot borelokaliteten for BEGP118. Dette kommer tydelig frem i korrelasjonen mellom de to kjernene, hvor det er høyere sedimentasjonsrate i BEG218 (kapittel 4.2.4).

Under små flommer (økning i vannstand mellom 1-4,6 m i Flakksvann, se kapittel 5.2.5 for diskusjon av flomstørrelse) i Tovdalsvassdraget, vil vannstanden i Flakksvann øke og fører til at Osebekken reverseres (figur 5.1B). Sedimentene som transporteres med Osebekken vil i stor grad avsettes i Lille Berse. I et forsøk på å skille sedimentkildene fra de to innløpene, Møllebekken og Osebekken (Tovdalsvassdraget), fra hverandre ble jordartsprøvene analysert (kapittel 4.2.8). Den glasifluviale terrassen ved Birkeland utgjør i hovedsak kildeområde for sedimentene som transporteres og avsettes av Møllebekken. Langs Tovdalselva eroderes den samme glasifluviale terrassen og utgjør dermed en av sedimentkildene også her (kapittel 4.1.1), noe som gjør det utfordrende å skille vassdragene fra hverandre ut ifra kildeområder. Resultatene fra de geokjemiske analysene av jordartsprøvene (kapittel 4.2.8) underbygger dette og viser at det ikke er forskjell i kildeområdene til de to elvene. Det er derfor ikke mulig å kun studere flomavsetninger fra Tovdalsvassdraget i BEG218.

Ved større flommer (økning i vannstand $> 4,6\text{ m}$ i Flakksvann) i Tovdalsvassdraget vil vannmassenes kapasitet og kompetanse øke, og transport og avsetning av flomsedimenter kan også forekomme i hovedbassenget (ved borelokalitet for BEGP118) (figur 5.1 C). På denne måten antas flomavsetninger i BEGP118 å være avsatt under flom i Tovdalsvassdraget.



Figur 5.1 – (A) Kart over Birkeland viser innløpene i Berse ved normal vannføring i Tovdalsvassdraget. Møllebekken vil da være eneste innløp som kan transportere sedimenter mot BEGP218, mens det antas at sedimenttransporten mot BEGP118 er minimal på grunn av terskelen mellom Lille Berse og hovedbassenget. (B) Kart over Birkeland viser hvordan dynamikken i Berse endres under en liten flom i Tovdalselva, hvor vannstanden i Flakksvann øker ($\sim 1-4,6\text{ m}$). Osebekken vil da reverseres og noe sedimenttransport kan forekomme inn i Lille Berse. Flommen antas å være for liten til å transportere sedimenter til borelokalitet for BEGP118. (C) Kartet viser områder som vil være oversvømte ved en 200-års flom i Tovdalsvassdraget ved Flakksvann (Helland, 2018). Høy vannføring gjør at sedimenter fra Tovdalsvassdraget kan transporteres i suspensjon over en lengre distanse og avsetning forekommer i hovedbassenget i Berse, ved BEGP118.

5.1.3 Batymetri og seismiske undersøkelser

For å få bevart et kontinuerlig sedimentarkiv, må sedimentene være uforstyrret (se kapittel 2.1.1 for forklaring av sedimentasjon i innsjøer) og et definert deponert er viktig for at innsjøen skal være et godt arkiv for undersøkelser av flomsedimenter (Gilli *mfl.*, 2013). Resultatene fra den batymetriske kartleggingen av Berse fastslår et deponert på 24 meters dyp i hovedbassenget og et deponert på 6,5 meter i Lille Berse. For deponert i hovedbassenget har bekkene med innløp i Berse liten erosiv påvirkning, da vanddyppet er stort og ligger med en viss avstand fra innløpene. Deponert i Lille Berse er derimot grunnere og proksimalt til Møllebekken og Osebekken, noe som fører til at sannsynligheten for erosjon under stor vannføring er større her enn i hovedbassenget. På bakgrunn av dette må innsjøsedimentene fra Lille Berse (BEG218) studeres nærmere før det kan besluttes at de er egnet for rekonstruksjon av flom og svarer til kriteriene som settes av Gilli *mfl.* (2013).

Resultatene fra seismisk kartlegging gir en grundigere oversikt over avsetningene i Berse. Ut ifra profiler fra hovedbassenget er avsetningene delt inn i tre enheter. Enhetene er tolket i kapittel 4.1.3, med utgangspunkt i den kvartærgeologiske kartleggingen og sammenligning med tidligere studier. Enhet 1 er ikke videre undersøkt utover CHIRP-dataene, da sedimentkjernene er begrenset til enhet 2 og 3. Det er store usikkerheter i hva avsetningen består av, når de ble avsatt og hva som er avsettende agens, men basert på tidligere studier (Plassen og Vorren, 2002; Hjelstuen *mfl.*, 2009, 2013) og den kvartærgeologiske kartleggingen, er det sannsynlig at enhet 1 er glasimarine sedimenter.

Enhet 2 er en massiv enhet og etter en sammenligning med sedimentkjernene, viser sedimentene tydelig tegn til omrøring og tolkes til å være avsatt ved en subakvatisk utglidning. Enhet 2 er ikke datert, men bunnen av enhet 3 er datert og viser at sedimentene trolig er eldre enn ~6900 kal. år BP. På grunn av erosjon og omrøring ble disse sedimentene utelukket, da denne delen av kjernen ikke er egnet for flomrekonstruksjon. Videre undersøkelser er begrenset til enhet 3, som på nytt er delt inn i tre facies (kapittel 4.2.2).

5.2 Sedimentanalyser

Høyere vannføring i elver under flomhendelser fører til økt sedimenttransport. Prinsippet om at vannmassers kapasitet og kompetanse øker under flom (Sundborg, 1956) legges til grunn for den videre diskusjonen i oppgaven. Flomsignalet i Berse diskuteres med utgangspunkt i tre sedimentære facies og karakteristikker for signalet ut ifra en multiproksyanalyse.

5.2.1 Potensielle feilkilder

XRF

Sedimentenes sammensetning, vanninnhold, porøsitet, og tekstuelle endringer påvirker signal-til-støy ratioen for XRF-data, og resultatene må derfor tolkes med forsiktighet (Croudace *mfl.*, 2006). XRF-parameterne med mye støy er utelukket i denne studien for å redusere effekten av disse variablene.

XRF-parameterne er tidligere benyttet som indirekte mål på ulike variabler som for eksempel kornstørrelse, transport og sortering, forvitring i nedslagsfeltet og salinitet (Kylander *mfl.*, 2011; Davies *mfl.*, 2015). Kylander *mfl.* (2011) benytter Ti og K som et indirekte mål på økt tilførsel av finkornet materiale, mens Ca og Sr relateres til forvitring av karbonater i nedslagsfeltet. Studier gjort av Vasskog *mfl.* (2011) viser at ratioen for Rb/Sr kan benyttes til å skille hendelseslag fra bakgrunnsedimentasjon. Korrelasjonsanalysene gjort for sedimentene i Berse viser at det er god korrelasjon mellom alle XRF-parameterne som har høy signal-til-støy ratio (kapittel 4.2.3). Alle parameterne viser til samme variasjon (kapittel 4.2.3), og det antas at XRF-parameterne i denne studien passer best som en semi-kvantitativ metode for å beskrive variasjonene i kjernen, men tolkningen av dataene må underbygges av andre parametere som MS, CT og DBD.

MS

Målinger av MS med punktsensor på overflaten av sedimentkjernen kan ha redusert kvalitet om det ikke er fullstendig kontakt mellom sensoren og sedimentene (Dearing, 1994). Dette kan skje for eksempel ved mye vann under plastfilmen eller ujevn kjerneoverflate, og er en mulig feilkilde. I denne studien benyttes MS til å identifisere minerogent materiale. Tolkingen av MS-data som mål på minerogent materiale kan være usikker, da MS kan variere med for eksempel kornstørrelse og -orientering (Thompson og Morton, 1979). Kornstørrelse tolkes til å ha påvirket MS-signalet i denne studien og er en feilkilde i forholdet mellom MS og minerogent materiale (se kapittel 5.2.3 for diskusjon av dette). I tillegg har noen mineraler, som

kvarts, diamagnetiske egenskaper og kan ha negativ MS (Thompson og Oldfield, 1986). Dette kan påvirke forholdet mellom MS og minerogent materiale, og er en mulig feilkilde knyttet til sedimentene i Berse.

CT

Som beskrevet i metodekapittel 3.2.5 er «beam hardening» en effekt som forekommer ved CT-skann og usikkerhetene knyttet til denne effekten er redusert ved å plassere en aluminiumsplate mellom strålingskilden og prøven (Brooks og Di Chiro, 1976). Effekten antas å være liten og påvirker ikke resultatet i undersøkelsene av BEG118 og BEG218. Den største usikkerheten knyttet til CT-resultatene forekommer ved definering og tolkning av terskelen som settes for visualisering av materiale med høy/lav tetthet. Resultatene fra CT-skann benyttes kun til å visualisere lag med relativt stor endring i gråskalaverdier og for å identifisere makrofossiler. Usikkerhetene knyttet til CT er derfor i lite relevant for tolkningen av flomlagene i sedimentkjernene.

Aldersmodell

I tillegg til usikkerhetene tilknyttet alderskalibreringen (Reimer *mfl.*, 2013), er det en rekke usikkerheter forbundet med radiokarbondatering og utarbeiding av aldersmodellene. Organismer i vannet kan ta opp eldre karbon fra materiale som skylles inn i innsjøen, som for eksempel fra nedbrutt kalkholdig berggrunn. Dette kalles «hardvannseffekten» og fører til at alderen for sedimentene overestimeres (Shotton, 1972; Turney *mfl.*, 2000). Dateringene fra Berse er i hovedsak gjort på terrestriske, hvor hardvannseffekten ikke har betydning. For noen av dateringene er det derimot ikke 100 % sikkerhet i materialets opphav og det er verdt å nevne at hardvannseffekten kan ha betydning for resultatet. Berggrunnen i studieområdet er generelt kalkfattig (kapittel 2.2.3) og hardvannseffekten ansees å være liten på grunn av dette.

Resedimentering av terrestriske makrofossiler kan derimot være en større feilkilde for dateringene i Berse og en overestimering av alderen vil være resultat av dette (Tornqvist *mfl.*, 1992). I et forsøk på å unngå overestimering av alder, ble makrofossiler i form av blader i hovedsak benyttet (kapittel 4.2.9, tabell 4.2 og 4.3). Rask nedbrytning av blader gjør at sjansen for resedimentering er mindre og blader er derfor antatt å gi liten feilmargin for radiokarbondateringer (Barnekow *mfl.*, 1998). Makrofossiler kan bli dratt nedover i kjernen ved kjernetaking og føre til at alderne blir underestimert. Det var imidlertid ingen tegn på at dette hadde skjedd, og prøver for datering ble plukket ut fra midten av kjernen.

