

# Kartlegging av potensialet for jøkullaup frå Pyttabreen, Folgefonna i notid og gjennom holocen

MASTERGRADSOPPGÅVE I KVARTÆRGEOLOGI

Ingebjørg Haugland



INSTITUTT FOR GEOVITENSKAP

UNIVERSITETET I BERGEN

Mars 2021

## Samandrag

Veksande risiko for naturafarar knytt til jøkullaup og bredemte sjøar, er ein konsekvens av global oppvarming, varmare klima og brear som smeltar. Ei jøkullaupshendinga er ei brå tapping av smeltevatn frå ein bredemt sjø og kan føre til fatale følgjer og store øydeleggingar i område nedstraums ein smeltande bre. Med mål om å bidra til meir kunnskap kring konsekvensane av bresmelting i framtida, er jøkullaupspotensialet frå brearmen Pyttabreen på Folgefonna i Vestland fylke kartlagt i notid og gjennom holocen.

For å studere om Pyttabreen kan generere jøkullaup mot områda nedstraums, er det utført kvartærgeologisk kartlegging i Bondhusdalen og Fynderdalen, Kvinnherad kommune. Kartlegginga er presentert som eit kvartærgeologisk kart over nedslagsfeltet til Bondhusvatnet. Frå Fynderdalen er det henta inn torvkjerneprøvar frå eit torvsnitt og frå Bondhusvatnet innsjøsedimentkjernar. Geokjemiske og magnetiske eigenskapar i signaturen til torv- og innsjøsedimentkjernane er analysert og delar av prøvemateriale er visualisert ved bruk av CT-teknologi.

Studien syner at Pyttavatnet demmer opp ein innsjø framom brefronten, som kan generere eit jøkullaup mot Bondhusdalen og Fynderdalen. Om bresmeltinga held fram med same hastigheit som dei seinare åra, vil eit jøkullaup skje i løpet av få år og maksimalt kan 500 000 m<sup>3</sup> smeltevatn frigjerast. Flaumen frå jøkullaupet vert truleg ikkje stor nok til å få katastrofale følgjer for innbyggjarane i Sundal, men sidan Bondhusdalen er eit populært turistmål er det grunn til å følgje med på utviklinga i framtida.

Basert på sedimentkjerneprovane frå Bondhusvatnet er flaumhistorikken gjennom dei siste 2500 kal. år BP rekonstruert. Innsjøsedimentstudien avslører at flaumfrekvensen er størst i periodane som overlappar med at Pyttabreen har ei utbreiing som kan føre til jøkullaup. Det er ikkje klart å skilje jøkullaup frå andre flaumar i innsjøsedimentarkivet, men koplinga mellom flaumfrekvens i Bondhusvatnet og klimavariasjonar gjennom holocen, tyder på at nokre av flaumhendingane i Bondhusdalen sannsynlegvis skuldast jøkullaup. Fleire fluviale erosjonsspor tyder på tidvis stor vassføring nedstraums Pyttavatnet, som òg støttar opp om denne tolkinga.

## Føreord

Masteroppgåva markerer slutten på fem fantastiske og lærerike år som geologistudent ved Universitetet i Bergen. Heimekontor, nedstenging, avlysing og lite sosial kontakt har definert det siste året, men trass pandemi er det mange som har bidrege til masterprosjektet og som fortener takk.

Først og fremst vil eg rette ei stor takk til rettleiarane mine, hovudrettleiar professor Jostein Bakke og medrettleiarar senioringeniør Eivind Wilhelm Nagel Støren, professor Atle Nesje, stipendiat Johannes Hardeng og CT-teknikar Jan Magne Cederstrøm, for oppmuntring, hjelp og rettleiing. Deira bidrag har vore svært nyttige både under feltarbeidet, på laboratoriet og i skriveprosessen.

Vidare vil eg takke professor Kristian Vasskog for hjelp under feltarbeidet ved Bondhusvatnet, opplæring i GIS, prosessering i SeiSee og for at eg fekk vera med på den trivelege roadtripen med feltarbeid på Kråkenes. Takk vert òg retta mot gjengen i GEOV226 hausten 2019 og 2020, samt Pål R. Nielsen og Joe M. Buckby, for god hjelp under datainnsamling og triveleg selskap i felt!