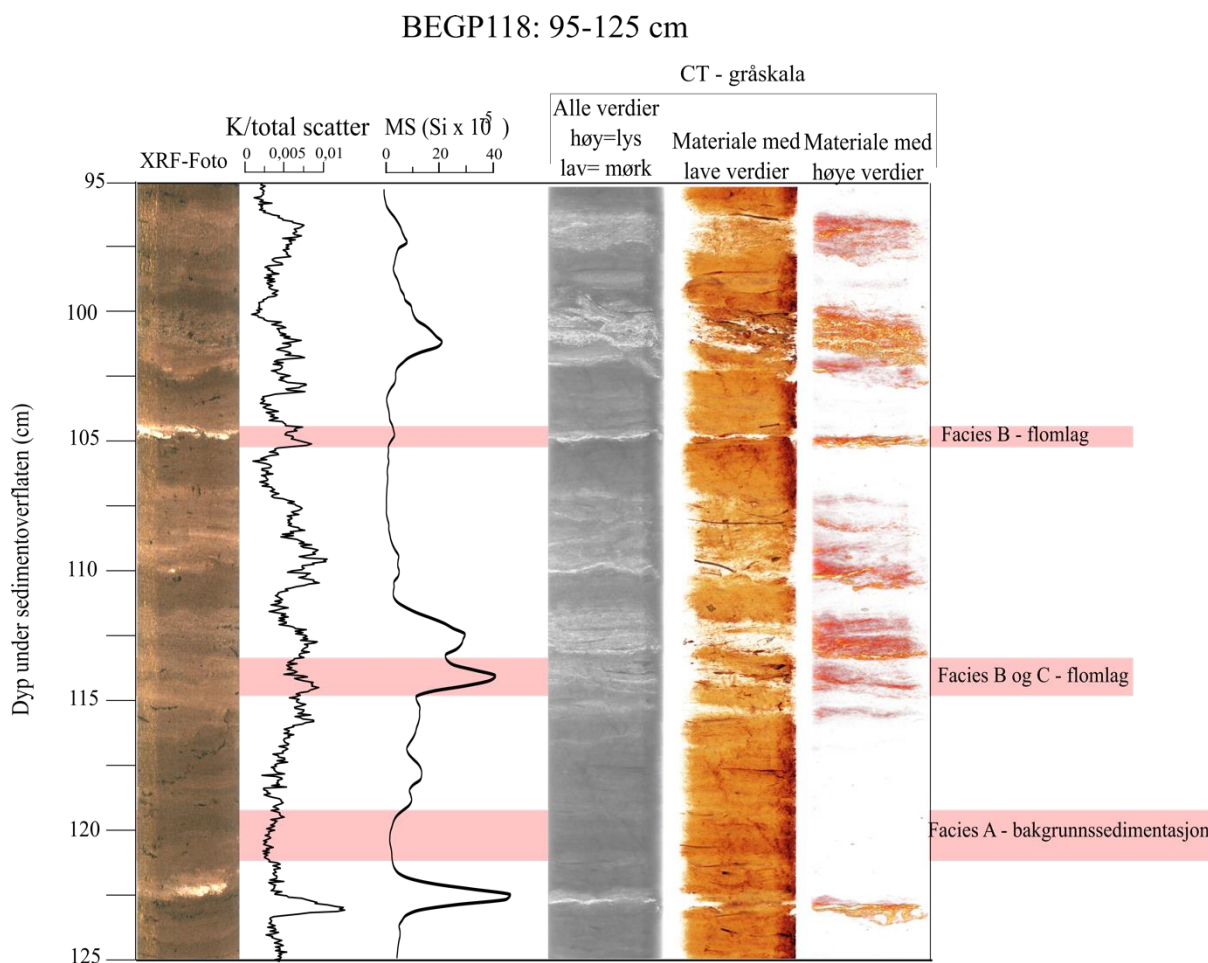
5.2.2 Korrelasjonsanalyser

Resultatene for korrelasjonsanalyser (kapittel 4.2.3) av multiproksy-dataene fra kjernene (BEGP118 og BEG218) viser at alle XRF-parameterne korrelerer svært godt, og at de geokjemiske variasjonene kan forklares kun ved å benytte én av parameterne som representativ for alle de validerte XRF-verdiene videre i studien. PCA for begge kjernene viser at K (sammen med Ca og Ti) utgjør hovedkomponenten i PC_1 som forklarer store deler av variasjonen i kjernen. I tillegg har K tidligere vist seg å være en god parameter på input av minerogent materiale (Kylander *mfl.*, 2011; Davies *mfl.*, 2015). Derfor benyttes K til å videre beskrive XRF-dataene i denne studien.

Korrelasjonsanalysen for BEG218 viser at for XRF-parameterne og MS korrelerer meget godt og at K kan benyttes til å forklare hele variasjonen i kjernen. I BEGP118 korrelerer ikke MS like godt med XRF (kapittel 4.2.3). Undersøkelser av signalene i BEGP118 viser at korrelasjonen er best i bunnen av kjernen og blir dårligere mot toppen, ved de yngste sedimentene. Denne endringen kan skyldes endringer i nedslagsfeltet, men den samme endringen forekommer ikke i BEG218 (som også dekker dette tidsintervallet). Ut ifra dette, tolkes forskjellene i signalet for de to kjernene til å ikke skyldes endringer i nedslagsfeltet. For å finne ut hva som skiller korrelasjonen mellom MS og XRF i de to kjernene ble det, som beskrevet i kapittel 4.2.8., innhentet jordartsprøver fra potensielle kildeområder. Resultatene fra dette diskuteres i kapittel 5.2.3.

Korrelasjonsanalyser er ikke gjort for tetthetsdata fra CT-skann eller DBD-data, men visuelt kan en se av resultatene (kapittel 4.2.5 og 4.2.6) at også disse parameterne følger XRF i stor grad. Tidligere studier har vist at gråskalaverdiene er proporsjonale med tettheten av materialet som skannes (Orsi *mfl.*, 1994; Duluiu, 1999), noe som også understrekes i denne studien, ved at DBD og gråskalaverdiene fra CT følger hverandre relativt godt i BEG218. Målinger av DBD er ikke gjort for BEGP118, men antas i likhet med BEG218 å korrelere med XRF og CT.

5.2.3 Tolkning av sedimentære facies



Figur 5.2 – Utsnitt av BEGP118 i intervallet 95-125 cm inkluderer XRF-foto, XRF (K/total scatter), MS og CT. På høyre side er det markert eksempler på sedimentære facies i sedimentkjernene. Facies A karakteriseres som bakgrunns sedimentasjon som forekommer under normale forhold med relativt lavt vannføring og ingen input fra Tovdalsvassdraget. Den største andelen av kjernen består av facies A. Facies B og C tolkes til å sammen danne signaturen for flomlag i sedimentkjernene. Noen flomlag består kun av facies B, som vist ved ca. 105 cm dyp.

Facies A

Facies A (figur 5.2) består i hovedsak av organisk materiale (gytje), trolig autoktone avsetninger og karakteriseres av fravær/lave målinger i magnetisk susceptibilitet og små variasjoner i XRF (K, Ca, Fe, Ti, Sr, inc/oh). Resultatene for CT-skann og DBD viser at facies A har lav tetthet (figur 5.2). Facies A klassifiseres som bakgrunns sedimentasjon og tolkes til å være avsatt i Berse ved normale forhold, når Osebekken ikke er reversert og Møllebekken har liten vannføring.

Fra tidligere studier er gytje koblet til stabile perioder med liten flomaktivitet, hvor det avsettes organisk materiale med både allohton og autokton opprinnelse (Bogen, 1983). Massetettheten (DBD) er i tidligere studier benyttet som en indikator på variasjoner i mengden minerogent og

organisk materiale i en sedimentkjerne og har vist seg å være lav der mengden organisk materiale er stor (Bakke *mfl.*, 2005b; Vasskog *mfl.*, 2011). I tillegg viser studier at organisk materiale, som gytje, generelt ikke gir utslag i MS (Bøe *mfl.*, 2006; Støren *mfl.*, 2010; Vasskog *mfl.*, 2011).

Generelt lave tellerater for de målte XRF-parameterne sammenfaller med bakgrunnsedimentasjonen (kapittel 4.2.3). Dette kan forklares ved at organisk materiale i stor grad er bygd opp av lette grunnstoffer (H, O og C) som har for lav atommasse til å «oppdages» i XRF-skan (Davies *mfl.*, 2015). Organisk materiale fører til økt «incoherent scatter» (inc), mens tyngre grunnstoffer gir «coherent scatter» (coh). Forholdet inc/coh utgjør et omtrentlig mål på atommassen av den gjennomsnittlige sammensetningen til sedimentene og inc/coh er tidligere benyttet som et semi-kvantitativt mål på mengden organisk materiale i sedimenter (Davies *mfl.*, 2015). Når mengden organisk materiale minker, blir inc/coh-raten lavere, mens telleraten for noen av grunnstoffene øker (Guyard *mfl.*, 2007; Burnett *mfl.*, 2011; Davies *mfl.*, 2015). Resultatene for XRF-skan av sedimentene i Berse underbygger dette.

Ved noen intervaller i sedimentkjernene er det avsetninger uten utslag i MS (kapittel 4.2.3). Bøe *mfl.* (2006) har to mulige forklaringer på fraværet av MS; (1) det er ingen tilførsel av minerogene sedimenter fra elver eller (2) det var en rolig periode hvor avsetningsregimet ikke opplevde flommer. Små variasjoner observeres visuelt og i XRF-parameterne i de samme intervallene, noe som vil forekomme naturlig på grunn av lokale variasjoner i nedbør og mindre endringer i nedslagsfeltet (Wilhelm *mfl.*, 2018). Dette viser at tilførselen av materiale fra elver fortsatt forekommer og tyder på at lav MS skyldes roligere perioder uten store flommer.

Facies B

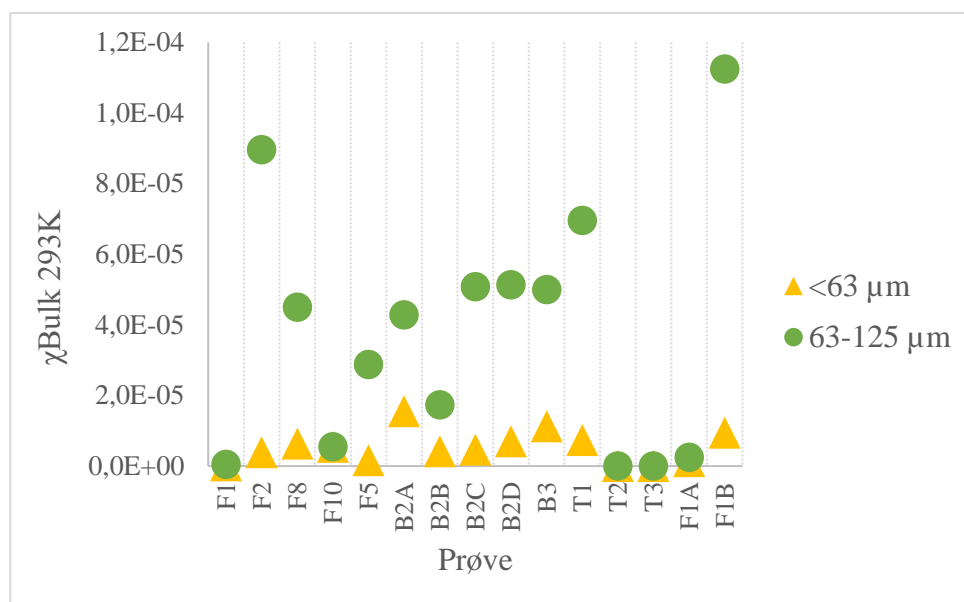
Facies B (figur 5.2) er lyse lag med høyere andel minerogent materiale. Kornstørrelsen for facies B er i stor grad begrenset til silt og leire (<63 μm) i BEGP118 og varierer fra silt til grov sand i BEG218 (kapittel 4.2.7). Facies B står i kontrast til facies A som i hovedsak består av gytje. Lagene har store utslag i de målte parameterne (XRF og MS) og høy tetthet i CT og DBD. For XRF-parameterne har inc/coh negative utslag fra bakgrunnsedimentasjonen (facies A) i facies B, mens alle de andre parameterne har store positive utslag (kapittel 4.2.x). Facies B tolkes til å være flomavsatte sedimenter på bakgrunn av resultatene for analyse av innsjøsedimenter.

Økt vannføring under flom fører til økt kompetanse og kapasitet i vannmassene og gir mer minerogent materiale som avsettes i Berse. Flere studier av innsjøsedimenter har tidligere vist

at flomlag skiller seg visuelt ut ved å ha lys grå farge og består av minerogent materiale, mens bakgrunnssignalet er mørk brun gytje (Brown *mfl.*, 2000; Nesje *mfl.*, 2001; Bøe *mfl.*, 2006; Støren *mfl.*, 2010) og samsvarer med resultatene fra innsjøsedimentene i Berse. XRF har blitt brukt som en indirekte indikator på minerogent materiale i flere studier (Moreno *mfl.*, 2008; Kylander *mfl.*, 2011; Vasskog *mfl.*, 2011; Røthe *mfl.*, 2019a). Davies *mfl.* (2015) har samlet bruksområdene for XRF-data og viser generelt at telleraten for store deler av grunnstoffene (K, Ca, Ti, Fe, Sr osv.) øker med økt innhold av minerogent materiale, avhengig av materialets sammensetning. På samme måte, kan de minerogene lagene i Berse identifiseres ved topper i XRF-parametere. Minerogent materiale har i tidligere studier vist seg å ha høyere tetthet enn organisk materiale (Bakke *mfl.*, 2005b; Vasskog *mfl.*, 2012). Økt tetthet i innsjøsedimentene i Berse kan på samme måte tolkes til å skyldes økt avsetning av minerogent materiale og dermed benyttes for å identifisere flomlag. En positiv endring i MS er også blitt benyttet i flere studier som et indirekte mål på økt mengde minerogent materiale for å identifisere perioder med høy flomaktivitet (Brown *mfl.*, 2000; Bøe *mfl.*, 2006; Støren *mfl.*, 2010), og samsvarer med tolkningen av MS-signalet fra Berse.

Avsetningene i de to sedimentkjernene (BEG218 og BEGP118) har, ut ifra korrelasjonsanalysene diskutert i kapittel 5.2.2, ulike magnetiske signal. Jordartsprøver fra potensielle kildeområder ble analysert for χ Bulk for å finne ut hva som skiller korrelasjonen mellom MS og XRF i de to sedimentkjernene. MS-resultatene for de marine jordartsprøvene skiller seg fra de glasifluviale og fluviale avsetningene med å ha lav magnetisme. Dette understreker at kildeområdene for prøvene er ulike og at tolkningen fra den kvartærgeologiske kartleggingen trolig stemmer (kapittel 4.2.8), men kan ikke benyttes til å forklare forskjellen i det magnetiske signalet fra BEGP118 og BEG218. Jordartsprøvene med glasifluvial og fluvial opprinnelse viser store endringer i magnetisme mellom de ulike kornstørrelsene (kapittel 4.2.8). For noen av prøvene (eks: F2 og F1B) er det tydelig at kornstørrelse har en effekt på magnetismen i prøvene, hvor 63-125 μm gir de høyeste MS-målingene, mens de minste kornstørrelsene (<63 μm) har lav MS (figur 5.3).

BEG218 har flomlag hvor kornstørrelsen generelt er større enn for BEGP118 (kapittel 4.2.7), noe som skyldes at borelokaliteten for denne kjernen mer proksimalt til innløpene (Osebekken og Møllebekken), hvor de største kornstørrelsene vil avsettes (Sundborg, 1956; Schillereff *mfl.*, 2014). Borelokaliteten for BEGP118 får imidlertid kun tilførsel av de fineste minerogene partiklene fordi de grovere partiklene fra Tovdalselva sannsynlig faller ut av suspensjon før de krysser terskelen fra Lille Berse over i hovedbassenget.



Figur 5.3 - $\chi_{\text{Bulk}} 293\text{K}$ for fluviale og glasifluviale jordartsprøver i nedslagsfeltet til Tovdalselva og Møllebekken. Prøvene er sortert etter ulike kornstørrelser. For de fleste prøvene er magnetismen større i fraksjonen 63-125 μm sammenlignet med <63 μm og viser at magnetismen er avhengig av kornstørrelse.

Ut ifra resultatene fra den kvartærgeologiske kartleggingen, analyser av sedimentkjernene og jordartprøver, tolkes MS-signalet til sedimentene i Berse til å være påvirket av kornstørrelse. Tidligere studier har også vist at kornstørrelse påvirker magnetismen i sedimenter (Thompson og Morton, 1979), noe som underbygger tolkningen i denne studien. Dette kan være forklaringen til at korrelasjonsanalysene av XRF og MS gir ulikt resultat for de to sedimentkjernene (BEG218 og BEGP118).

Facies C

Facies C består av terrestriske makrofossiler, som blader, barnåler og små pinner. Dette er alloktone avsetninger, skylt inn i innsjøen. XRF-foto gjør det enklere å oppdage facies C visuelt, men fremstiller kun overflaten av halvkjernene og gir ikke en fullstendig beskrivelse av lagene. For en fullstendig beskrivelse av facies C har CT-bilder vært et godt verktøy (kapittel 4.2.6). Resultatene fra undersøkelsene viser at økt mengde plantefragmenter (facies C) forekommer sammen med økt avsetning av minerogent materiale (figur 5.2). I tidligere studier (Støren *mfl.*, 2008; Wilhelm *mfl.*, 2018) er det vist at terrestriske makrofossiler ofte forekommer som en del av avsetningen av flomlag. Dette underbygger en tolkning av at flomlagene i denne studien er sammensatt av minerogent materiale og økt andel plantefragmenter.

Ettersom plantefragmentene danner tynne lag og forekommer sammen med minerogent materiale, er ikke mulig å skille dem ut som en enkeltstående avsetning ved måling av XRF,

MS og DBD. Signalet for facies C antas på bakgrunn av dette å være likt som for facies B, og sammen utgjør disse flomsignaturen i sedimentene i Berse.

5.2.4 Aldersmodeller

Det er knyttet stor usikkerhet rundt aldersmodellen til BEG218. De to yngste dateringene er invertert og ligger innenfor vinduet hvor kalibreringskurven (IntCal13) for ^{14}C har store usikkerheter (Reimer *mfl.*, 2013). Inverteringen av alder kan skyldes at det daterte materialet øverst i kjernen (ved 31 cm) er resedimentert eller at det yngste materialet (ved 60 cm) er dratt nedover i kjernen under kjernetaking (beskrevet i kapittel 5.2.1). Ettersom begge de to dateringene ligger innenfor intervallet hvor IntCal13 har størst usikkerhet (Reimer *mfl.*, 2013), er det vanskelig å konkludere med en god aldersestimering. For å danne en god alderskontroll på de yngste sedimentene er det i andre studier blitt benyttet blydateringer (Thorndycraft *mfl.*, 1998; Støren *mfl.*, 2010; Røthe *mfl.*, 2018) eller varv (Thorndycraft *mfl.*, 1998; Wirth *mfl.*, 2013). Med uteblivende blydateringer (kapittel 3.2.7) ble det ikke utført videre arbeid med denne aldersmodellen, og som følge av dette er usikkerhetene for store til å benytte kjernen til å undersøke når flommer har forekommet tilbake i tid.

Aldersmodellen for BEGP118 er sikrere. Sammenstillingen av BEG118 og BEP118 (kapittel 4.2.4) gir et kontinuerlig sedimentarkiv hvor alderen i toppen av kjernen er satt til -68 kal. år BP (tilsvarende 2018), med en jevn sedimentasjonsrate og konsistent økende alder med økende dyp. Flomlagene i kjernen er alle svært tynne og innenfor feilmarginen for modellen (Blaauw og Christen, 2011), og de tas derfor ikke ut av aldersmodellen før interpolering. Selv om aldersmodellen basert på radiokarbonadateringer antas å ha få feilkilder, er alderskontrollen begrenset i den øvre delen av BEGP118 som er avsatt i samme tidsrom som de instrumentelle dataene dekker. Den yngste aldersbestemmelsen i BEGP118 har en ^{14}C -alder på 320 ± 30 år og med en relativt stor usikkerhet ved en så lav alder, vil ikke historiske flommer kunne kobles direkte til dyp i avsetningene.

Laget av sagflis som observeres i begge kjernene antas å være fra perioden det ble drevet sagverk og tømmerfløting ved Flakksvann (1572-1953 e.Kr.) (*Bomfestemiljøet ved Flakksvann*, 2020). Sagflislaget gir med dette et anslag for alderen i toppen av kjernene og gjør det mulig å korrelere BEG218 med BEGP118 (kapittel 4.2.4), men andre dateringsmetoder (^{210}Pb eller ^{137}Cs) må benyttes for å kunne knytte de instrumentelle flommene mot avsetningene i Berse.

5.2.5 Flomstørrelse

De siste 200 årene har det vært flere store flommer i Tovdalselva (se kapittel 2.2.5). For at sedimenter skal transporteres over terskelen fra Flakksvann og inn i Berse under flom, holder det ikke bare at Osebekken reverseres eller at den fysiske terskelen mellom innsjøene oversvømmes. Vannstanden må øke nok til at vannmassene eroderer og transporterer sedimenter (Sundborg, 1956). Terskelen mellom Berse og Flakksvann oversvømmes når vannstanden i Flakksvann øker med minst 4,6 m, noe som tilsvarer en vannføring rundt 500 m³/s (Helland, 2018). I forhold til de historiske flommene i vassdraget er dette lavt (kapittel 2.2.5/tabell 2.1), hvor det i de instrumentelle dataene er målt 25 flommer som overskrider denne vannføringen. Under 2017-flommen var maksimal vannføring i Tovdalselva 1133 m³/s og ga en økning i vannstand på 7,4 m i Flakksvann (Helland, 2018). Det er ikke gjort noen målinger på vannføringen som kreves for at sedimenter skal kunne transporteres over den fysiske terskelen, men dynamikken i vassdraget under flom tilsier at det kun vil være de største historiske flommene som kan ha ført til avsetning i Berse.

Tykkelsen av flomlag er forventet å hovedsakelig være avhengig av flommenes kapasitet og varighet (Bøe *mfl.*, 2006). Kornstørrelsen som avsettes er derimot relatert til vannmassenes kompetanse og maksimum vannføring. For å kunne gjøre denne koblingen må instrumentelle data knyttes til avsatte flomlag i sedimentkjernen (Bøe *mfl.*, 2006). En nøyaktig vannføring og vannstand for flommene i Tovdalsvassdraget som avsetter sedimenter i Berse, kan ikke fastsettes på datagrunnlaget i denne studien på grunn av den begrensede alderskontrollen ved de yngste avsetningene.

5.2.6 Flomtelling

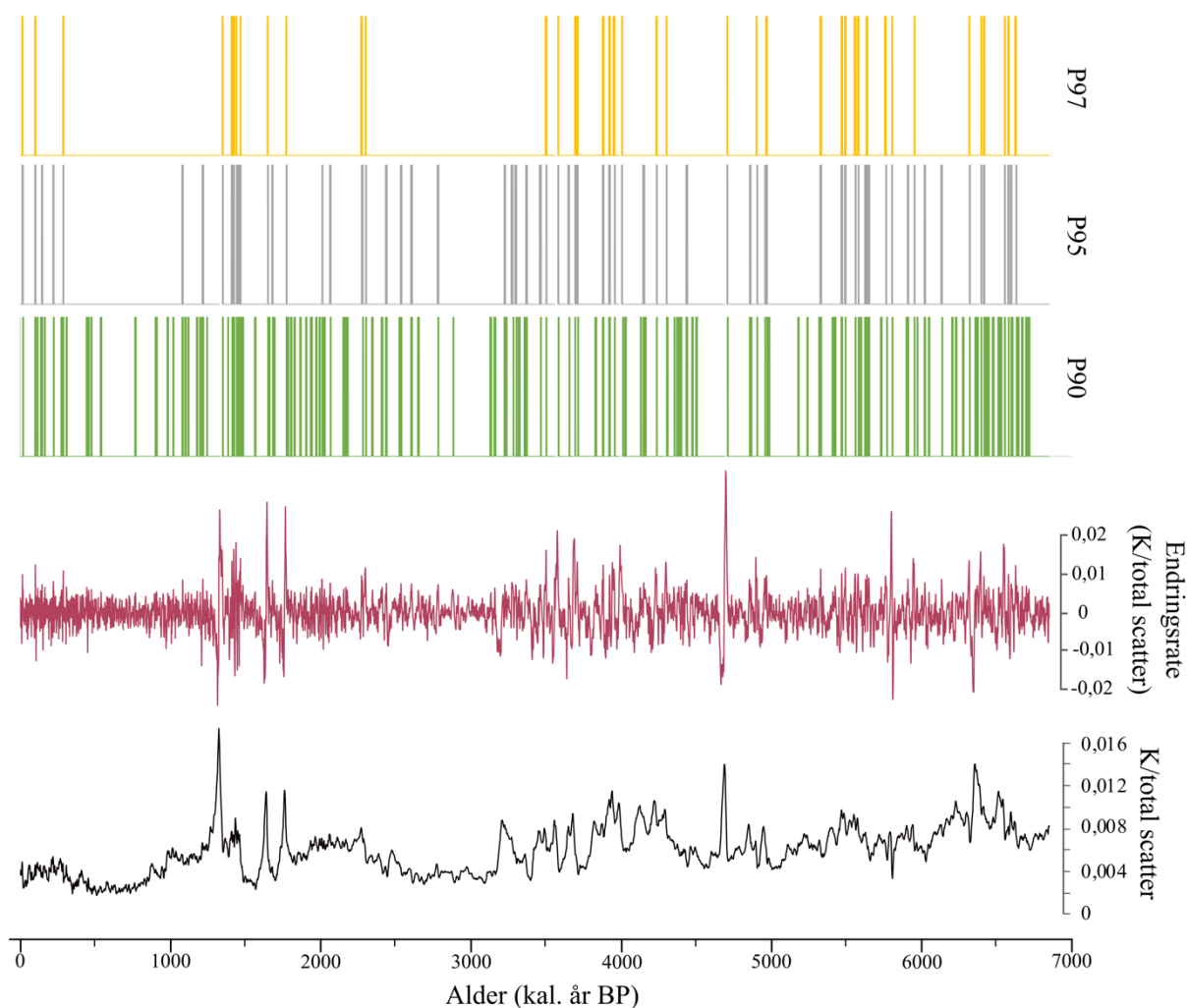
Store usikkerheter knyttet til flomsignalet og aldersmodellen for BEG218 gjør at sedimentkjernen ikke ansees som egnet for rekonstruksjon av flomfrekvens for Tovdalsvassdraget (se kapittel 5.1.2 og 5.2.3). Rekonstruksjon av flomhyppighet fra Tovdalsvassdraget er derfor gjort for BEGP118.

Flomlagene er tolket til å være sammensatt av facies B og C (kapittel 5.2.3) og karakteriseres som store utslag i målte parametere (XRF, MS, DBD, CT). De største flomlagene er mulig å skille ut visuelt, men flere flomlag er ikke synlige. Det er for eksempel ingen tydelig lyse flomlag i de yngste sedimentene, selv om flere historiske flommer har vært store nok til at terskelen mellom Flakksvann og Berse ble oversvømt (f.eks 2017-flommen)(Langsholt og Holmqvist, 2017). For å objektivt telle alle flomlag gjøres en analyse av endringsraten (RoC) av K/total scatter i BEGP118 (kapittel 4.2.10). Valget av K/total scatter begrunnes i at denne variabelen styrer hovedkomponenten (PC₁) i kjernen (kapittel 5.2.2). MS er antatt å være styrt av kornstørrelse (kapittel 5.2.3) og har derfor ikke har store nok utslag for flommer i BEGP118, hvor kornstørrelsen for flommene er vist å være liten (<63 µm).

Noen flommer fører til økt transport av sedimenter, mens det ved andre flommer kan være fravær av sedimentavsetning (Wilhelm *mfl.*, 2018). Ved å benytte endringsraten til K/total scatter blir ikke selve verdien av målingen utslagsgivende for antallet flommer, men heller den relative endringen som reflekterer forskjellen mellom bakgrunns sedimentasjon og flomhendelser (Støren *mfl.*, 2010). Alle flommer gir unike utslag i sedimentasjon og en ulempe ved å benytte endringsraten er at flommer som gir en gradvis endring i signalet i kjernen, ikke plukkes opp (Støren *mfl.*, 2010).

Terskelen som settes for å skille flom fra normal sedimentasjon må være lav nok til å inkludere små flommer, men høy nok til å ikke inkludere støy fra de naturlige variasjonene i nedslagsfeltet (Støren *mfl.*, 2010). Med begrenset alderskontroll i toppen av BEGP118, er det ikke egnet å koble instrumentelle data mot aldersmodellen for å identifisere kjente flommer. Antallet instrumentelle og historiske flommer i vassdraget de siste 200 årene kan derimot benyttes som en indikator for antallet utslag som burde overskride terskelen for endringsraten i den øverste delen av kjernen. Det gjør at terskelen kan tilpasses i noen grad og vurderes i forhold til de instrumentelle flommene i Tovdalselva. For å kunne gjøre dette, plottes K/total scatter for BEGP118 og tilhørende endringsrate mot aldersmodellen for kjernen (figur 5.4).

Røthe *mfl.* (2018) benytter 90-prosentilen for endringsraten av gråskala fra CT-skann for å identifisere snøsmeltelag i Vårfluesjøen, nordlige Spitsbergen. Terskelen som settes i denne studien anses sammen med multiproksy-analyse av sedimentene å være en god måte å identifisere minerogene sedimenter på. Støren *mfl.* (2010) benyttet en terskel som tilsvarer 94-prosentilen for å identifisere flomlag fra endringsraten av MS og CT i Meringsdalsvatnet i Jotunheimen. Gjennom studien konkluderes det med at 94-prosentilen er en passende terskel hvor flere historiske flommer, som for eksempel «Storflaumen» i 1860, identifiseres (Støren *mfl.*, 2010). Røthe *mfl.* (2019a) benytter 99-prosentilen for endringene i gråskala fra CT-skann for å identifisere jøkhullaup fra Folgefonna. Tersklene som settes i de tidligere studiene varierer og viser med dette at terskelen er spesifikk og må tilpasses hvert enkelt vassdrag og innsjø.



Figur 5.4 – BEGP118 plottet mot aldersmodellen utarbeidet ved radiokarbondateringer av terrestriske makrofossiler. $K/total\ scatter$ fra XRF-skann og tilhørende kurve for endringsrate (RoC) vises i bunnen av figuren. Ovenfor er en telling av mulige flomlag i kjernen gjort ved tre terskler (97-, 95- og 90-prosentilen) for endringsraten.

Resultatene for endringsraten viser at det er stor sensitivitet for terskelen som settes (figur 5.4). Det er svært få utslag i endringsraten som overskrider 97-prosentilen (P97) i toppen av kjernen. Med bare 3 utslag på mer enn de 1000 siste årene, antas denne terskelen å være for høy til å plukke opp de fleste store flommene i vassdraget. Ved å utelukke P97, tilpasses terskelen i noen grad de instrumentelle dataene. 95-prosentilen (P95) gir også lange tidsperioder uten flom (f. eks mellom ~1000-400 kal. år BP), men har et større antall flommer i toppen av kjernen enn 97-prosentilen og er på denne måten bedre tilpasset for å plukke opp de historiske og instrumentelle flommene. Forskjellen mellom 95 (P95)- og 90-prosentilen (P90) er stor i antall identifiserte flommer gjennom hele sedimentkjernen (P95=70, P90=158), men det er en økt frekvens av utslag i de samme tidsperiodene for de to tersklene.

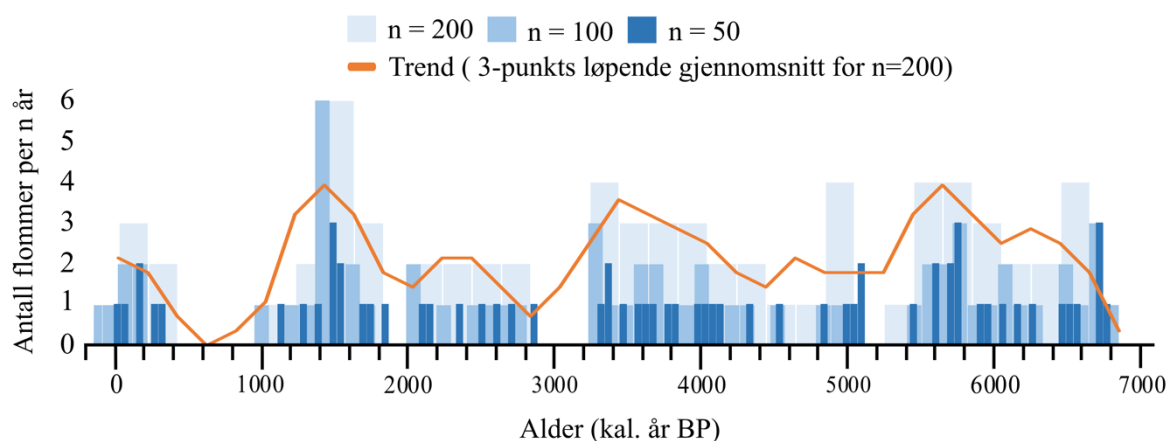
Alle de tre tersklene (P97, P95 og P90) gir kun 2 flommer innenfor intervallet i kjernen som ut ifra aldersmodellen utgjør de siste 200 årene. Med antakelser om at de to utslagene tilsvarer de to største instrumentelle målingene fra Tovdalselva, må vannføringen være mellom 934 og 864 m³/s (den 2. og 3. største vannføringen mål i elva) for å danne avsetninger som identifiseres som flom i denne studien. Selv med usikkerheter i aldersmodellen, kan dette gi et estimat på hvor store flommene må være for å identifiseres med de valgte tersklene. Dette estimatet tyder også på at antakelsene fra kapittel 5.2.5 stemmer og at vannføringen ved den 2. største flommen er et mer reelt mål på terskelen i vannføring som skal til for å avsette flomtransportert materiale i Berse.

For å inkludere mindre flommer, må terskelen for endringsraten senkes, men ved å senke terskelen blir usikkerhetene knyttet til støy større. Å skille støy fra reelle flommer i XRF-signalet er utfordrende, da det er naturlige små variasjoner i datasettet (kapittel 5.2.3). Det er urimelig å tro at alle flommene i vassdraget kan identifiseres med denne metoden, selv ved nøye vurdering av terskelen som settes, når avsetningene ikke kan knyttes til instrumentelle data. Ved å velge en terskel på denne måten, forblir ikke metoden fullstendig objektiv og flomhyppigheten passer bedre til å rekonstruere de generelle trendene for flom i vassdraget (Støren *mfl.*, 2010). Sannsynligheten for at støy inkluderes i flomtellingen, er mindre ved P95 enn ved P90. På grunnlag av dette er det valgt å benytte P95 for endringsraten av K/total scatter i BEGP118, for å videre studere hvilke perioder flomfrekvensen øker og hvilke perioder som er rolige.

5.3 Flomtrend og paleoklima

5.3.1 Flomtrend i Berse

Flommene som transporterer og avsetter sedimenter fra Tovdalselva inn i Berse ser ut til å ha en syklisk trend med en periodisitet på mellom 1000 og 2000 år (figur 5.5). Ved 6900 kal. år BP var flomfrekvensen i Berse generelt høy med 3 flommer på 50 år ved 6700 kal. år BP ved P95 (figur 5.5). Perioden med høy flomaktivitet varte frem til 5400 kal. år BP. 5400-4400 kal. år BP var en roligere periode med færre flomhendelser (P95-1/200). Flomfrekvensen økte igjen mellom 4400-3200 kal. år BP med topp ved 3350 med 2/50, 3/100 og 4/200. Ved P95 observeres det kun én flomhendelse i perioden 3200-2800 kal. år BP. Flomhyppigheten var moderat mellom 2800-1800 kal. år BP med omtrent 1/100. I perioden 1800-1000 kal. år BP økte flomfrekvensen drastisk og nådde den høyeste frekvensen i hele rekonstruksjonen ved 1400 kal. år BP med 6/100 for P95. Mellom 1000 og 400 kal. år BP var det en rolig periode uten flommer i P95, før flomfrekvensen økte fra 400 kal. år BP til nåtid.



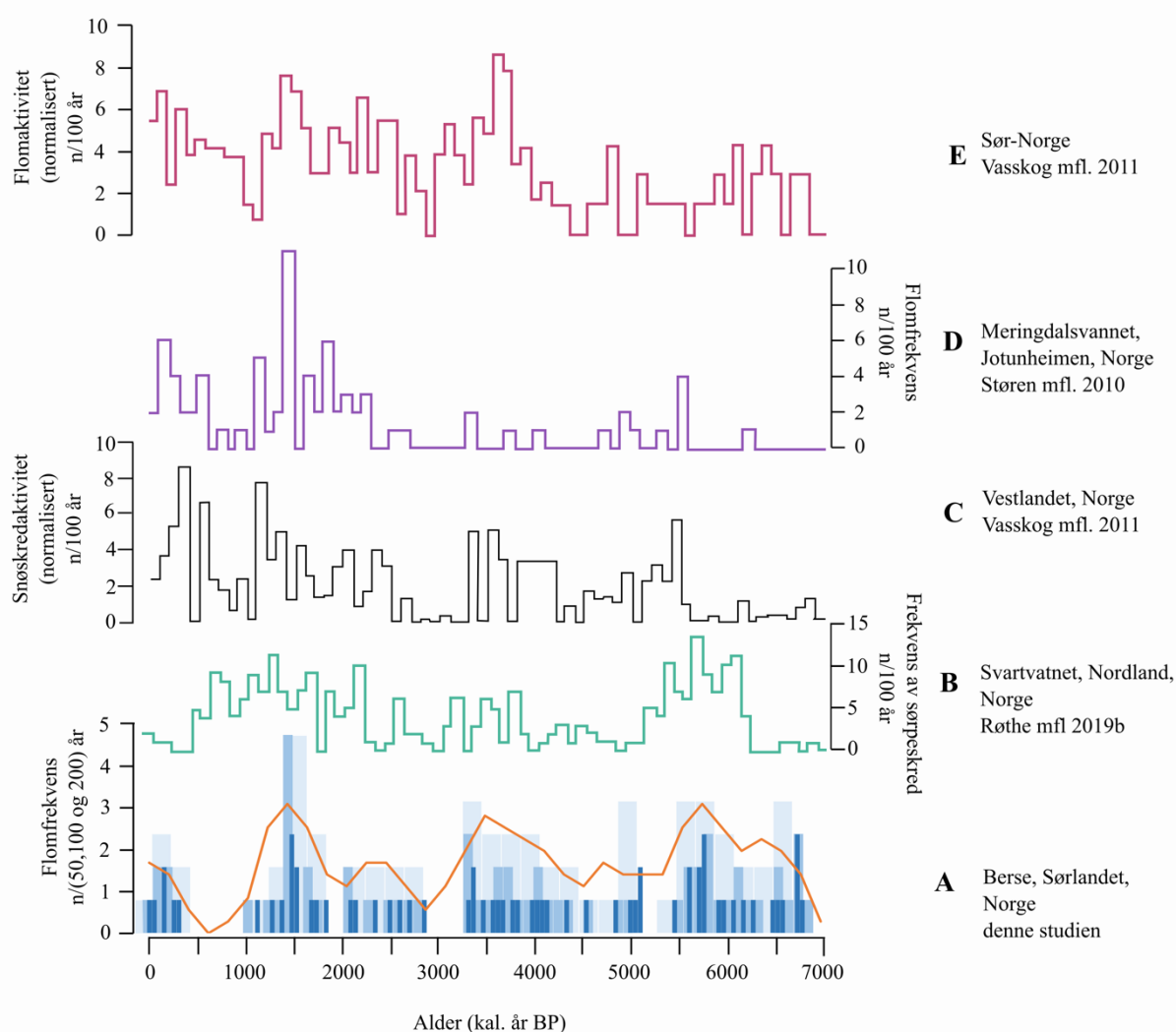
Figur 5.5 – Rekonstruksjon av flomtend fra sedimenter fra Berse gjort ved sedimentkjerne BEGP118. Utgangspunktet for trenden er utslag større enn 95-prosentilen for endringsraten av K/total scatter i sedimentene. Trenden er plottet mot aldersmodellen for kjernen dannet fra radiokarbondateringer av kjernen. Antall flommer er vist for perioder på 50, 100 og 200 år. Trenden er laget med et 3-punkts løpende gjennomsnitt av flommene på et 200 års intervall.

Ut ifra flomtellingen er det identifisert fire signifikante perioder med økt flomfrekvens i Berse; 6800-5400 kal. år BP, 4400-3200 kal. år BP, 2800-1000 kal. år BP og 400 kal. år BP til nåtid. Flomfrekvensen har vært lavere i tre perioder; 5400-4400 kal. år BP, 3200-2800 kal. år BP og 1000-400 kal. år BP, hvor den siste er den lengste sammenhengende perioden uten flomhendelser ut ifra P95.

5.3.2 Paleoflom og fortidsklima

Figur 5.6 viser en sammenstilling av flere studier for rekonstruksjon av flomaktivitet og andre ekstremhendelser i Norge gjennom holocen.

Figur 5.6 A viser flomaktiviteten i Berse beskrevet i kapittel 5.3.1. Figur 5.6 B viser en rekonstruksjon av sørpeskredaktivitet i Svartvatnet, Nordland gjort av Røthe *mfl.* (2019b), hvor antall hendelser er vist per 100 år. Figur 5.6 C viser et sammensatt arkiv for rekonstruerte snøskredhendelser på Vestlandet, laget av Vasskog *mfl.* (2011), med utgangspunkt i studier fra Blikra og Selvik (1998), Nesje *mfl.* (2007) og Vasskog *mfl.* (2011). Kurven er normalisert og tilpasset en skala fra 1-10 for å enklere kunne sammenligne arkivene som er utgangspunkt for



Figur 5.6 -Rekonstruert flom- og skredfrekvens for vassdrag i Norge de siste 7000 kal år BP. (A) Rekonstruert flomfrekvens over intervaller på 50, 100 og 200 år basert på sedimenter fra Berse, i denne studien. (B) Frekvens for sørpeskred i Svartvatnet i Nordland basert på studier gjort av Røthe *mfl.* (2019b). (C) Samlet snøskredaktivitet på Vestlandet (Vasskog *mfl.* 2011), basert på studier fra Blikra og Selvik (1998), Nesje *mfl.* (2007) og Vasskog *mfl.* (2011). (D) Flomfrekvens for Meringdalsvatnet i Jotunheimen (Støren *mfl.* 2010). (E) Sammensatt flomfrekvens for Sør-Norge (Vasskog *mfl.* 2011) basert på studier fra Nesje *mfl.* (2001), Bøe *mfl.* (2006) og Støren *mfl.* (2008).

studiet (Vasskog *mfl.*, 2011). I samme studie har Vasskog *mfl.* (2011) laget et sammensatt arkiv for rekonstruerte flommer fra tre vassdrag i Sør-Norge (figur 5.6 E) (Nesje *mfl.*, 2001; Bøe *mfl.*, 2006; Støren *mfl.*, 2008). Også dette sammensatte arkivet er normalisert. Figur 5.6 D viser flomaktiviteten i Meringsdalsvatnet i Jotunheimen ved antall hendelser per 100 år (Støren *mfl.*, 2010).

Økt flomaktivitet i Berse i perioden 6800-5400 kal. år BP, avviker i stor grad med de andre studiene. Sammenstillingen i figur 5.6 viser at de fleste hendelsesarkivene har lav aktivitet i perioden, i motsetning til hva som er funnet ved denne studien. Dette gjelder spesielt for flomaktiviteten i Meringsdalsvatnet (figur 5.6 D) som var generelt lav frem til ca. 2500 kal. år BP. Figur 5.6 E (Vasskog *mfl.*, 2011), viser at det er flomhendelser i Sør-Norge, men gjenspeiler ikke flomtrends i Berse i hele perioden. I halve perioden (6200-5400 kal. år BP) er det en høyere frekvens av sørpeskred i Svartvatnet (figur 5.6 B) og har likhet med flomaktiviteten i Berse. Snøskredaktiviteten på Vestlandet (figur 5.6 C) er lav mellom 6800-5400 kal. år BP, men øker når flomfrekvensen i Berse synker i slutten av denne perioden (5400 kal. år BP).

Økt aktivitet forekommer i alle arkivene i perioden 4400-3200 kal. år BP. Spesielt snøskredaktiviteten på Vestlandet (figur 5.6. C), ligner på Berses flomaktivitet i dette tidsrommet. Flomaktiviteten i Sør-Norge øker generelt i mye større grad i denne perioden (figur 5.6 E). Også Meringsdalsvatnet har en liten økning i flomaktivitet innenfor dette tidsrommet (Støren *mfl.*, 2010). Etter 3200 kal. år BP var det rolig i Berse og Meringsdalsvatnet (figur 5.6 D), og snøskredaktiviteten på Vestlandet (figur 5.6 C) var lav. Også arkivet fra Svartvatnet (figur 5.6 B) har lav aktivitet i perioden etter 3200 kal. år BP.

De fleste arkivene viser økt aktivitet i perioden 2800-1000 kal. år BP, hvor flomaktiviteten i Berse er svært lik aktiviteten i Meringsdalsvatnet (figur 5.6 E). Den store reduksjonen i flomhendelser mellom 1000-400 kal. år BP (figur 5.6 A) sammenfaller delvis med snøskredaktiviteten på Vestlandet (Vasskog *mfl.*, 2011) og flomfrekvensen i Meringsdalsvatnet (Støren *mfl.*, 2010). Den økte aktiviteten i Berse ved 400 kal. år BP sammenfaller også med økt snøskredaktiviteten på Vestlandet og høyere flomfrekvens i Meringsdalsvatnet (figur 5.6 C og D). Denne sammenstillingen viser at korrelasjonen mellom flomaktiviteten i Berse og de andre hendelsesarkivene, har variert gjennom holocen.

Rekonstruksjonen av flommer fra Berse viser at flomfrekvensen har variert over tid. Fra tidligere undersøkelser av flom er det vist at variasjon i flomfrekvens kan knyttes tett til endringer i klimatiske forhold (Paasche og Støren, 2014). Med dagens klima er det to flomsesonger i Tovdalsvassdraget, hvor regnflommer på høsten dominerer. Av de

instrumentelle flommene i Tovdalsvassdraget er omtrent 40 % regnflommer som forekommer i oktober og november, mens 25 % av flommene forekommer i mai og april som følge av snøsmelting (Roald, 2013, s. 130). De resterende flommene fordeler seg jevnt utover året. Videre følger en tolkning av dominerende flomregime i Berse ut ifra sammenligningen med tidligere studier.

Snøsmelteflom

Økt flomfrekvens i Berse sammenfaller i noen perioder med økt flomfrekvens i vassdragene på Østlandet som i dag er preget av snøsmelteflommer (kapittel 5.3.2). Perioder med økt flomaktivitet i Meringsdalsvatnet knyttes til økt vinternedbør (Støren *mfl.*, 2010), som for eksempel mellom 2500-2300 kal. år BP. Økt vinternedbør og lave sommertemperaturer vil sammen føre til en økning i isbreers størrelse (Nesje *mfl.*, 2008). I de tre studiene av flomfrekvens, samlet av Vasskog *mfl.* (2011), knyttes en generell vekst av isbreer til økt flomaktivitet (Nesje *mfl.*, 2001; Bøe *mfl.*, 2006; Støren *mfl.*, 2008). Også for snøskred på Vestlandet er det en mulig kobling mellom økt størrelse av isbreer og økt aktivitet (Vasskog *mfl.*, 2011). Med en tidvis korrelasjon i økt hendelsesfrekvens i disse studiene og flomfrekvensen i Berse, er det naturlig å tro at vinternedbøren også påvirker flommene i Tovdalsvassdraget.

Bjune *mfl.* (2005) benytter forholdet mellom sommertemperatur og rekonstruert posisjon for likevektslinjen ved tre forskjellige isbreer for å rekonstruere vinternedbør (figur 5.7 D). Resultatene fra undersøkelsen viser at det ved de tre breene, Jostedalsbreen, Hardangerjøkulen og nordlige deler av Folgefonna (Nordfonna), har vært store variasjoner i vinternedbør gjennom holocen. Størrelsen på variasjonen og endringene er ulik mellom de tre arkivene, men hendelsene forekommer til samme tid (Bjune *mfl.*, 2005). Økt flomfrekvens i Berse sammenfaller med økt vinternedbør i flere perioder, spesielt i perioden mellom 2000-1000 kal. år BP og kan tyde på at Tovdalsvassdraget i denne perioden var preget av snøsmelteflommer. Rekonstruksjonen av vinternedbør av Bjune *mfl.* (2005) er basert på tre kystnære breer og økt vinternedbør kobles til positiv NAO. Ved positiv NAO har vestavindsbeltet en stormbane som fører store mengder nedbør i Norge og Nord-Europa gjennom vinterhalvåret (Hurrell *mfl.*, 2003).

Røthe *mfl.* (2019b) har tolket sørpeskredaktiviteten i Svartvatnet til å være styrt av endringer i AO/NAO. Studien tar utgangspunkt i at isbreene i området vokser når NAO er positiv som følge av økt vinternedbør og at dette igjen fører til at frekvensen av sørpeskred i Svartvatnet øker.

Økt skredfrekvens forekom for eksempel i periodene 4200-3000 kal. år BP og 1700-1500 kal. år BP (Røthe *mfl.*, 2019b) og sammenfaller med økt flomfrekvens i Berse. Avstanden mellom de to studieområdene er svært stor (ca. 900 km i luftlinje), og det er derfor vanskelig å trekke en slutning om at nedbørsmønsteret for de to områdene styres av samme variasjoner i NAO kun ut ifra sammenfallende økt aktivitet. Modellering gjort av Uvo (2003) viser regionale variasjoner i korrelasjonen mellom NAO og vinternebbør. Ved Svartvatnet er vinternebbøren relativt godt korrelert med NAO, mens ved vassdragene i sør er nebbøren intermediært korrelert med NAO (Uvo, 2003). Sammenfallet mellom Svartvatnets sørpeskred og flomaktiviteten i Berse kan derfor skyldes samme mekanisme, men lokale variasjoner vil være gjeldende.

Vinternebbøren på Østlandet er vesentlig dårligere korrelert med NAO (Uvo, 2003). Støren *mfl.* (2012) sammenligner og diskuterer rekonstruksjonene av flom fra Meringsdalsvatnet (Støren *mfl.*, 2010) og Butjønnna (Bøe *mfl.*, 2006) opp mot variasjoner i posisjonen av vestavindsbeltet. Ved å bruke moderne meteorologiske data har Støren *mfl.* (2012) kommet frem til at NAO ikke kan forklare to ulike flommønstre som observeres på Østlandet, og de to flomarkivene benyttes til å beskrive hvordan andre variasjoner i atmosfæriske sirkulasjoner påvirker vinternebbøren.

Meringsdalsvatnet ligger vest for Butjønnna og store mengder vinternebbør forekommer her i perioder hvor lavtrykk ligger over deler av Nord-Europa, inkludert de britiske øyer. Ved økt flomaktivitet i Butjønnna har lavtrykkene en mer nordlig plassering og dekker ikke større deler av Nord-Europa (Støren *mfl.*, 2012). Forskjellen i flomfrekvens (Δf) fra de to vassdragene er sammenlignet (figur 5.7 C), hvor positive verdier i Δf viser når flomfrekvensen er størst i Meringsdalsvatnet og lavtrykkene har en sørlig plassering, mens negative verdier viser når Butjønnna har størst flomfrekvens og lavtrykkene ligger over nordlige deler av Norge (Støren *mfl.*, 2012). Topper i flomtrends i Berse sammenfaller med perioder hvor Δf ligger rundt 0 eller er positiv. Det tyder på at flommene i Berse kan forekomme når den atmosfæriske sirkulasjonen fører til mer flom i vestlige deler av Østlandet.

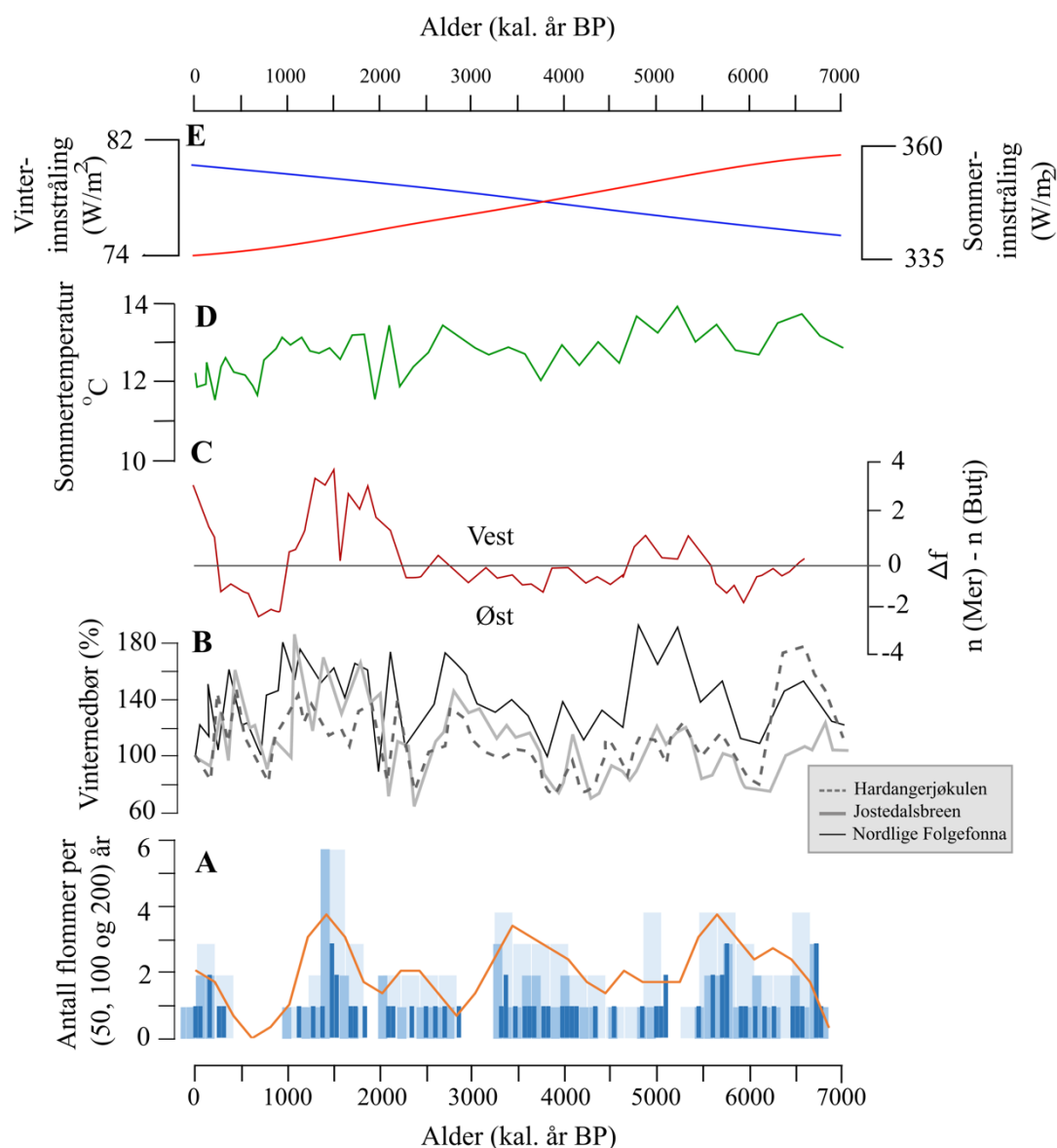
Breers massebalanse er avhengig av vinternebbør (akkumulasjon) og sommertemperatur (ablasjon) (Nesje *mfl.*, 2008). Med en økning i flomfrekvens knyttet til perioder med vekst i isbreers størrelse (Vasskog *mfl.*, 2011), vil også sommertemperatur kunne påvirke vårflommene. En rekonstruksjon av sommertemperaturen ved Vestre Øykjamyrtjønn (i Kvinnherad, Vestland) (figur 5.7 D) er gjort av Bjune *mfl.* (2005) ved bruk av pollenanalyse av innsjøsedimenter. Flomfrekvensen i Berse øker i perioder hvor sommertemperaturen ved Vestre Øykjamyrtjønn er lav. Dette kan skyldes at lavere sommertemperaturer fører til at snøgrensen synker til lavere områder, som fører til at mer snø akkumulerer i nedslagsfeltet over vinteren.

Sammenfallet mellom flomfrekvens og lave julitemperaturer forekommer i perioder med økt vinternedbør og underbygger teorien om at snøsmelteflommer til tider kan dominere i Tovdalsvassdraget. Minkende sommerinnstråling gjennom holocen (figur 5.7 E) har ført til lavere sommertemperaturer og flere av flomrekonstruksjonene fra områder med snøsmelteflommer viser en generell økning i flomfrekvens som følge av dette (Støren *mfl.*, 2010; Vasskog *mfl.*, 2011). Flomfrekvensen i Berse viser ikke denne generelle økningen i flommer gjennom holocen og kan tyde på at snøsmelting ikke er den eneste mekanismen som fører til flommer i Tovdalsvassdraget.

Regnflom

Berse har også perioder hvor økt flomfrekvens ikke sammenfaller med flomfrekvensen i rekonstruksjonene fra vassdrag preget av snøsmelteflommer, for eksempel i perioden mellom 6800 og 5400 kal. år BP (kapittel 5.3.2). Dette understrekes ved at den rekonstruerte vinternedbøren er lav (figur 5.7 B), sommertemperaturen relativt høy (figur 5.7 D) og de atmosfæriske vindsystemene som styrer flommene på Østlandet gir lavtrykk med nordlig plassering (figur 5.7 C).

Ut ifra alle disse observasjonene må det være andre mekanismer som styrer flommene i Tovdalsvassdraget i denne perioden. De instrumentelle dataene fra Tovdalsvassdraget viser at regnflommer dominerer under dagens klima (Roald, 2013, s. 130) og kan være forklaringen på flomfrekvensen i disse periodene. Regnflommer kan i dag kobles til atmosfæriske elver som kan gi kortvarig, ekstrem nedbør (Stohl *mfl.*, 2008; Lavers *mfl.*, 2011). For å rekonstruere mønsteret for atmosfæriske elver gjennom holocen, trengs det et større nettverk av studier som viser lokale og regionale variasjoner. Dagens paleodata er begrenset og det er ikke laget noen gode rekonstruksjoner som gjør det mulig å sammenligne flomfrekvens og nedbørsvariasjoner gjennom høsten.



Figur 5.7 - (A) Flomtend for Berse delt inn i intervaller på 50, 100 og 200 år fra denne studien. (B) Vinternedbør (%) sammenlignet med dagens nivå fra Hardangerjøkulen, Jostedalbreen og Nordlige Folgefonna basert på temperaturprokxy fra Vestre Øykjamyrtjørn (Bjune mfl. 2005). (C) Forskjell i flomfrekvens mellom Meringsdalsvatnet og Butjønnna (Støren mfl., 2012). Positive verdier viser økt flomfrekvens i vest (Meringsdalsvatnet), mens nullverdier viser lik flomfrekvens i begge vassdragene. (D) Sommertemperatur rekonstruert for Vestre Øykjamyrtjørn (Bjune mfl. 2005). (E) Gjennomsnittlig solinnstråling ved 65 grader nord i sommer (mai-oktober) og vinterhalvåret (november-april) hentet fra Laskar mfl. (2004).

Oppsummering

Tovdalsvassdraget har vært sensitivt til små variasjoner i klima i holocen. Likheter med andre arkiver som viser snøsmelteflom og snøskred påvirket av vinternedbør/NAO, indikerer perioder hvor også flomfrekvens i Berse er styrt av vinternedbør. Perioder der det ikke er sammenheng mellom vintersignal og Berse indikerer at det er en annen mekanisme/sesong som dominerer. Instrumentelle og historiske data indikerer at denne andre mekanismen er høstnedbør, da dette er dominerende for flommer i vassdraget i dag.

5.4 Flomrekonstruksjon fra sedimentarkiv

Sensitiviteten til sedimentkjerner for rekonstruksjon av flom varierer fra arkiv til arkiv. For å rekonstruere og telle historiske flommer er ikke sedimentkjerner hensiktsmessige arkiv å benytte. Flomfrekvensen i Berse viser store endringer på 100-1000 års skala, trolig som respons på relativt små klimatiske endringer gjennom holocen. Dette viser at det er rom for stor variabilitet i flomfrekvens i Tovdalsvassdraget, men instrumentelle og historiske dataserier er for korte til å fange opp denne variabiliteten. Sedimentkjerner er mer hensiktsmessig å benytte til å observere og analysere lengre trender som påvirker flomfrekvensen i et vassdrag (Wilhelm *mfl.*, 2018). Dersom flomvariasjoner kan kobles til langtidsvarende atmosfæriske eller oseanografiske systemer som den intertropiske konvergenssonen (ITCZ), El Niño sørlig oscillasjon (ENSO), den arktiske oscillasjonen (AO) eller den nordatlantiske oscillasjonen (NAO), vil de potensielle flomscenariene forbedres og usikkerheten bli mindre (Paasche og Støren, 2014). Dataene fra denne studien viser at flomfrekvensen i Tovdalsvassdraget ikke direkte kan knyttes kun til vinternedbør, NAO eller lignende. Selv om årsaken til den systematiske variabiliteten i flomfrekvens ikke er fullstendig forstått, gjør sykliske mønstre det enklere å forutse fremtidens flommer.

Menneskelig aktivitet langs flomløp kan påvirke sedimentdynamikken, modifisere forholdet mellom vannføring og sedimenttilførsel i et vassdrag, og på denne måten øke usikkerhetene knyttet til rekonstruksjon av flomfrekvens og -størrelse fra innsjøsedimenter (Wilhelm *mfl.*, 2018). På grunn av dette må det belyses dersom endringer i flomløpet har forekommet. Graving i både Osebekken og Møllebekken ble gjort i 2018 og dette vil endre hele dynamikken for flomhendelsene inn i Berse (*Opprensning i Osebekken og Møllebekken*, 2018). Den fysiske terskelen mellom Flakksvann og Berse er lavere og løsmasser er mer tilgjengelig for erosjon da de ikke er bundet opp av vegetasjon. For fremtidige flommer vil dette kunne påvirke hvordan flomsignalet i avsetningene i Berse vil karakteriseres. Endringer av flomløpet over terskelen kan også være gjort tidligere, men det er ingen beskrivelser av dette i litteraturen. For denne studien er ikke effekten av endringer i vassdraget vesentlig, da den menneskelige aktiviteten er begrenset til de siste århundrene og flomfrekvensen over en større periode er i fokus.

5.5 Fremtiden

Flom er en voksende samfunnsmessig utfordring med økt flomfare som følge av de pågående klimaendringene (Lawrence og Hisdal, 2011) og menneskelig aktivitet og utbygging av infrastruktur i flomutsatte områder (Roald, 2013, s. 21). Ifølge IPCC (2013) vil den fremtidige nedbøren på den nordlige halvkule øke med opptil 30 %. Det er store variasjoner i prognosene for hvordan klimaendringene vil påvirke flomfrekvens. Antallet flommer er anslått å øke på global skala, men de stedsspesifikke variasjonene er store (Dankers *mfl.*, 2014).

Beregninger av endring i middelflommen for flere områder i Norge er gjort av Lawrence og Hisdal (2011), og flomfrekvensen langs kysten av Norge modelleres til å øke i fremtiden, med unntak av Finnmark. Flomrekonstruksjonen fra Berse tyder på at Tovdalsvassdraget har vært sensitivt for små klimatiske variasjoner gjennom holocen. Med varmere temperaturer i holocen klimaoptimum var flomfrekvensen i Tovdalsvassdraget stor (kapittel 5.3.1). Ut ifra denne sammenligningen vil flomfrekvensen kunne øke med økte temperaturer som følge av klimaendringer også i fremtiden. Dette underbygges av Hanssen-Bauer *mfl.* (2009) som har modellert at vassdrag som i utgangspunktet er dominert av regnflommer, som Tovdalsvassdraget, vil få en økning i middelflommen.

Med en temperaturøkning vil snøgrensen stige og større områder vil være preget av nedbør i form av regn (Hanssen-Bauer *mfl.*, 2009). Dette vil gi en økning i flommer gjennom vinteren, selv uten en økning i nedbørsmengdene. År med store snømengder i fjellene vil fortsatt forekomme i fremtiden og kunne føre til snøsmelteflommer, men dette vil forekomme sjeldnere. Snøsmeltingen vil starte tidligere på våren med økt temperatur og flytte snøsmelteflommene tidligere på året (Hanssen-Bauer *mfl.*, 2009). Samtidig vil en kortere snøakkumulasjessesong kunne føre til at snøsmelteflommene blir mindre, fordi mengden snø som kan smelte i løpet av våren minker (Hanssen-Bauer *mfl.*, 2009).

2017-flommen på Sørlandet var den største historiske flommen som har rammet området og førte til en revurdering av flomberegningene for Tovdalselva (Helland, 2018). Med antakelsene fra Lawrence og Hisdal (2011) om økt størrelse på middelflommene i kystnære områder av Norge som utgangspunkt, vil kanskje ikke 2017-flommen forbli den største historiske flommen i den 200 år lange måleserien fra Flakksvann. Det er fortsatt knyttet stor usikkerhet til IPCCs (2013) estimater for ekstremhendelser og endring i frekvens, men med 2017-flommen som tenkelig scenario vil økt flomfrekvens være noe å ta hensyn til også på Sørlandet.

6 Konklusjon

- Flommer i Tovdalselva med vannføring godt over 500 m³/s fører til at vannstanden i Flakksvann stiger, Osebekken reverseres og flomvann renner inn i Berse. Analyser av sedimentkjerner fra hovedbassenget i Berse gjør det mulig å rekonstruere tidligere flommer i Tovdalsvassdraget som er store nok til å avsette sedimenter i Berse.
- Undersøkelser ved bruk av XRF, MS, kornstørrelsesanalyse, massetetthet (DBD) og CT har gjort det mulig å identifisere flomavsatte sedimenter. Visuelt skiller noen av flomlagene seg ut fra bakgrunnssedimentasjon ved å ha en lysere farge, et høyere innhold av minerogent materiale og økt kornstørrelse, samt økt andel makrofossiler. Flomsedimentene karakteriseres av store utslag i XRF (K, Ca, Ti, Fe, Sr, inc/coh), DBD og delvis MS.
- Sedimentenes magnetiske susceptibilitet styres trolig av kornstørrelse og gir størst utslag ved fragmenter i størrelsen 63-125 µm.
- Flom gir en hurtig endring i sedimentasjon og på bakgrunn av dette er endringsraten til K/total scatter benyttet for å kvantifisere flomhendelsene i Berse. 95-prosentilen for endringsraten anses å være en representativ terskel for å identifisere de største flommene uten å inkludere støy og er derfor benyttet for å telle flommer.
- Uten fullstendig alderskontroll i toppen av sedimentene er det ikke mulig å koble historiske flommer til det sedimentære arkivet. På grunnlag av dette er det ikke egnet å gjøre en fullstendig telling som inkluderer alle flommene i Berse, men arkivet er bedre egnet til å studere trenden for flomfrekvensen.
- Det sedimentære flomarkivet i Berse strekker seg tilbake til ca. 6900 kal. år BP.
- Det har vært variasjoner i flomfrekvensen i Berse gjennom holocen. Flomtrends er syklisk og ser ut til å ha en periodisitet på 1000-2000 år. Perioder med økt flomaktivitet er fremstilt ved bruk av flomtellingen koblet mot aldersdateringer gjort ved ¹⁴C-innholdet i makrofossiler. Økt flomaktivitet er identifisert ved 6800-5400, 4400-3200, 2800-1000 og 400 kal. år BP til nåtid.
- De klimatiske faktorene som styrer flomfrekvensen i Tovdalsvassdraget er ikke fullstendig forstått, men ut ifra instrumentelle data og sammenligning med tidligere studier er det indikasjoner på et kombinert flomregime hvor både snøsmelte- og regnflommer forekommer.

Forslag til videre forskning

- En mer omfattende undersøkelse av forholdet mellom endringer i kornstørrelse og magnetisme for sedimentkjernene vil gi større forståelse av hva som styrer MS i sedimentene.
- Presis datering for toppen av BEG218 og BEGP118 vil gi muligheten til å identifisere historiske og instrumentelle flommer. Dette vil gi mulighet til å tilpasse terskelen som settes for endringsraten for å identifisere flomhendelser og gi et bedre anslag av antallet flommer i Tovdalsvassdraget gjennom holocen.
- Ved å foreta ytterligere undersøkelse av sedimenttransporten inn i Berse under flom, vil det være mulig å knytte avsetningene til størrelsen av flommene.
- Undersøkelser av flomsedimenter i Flakksvann og korrelering av sedimentene til flomavsetninger i Berse vil øke kunnskapen om dynamikken i Tovdalsvassdraget.
- Et større nettverk av flomrekonstruksjoner for Sørlandet vil gi en økt forståelse av hvordan flomhyppigheten i denne landsdelen har variert med endringer i klima.
- Økt antall undersøkelser av variasjoner i atmosfæriske elver og meteorologiske systemer gjennom holocen vil i større grad gjøre det mulig å identifisere variasjoner i flomfrekvens for høstflommer.

Referanseliste

- Alstadsæter, I. (1986). *Birkeland, BMN 0070089, kvartærgeologisk kart - M 1:20 000*. Norges geologiske undersøkelse.
- Andersen, B. G. (1960). Sørlandet i sen- og postglacial tid. *Norges geologiske undersøkelse*, 210, 1-142.
- Bakke, J., Dahl, S. O., Paasche, Ø., Løvlie, R., & Nesje, A. (2005a). Late Weichselian and Holocene glacier fluctuations, equilibrium-line altitudes and palaeoclimate in Lyngen, northern Norway: a high-resolution composite chronology based on lacustrine and morpho-stratigraphical evidence. *The Holocene*, 15(4), 518–540.
- Bakke, J., Lie, Ø., Nesje, A., Dahl, S. O., & Paasche, Ø. (2005b). Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Fjellfonna, western Norway. *The Holocene*, 2, 161–176.
- Barnekow, L., Possnert, G., & Sandgren, P. (1998). AMS ^{14}C chronologies of holocene lake sediments in the abisko area, Northern Sweden - A comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples. *GFF*, 120(1), 59–67.
- Benito, G., Lang, M., Barriendos, M., Llasat, M. C., Francés, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V. R., Enzel, Y., Bardossy, A., Coeur, D., & Bobée, B. (2004). Use of systematic, palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation. Review of scientific method. *Natural Hazards*, 31(3), 623–643.
- Bjune, A. E., Bakke, J., Nesje, A., & Birks, H. J. B. (2005). Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies. *The Holocene*, 15(2), 177–189.
- Blaauw, M. & Christen, J. A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457-474.
- Blikra, L.H. & Selvik, S. F. (1998) Climatic signals recorded in snow avalanche dominated colluvium in western Norway: Depositional facies successions and pollen records. *The Holocene*, 8, 631-658.
- Bøe, A. G., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Nesje, A. (2006). Holocene river floods in the upper Glomma catchment, southern Norway: A high-resolution multiproxy record from lacustrine sediments. *The Holocene*, 16(3), 445–455.
- Bogen, J. I. M. (1983). Morphology and sedimentology of deltas in fjord and fjord valley lakes. *Sedimentary Geology*, 36, 245–267.
- Brooks, R. A., & Di Chiro, G. (1976). Beam hardening in X-ray reconstructive tomography. *Physics in Medicine and Biology*, 21(3), 390–398.
- Brown, S. L., Bierman, P. R., Lini, A., & Southon, J. (2000). 10 000 Yr Record of Extreme Hydrologic Events. *Geology*, 28(4), 335–338.
- Burnett, A. P., Soreghan, M. J., Scholz, C. A., & 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), 155–167.
- Croudace, I. W., Rindby, A., & Rothwell, R. G. (2006). ITRAX : description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological society of London, Special Publications*, 267, 51–63.

- Dankers, R., Arnell, N. W., Clark, D. B., Falloon, P. D., Fekete, B. M., Gosling, S. N., Heinke, J., Kim, H., Masaki, Y., Satoh, Y., Stacke, T., Wada, Y., & Wisser, D. (2014). First look at changes in flood hazard in the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project ensemble. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111(9), 3257–3261.
- Davies, S. J., Lamb, H. F., & Roberts, S. J. (2015). Micro-XRF Core Scanning in Palaeolimnology: Recent Developments, i Croudace, I.W. & Rothwell, R.G. (red.) *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Dordrecht: Springer, s. 189–226.
- Dearing, J. (1994). Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 system. 2. utgave. Kenilworth: Chi Pub.
- Duliu, O. G. (1999). Computer axial tomography in geosciences: An overview. *Earth Science Reviews*, 48(4), 265–281.
- Eikenæs, O., Njøs, A., Østdahl, T., & Taugbøl, T. (2000). *Flommen kommer: Sluttrapport fra HYDRA - et forskningsprogram om flom*. Hydra diverse. Oslo: Norges vassdrag- og energidirektorat.
- Faugli, P. E. (1981). *Tovdalsvassdraget - en fluvial geomorfologisk analyse*. NVE Rapport nr. 1981:22. Oslo: Norges vassdrag- og energidirektorat.
- Fredin, O., Lyså, A., & Sveian, H. (2014). *Kvartærgeologisk kartlegging ved NGU – Informasjon og instruks*. Rapport nr. 2014:002. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse.
- Gilli, A., Anselmetti, F. S., Glur, L., & Wirth, S. B. (2013). Lake sediments as archives of recurrence rates and intensities of past flood events, i Schneuwly-Bollschweiler, M., Stoffel, M. & Rudolf-Miklau, F. (red.) *Dating Torrential Processes on Fans and Cones. Methods and Their Application for Hazard and Risk Assessment*. Dordrecht: Springer, s. 225–242.
- Giovanoli, F. (1990). Horizontal Transport and Sedimentation by Interflows and Turbidity Currents in Lake Geneva, i Tilzer, M. M. & Serruya, C. (red.), *Large Lakes*. Berlin: Springer, s. 175–195.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P., & 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), 2644–2660.
- Hanssen-Bauer, I., Drange, H., Førland, E. J., Roald, L. A., Børsheim, K. Y., Hisdal, H., Lawrence, D., Nesje, A., Sandven, S., Sorteberg, A., Sundby, S., Vasskog, K., & Ådlandsvik, B. (2009). *Klima i Norge 2100. Bakgrunnsmateriale til NOU Klimatilpasning*. Oslo: Norsk klimaservicesenter.
- Helland, S. A. (2018). *Flomberegninger for Flaksvatn i Tovdalselva*. NVE rapport nr. 2018:76. Oslo: NVE.
- Hjelstuen, B. O., Haflidason, H., Sejrup, H. P., & Lyså, A. (2009). Sedimentary processes and depositional environments in glaciated fjord systems - Evidence from Nordfjord, Norway. *Marine Geology*, 258(1–4), 88–99.
- Hjelstuen, B. O., Kjennbakken, H., Bleikli, V., Ersland, R. A., Kvilhaug, S., Euler, C., & Alvheim, S. (2013). Fjord stratigraphy and processes - evidence from the NE Atlantic Fensfjorden system. *Journal of Quaternary Science*, 28(4), 421–432.
- Hounsfield, G. N. (1973). Computerized transverse axial scanning (tomography): Part 1. Description of system. *British Journal of Radiology*, 46, 1016–1022.

- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., & Visbeck, M. (2003). An overview of the north atlantic oscillation. *Geophysical Monograph Series*, 134(januar), 1–35.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2013). *Climate Change 2013: The physical science basis. Contribution of working group 1 to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on climate change*. Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midgley, P.M. (red.). Storbritannia og New York, USA: Cambridge University Press, s. 1535.
- Ivanovich, M., & Harmon, R. S. (1992). Dating methods based on the decay of excess uranium daughter products, i *Uranium-series Disequilibrium*. 2.utgave. United Kingdom: Clarendon Press, s. 77–83.
- Jenny, J. P., Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Giguët Covex, C., Mélo, A., Fanget, B., Malet, E., Ployon, E., & 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), 469–483.
- Johnson, M. D., Fredin, O., Ojala, A. E. K., & Peterson, G. (2015). Unraveling Scandinavian geomorphology: the LiDAR revolution. *GFF*, 137(4), 245–251.
- Kämpf, L., Mueller, P., Höllerer, H., Plessen, B., Naumann, R., Thoss, H., Güntner, A., Merz, B., & Brauer, A. (2015). Hydrological and sedimentological processes of flood layer formation in Lake Mondsee. *The Depositional Record*, 1(1), 18–37.
- Kvisvik, B. C., Paasche, Ø., & Dahl, S. O. (2015). Holocene cirque glacier activity in Rondane, southern Norway. *Geomorphology*, 246, 433–444.
- Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B., & 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), 109–117.
- Lanci, L., & Lowrie, W. (1997). Magnetostratigraphic evidence that «tiny wiggles» in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 581–592.
- Langsholt, E., & Holmqvist, E. (2017). *Flommen på Sørlandet 30.9-3.10 2017*. NVE Rapport nr. 2017:80. Oslo: Norges vassdrag- og energidirektorat.
- Langsholt, E., Roald, L. A., Holmqvist, E., & Fleig, A. (2015). *Flommen på Vestlandet oktober 2014*. NVE rapport nr. 2015:11. Oslo: Norges vassdrag- og energidirektorat.
- Lavers, D. A., Allan, R. P., Wood, E. F., Villarini, G., Brayshaw, D. J., & Wade, A. J. (2011). Winter floods in Britain are connected to atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*, 38(23), 1–8.
- Lawrence, D., & Hisdal, H. (2011). Hydrological projections for floods in Norway under a future climate. NVE Report nr. 2011:5. Oslo: Norges vassdrag- og energidirektorat.
- Mangerud, J., Aarseth, I., Hughes, A. L. C., Lohne, Ø. S., Skår, K., Sønstegeard, E., & Svendsen, J. I. (2016). A major re-growth of the Scandinavian Ice Sheet in western Norway during Allerød-Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 132, 175–205.
- McCoy, F. W., & Von Herzen, R. P. (1971). Deep-sea corehead camera photography and piston coring. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 18, 361–373.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B. L., González-Sampériz, P., & 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), 943–961.

- Nesje, A. (1992). A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and Alpine Research*, 24(3), 257–259.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø & Bøe, A.G. (2007) A continuous, high-resolution 8500-yr snow-avalanche record from western Norway. *The Holocene*, 17, 269–277.
- Nesje, A., Bakke, J., Dahl, S. O., Lie, Ø., & Matthews, J. A. (2008). Norwegian mountain glaciers in the past, present and future. *Global and Planetary Change*, 60(1–2), 10–27.
- Nesje, A., Dahl, S. O., Matthews, J. A., & Berrisford, M. S. (2001). A ~ 4500-yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology*, 25(3), 329–342.
- Nijland, T. G., Harlov, D. E., & Andersen, T. (2014). The Bamble Sector, South Norway: A review. *Geoscience Frontiers*, 5(5), 635–658.
- Nilssen, B., & Smithson, S. cot. B. (1965). Studies of the precambrian herefoss granite. *Norsk geologisk tidsskrift*, 45, 367–396.
- Orsi, T. H., Edwards, C. M., & Anderson, A. L. (1994). X-ray computed tomography: a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of Sedimentary Research A: Sedimentary Petrology & Processes*, A64(3), 690–693.
- Østmoe, A. (1985). Storofsen 1789: værsystemet som førte til den største flomkatastrofen I Norge. Ski: Oversiktsregisteret.
- Paasche, Ø., & Støren, E. W. N. (2014). How does climate impact floods? Closing the knowledge gap. *Eos*, 95(28), 253–254.
- Plassen, L., & Vorren, T. O. (2002). Late weichselian and holocene sediment flux and sedimentation rates in Andfjord and Vågsfjord, North Norway. *Journal of Quaternary Science*, 17(2), 161–180.
- Reimer, P. J., Edouard Bard, B., Alex Bayliss, B., Warren Beck, B. J., Paul Blackwell, B. G., & Christopher Bronk Ramsey, B. (2013). Intcal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years Cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869–1887.
- Roald, L. A. (2013). *Flom i Norge*. Vestfossen: Forlaget Tom & Tom.
- Romundset, A., Lakeman, T. R., & Høgaas, F. (2018). Quantifying variable rates of postglacial relative sea level fall from a cluster of 24 isolation basins in southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 197, 175–192.
- Røthe, T. O., Bakke, J., Støren, E. W. N., & Bradley, R. S. (2018). Reconstructing Holocene Glacier and Climate Fluctuations From Lake Sediments in Vårfluesjøen, Northern Spitsbergen. *Frontiers in Earth Science*, 6, 1–20.
- Røthe, T. O., Bakke, J., & 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), 616–634.
- Røthe, T. O., Bakke, J., Støren, E. W. N., & Dahl, S. O. (2019b). Wintertime extreme events recorded by lake sediments in Arctic Norway. *The Holocene*, 29(8), 1305–1321.
- Rubensdotter, L. (2002). Detailed geomorphological survey of a small mountain drainage area, Abisko, northern Swedish Lapland. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 84(3–4), 267–273.
- Schillereff, D. N., Chiverrell, R. C., Macdonald, N., & Hooke, J. M. (2014). Flood stratigraphies in lake sediments: A review. *Earth-Science Reviews*, 135, 17–37.

- Schock, S. G., & LeBlanc, L. R. (1990). Some applications of the chirp sonar. *Oceans*, 90(24), 69–75.
- Shotton, F. W. (1972). An example of Hard-Water error in radiocarbon dating of cegetable matter. *Nature*, 240, 461–462.
- Sletten, K., Blikra, L. H., Ballantyne, C. K., Nesje, A., & Dahl, S. O. (2003). Holocene debris flows recognized in a lacustrine sedimentary succession: Sedimentology, chronostratigraphy and cause of triggering. *The Holocene*, 13(6), 907–920.
- Stohl, A., Forster, C., & Sodemann, H. (2008). Remote sources of water vapor forming precipitation on the Norwegian west coast at 60°N - A tale of hurricanes and an atmospheric river. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113(5), 1–13.
- Støren, Eivind N., Dahl, S. O., Nesje, A., & Paasche, Ø. (2010). Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: Development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews*, 29(23–24), 3021–3033.
- Støren, Eivind N., Kolstad, E. W., & Paasche, Ø. (2012). Linking past flood frequencies in Norway to regional atmospheric circulation anomalies. *Journal of Quaternary Science*, 27(1), 71–80.
- Støren, Eivind N., & Paasche, Ø. (2014). Scandinavian floods: From past observations to future trends. *Global and Planetary Change*, 113, 34–43.
- Støren, Eivind Nagel, Dahl, S. O., & Lie, O. (2008). Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *Holocene*, 18(8), 1179–1191.
- Sundborg, Å. (1956). The River Klarälven: A Study of Fluvial processes. *Geografiska Annaler*, 38(2), 125–237.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R.F., Stein, R. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1229–1271.
- Swierczynski, T., Lauterbach, S., Dulski, P., Delgado, J., Merz, B., & Brauer, A. (2013). Mid- to late Holocene flood frequency changes in the northeastern Alps as recorded in varved sediments of Lake Mondsee (Upper Austria). *Quaternary Science Reviews*, 80, 78–90.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O’Sullivan, P. E., & Oldfield, F. (1975). Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(5), 687–698.
- Thompson, R., & Morton, D. J. (1979). Magnetic susceptibility and particle- size distribution in Recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3), 801–812.
- Thompson, Roy, & Oldfield, F. (1986). Magnetic properties of natural materials, i *Environmental Magnetism*, Dordrecht: Springer, s. 21–38.
- Thorndycraft, V., Hu, Y., Oldfield, F., Crooks, P. R. J., & Appleby, P. G. (1998). Individual flood events detected in the recent sediments of the Petit Lac d’Annecy, eastern France. *The Holocene*, 8(6), 741–746.
- Tornqvist, T. E., De Jong, A. F. M., Oosterbaan, W. A., & Van Der Borg, K. (1992). Accurate dating of organic deposits by AMS ¹⁴C measurement of macrofossils. *Radiocarbon*, 34(3), 566–577.

- Turney, C. S. M., Coope, G. R., Harkness, D. D., Lowe, J. J., & Walker, M. J. C. (2000). Implications for the dating of Wisconsinan (Weichselian) Late-glacial events of systematic radiocarbon age differences between terrestrial plant macrofossils from a site in SW Ireland. *Quaternary Research*, 53(1), 114–121.
- Uvo, C. B. (2003). Analysis and regionalization of northern European winter precipitation based on its relationship with the North Atlantic oscillation. *International Journal of Climatology*, 23(10), 1185–1194.
- Vasskog, K., Nesje, A., Støren, E. N., Waldmann, N., Chapron, E., & Ariztegui, D. (2011). A holocene record of snow-avalanche and flood activity reconstructed from a lacustrine sedimentary sequence in Oldevatnet, western Norway. *The Holocene*, 21(4), 597–614.
- Vasskog, K., Paasche, Ø., Nesje, A., Boyle, J. F., & Birks, H. J. B. (2012). A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier. *Quaternary Research*, 77, 192–204.
- Vinegar, H. J., & Wellington, S. L. (1987). Tomographic imaging of three-phase flow experiments. *Review of Scientific Instruments*, 58(1), 96–107.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Fanget, B., Malet, E., Pignol, C., Bard, E., & Delannoy, J. J. (2013). Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the north-west European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 28(2), 189–199.
- Wilhelm, Bruno, Ballesteros Canovas, J. A., Corella Aznar, J. P., Kämpf, L., Swierczynski, T., Stoffel, M., Støren, E., & Toonen, W. (2018). Recent advances in paleoflood hydrology: From new archives to data compilation and analysis. *Water Security*, 3, 1–8.
- Wirth, S. B., Glur, L., Gilli, A., & Anselmetti, F. S. (2013). Holocene flood frequency across the Central Alps - solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. *Quaternary Science Reviews*, 80, 112–128.
- Wold, S., Esbensen, K., & Geladi, P. (1987). Principal component analysis. *Chemometrics and intelligent laboratory systems*, 2(1-3), 37-52.

Nettbaserte referanser

- Brendalsmo, J. & Eriksson, J-E. G. (2016). *Middelalderske kirkesteder i Aust-Agder fylke - kildegennomgang* [Internett]. Riksantikvaren. Tilgjengelig fra: <<https://ra.braage.unit.no/ra-xmlui/handle/11250/2380857>> [Lest 25.04.2020]
- Bomfestemiljøet ved Flakksvann* (2020) [Internett]. Birkenes Bygdemuseum & Myhre Torvstrøfabrik. Tilgjengelig fra: <<https://www.birkenesbygdemuseum.no/om-museet/bomfestemiljoet-ved-flakksvann/>> [Lest 31.03.2020]
- Esri Resources (2019a). *How hillshade works. ArcGIS Desktop Help 10.6.* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.6/tools/3d-analyst-toolbox/how-hillshade-works.htm>> [Lest 13.02.2020]
- Esri Resources (2019b). *How IDW works. ArcGIS Desktop Help 10.6.* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.6/tools/3d-analyst-toolbox/how-idw-works.htm>> [Lest 12.02.2020]
- Malvern Instruments Ltd. (2013). *Mastersizer 3000 User Manual* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<http://fdn.montana.edu/eal-lres/documents/Mastersizer-3000-user-manual-English-MAN0474-2-1.pdf>> [Lest 20.02.2020]

- Norsk Naturskadepool (2020). *Naturskader for over en halv milliard i 2019* [Internett]. Finans Norge. Tilgjengelig fra: <<https://www.naturskade.no/aktuelt/naturskader-for-over-en-halv-milliard/>> [Lest 30.05.2020]
- NVE (2009). *Årsaker til flom* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://www.nve.no/hydrologi/lavvann-og-toerke/arsaker-til-flom/>> [Lest 30.03.2020]
- NVE (2015). *Vannstand og vannføring*[Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://www.nve.no/hydrologi/vannstand-og-vannforing/?ref=mainmenu>> [Lest 30.03.2020]
- NVE (2020a). *Hva er flom?* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://www.nve.no/flaum-og-skred/flom-i-regulerte-vassdrag/hva-er-flom/>> [Lest 31.03.2020]
- Opprensning i Osebekken og Møllebekken* (2018)[Internett]. Birkenes kommune. Tilgjengelig fra:<<https://www.birkenes.kommune.no/nyhetsarkiv/opprensning-i-osebekken-og-mollebekken/>> [Lest 30.03.2020]

Nettbaserte kart og tjenester

- Meteorologisk institutt (2020) *eKlima: Gratis tilgang til Meteorologisk institutts vær- og klimadata fra historiske data til sanntidsobservasjoner* [Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://www.eklima.no>>
- NGU (2020a) *Nasjonal berggrunnsdatabase*[Internett]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <<http://geo.ngu.no/kart/berggrunn/>>
- NGU (2020b) *Nasjonal løsmassedatabase*[Internett]. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengelig fra: <<http://geo.ngu.no/kart/losmasse/>>
- NVE (2020b) *NVE Atlas*[Internett]. Norges vassdrag- og energidirektorat. Tilgjengelig fra: <<https://atlas.nve.no/>>
- NVE (2020c) *senorge.no* [Internett]. Norges vassdrag- og energidirektorat. <<http://www.senorge.no/?p=klima>>
- Kartverket (2020a) *Norgeskart*[Internett]. Tilgjengelig fra: <https://www.norgeskart.no>
- Kartverket (2020b) *Høydedata*[Internett]. Tilgjengelig fra: <<https://www.hoydedata.no>>
- Stuvier, M., Reimer, P. J., & Reimer, R. (2020) *Calib 7.1.*[Internett]. Tilgjengelig fra: <http://calib.org/calib/> [Benyttet: 02.06.2020]

Vedlegg 1

All rådata for sedimentanalysene er lastet opp i en geodatabase. Ta kontakt med Eivind Støren (e-post: Eivind.Storen@uib.no) dersom det er ønskelig å undersøke disse nærmere.