Til innsamling av torvkjerneprøvar i Fynderdalen kom velviljuge, spreke og sterke vener godt med. Tusen takk til Mari Ann, Tor, Svein Are, Hildegunn, Torbjørn, Johannes, Ask, Dryas og Miko for berejobben og for ein fin dag i Fynderdalen. Eg set stor pris på innsatsen! Feltarbeid ved Pyttavatnet og Pyttabreen var heller ikkje mogeleg å gjennomføre åleine, og eg vil rette ei stor takk til Nora Ugland og Johannes Hardeng for at de blei med på eit eventyr av ein fjelltur i bratt terreng! I løpet av to feltsesongar har det blitt mange turar i både Bondhusdalen og Fynderdalen, og eg har vore heldig å hatt selskap på fleire av turane. I tillegg til dei som allereie er nemnt, takk til Synne, Elise, mamma Svanhill, tante Ingunn, Anita, Anne-Sofie, Marte og Susanne for kjekke dagar og gode opplevingar.

Økonomisk sett vil eg takke SINTEF, Aker-BP, Fylkeskommunen i Hordaland og KS for tilskot til feltarbeid og laboratorieanalysar, samt Jan Christensens legat for støtte til studieopphaldet på UNIS. Eg vil òg takke Eva Sundal og Kåre Haugse for god lokalkunnskap, og for velviljen til å dele. Takk til alle medstudentar for ei strålende studietid, familien for tolmodet under skriveprosessen, og til korrekturlesarane for framifrå rettingar, kommentarar og kommakunnskap.

Ei spesielt varm takk til Hildegunn, for at du har delt den genuine interessa for naturen og landskapet rundt oss, og for all hjelp, støtte og engasjement kring prosjektet mitt. Eg håpar ikkje dette betyr slutten på våre gode og dårlege kvartærgeologiske diskusjonar!

Sist, men ikkje minst, tusen takk til Svein Are for hjelp og støtte i innspurten av oppgåva og for alle dei fine turane vi har hatt i denne samanheng.

Uskedalen, mars 2021

# Innholdsliste

<b>Samandrag</b> .....	<b>I</b>
<b>Føreord</b> .....	<b>II</b>
<b>Innholdsliste</b> .....	<b>III</b>
<b>1 Innleiing</b> .....	<b>1</b>
<b>2 Områdeskildring</b> .....	<b>4</b>
2.1 Introduksjon til studieområdet .....	4
2.2 Geografi og topografi .....	5
2.3 Klima kring Folgefonna .....	8
2.3.1 Klima i dag .....	9
2.3.2 Klima- og brevariasjonar gjennom holocen .....	10
2.3.3 Klimaprognosar for Hordaland .....	12
2.4 Geologi.....	12
2.4.1 Berggrunn .....	12
2.4.2 Deglasiasjonen i Hardangerfjorden .....	14
2.5 Tidlegare relevant arbeid i Bondhusdalen .....	15
<b>3 Bredemte sjøar og jøkullaup</b> .....	<b>16</b>
3.1 Introduksjon til bredemte sjøar, jøkullaup og andre sentrale omgrep .....	16
3.2 Jøkullaup frå Folgefonna .....	18
3.3 Innsjøsediment som arkiv for jøkullaup .....	20
<b>4 Metodar</b> .....	<b>22</b>
4.1 Kvartærgeologisk kartlegging .....	22
4.2 Sedimentstudie av torvkjerneprøvar .....	23
4.2.1 Kjerneprøvetaking i torvsnitt.....	24
4.3 Innsjøsedimentstudie .....	25
4.3.1 Batymetrisk kartlegging og seismiske undersøkingar .....	26
4.3.2 Kjerneprøvetaking .....	27
4.4 Sedimentanalyse på EARTHLAB.....	28
4.4.1 Logging og visuell analyse .....	28
4.4.2 Magnetisk susceptibilitet (MS).....	29
4.4.3 Kornstorleik .....	29
4.4.4 Røntgen fluorescense (XRF) .....	30
4.4.5 Computertomografi (CT) .....	31
4.4.6 Radiokarbondatering og aldersmodell.....	33
<b>5 Resultat</b> .....	<b>34</b>
5.1 Kvartærgeologisk kartlegging .....	34

5.1.1 Kvartærgeologisk kart over nedslagsfeltet til Bondhusvatnet .....	35
5.1.2 Pyttavatnet .....	37
5.1.3 Fynderdalsvatnet og myrområdet i Fynderdalen .....	43
5.1.4 Utløpet til Pyttelva i Bondhusvatnet .....	50
5.2 Sedimentstudie i Fynderdalen .....	53
5.2.1 Kjerneprøvetaking og presentasjon av torvkjerneprøvar .....	54
5.2.2 Radiokarbondatering .....	59
5.3 Innsjøsedimentstudie i Bondhusvatnet .....	61
5.3.1 Batymetrisk kartlegging og seismiske undersøkingar .....	61
5.3.2 Innsjøsedimentkjerner og analyse av innsjøsediment .....	64
5.3.3 Aldersmodell .....	71
<b>6 Drøfting .....</b>	<b>73</b>
6.1 Potensiale for jøkullaup frå Pyttavatnet i dag .....	73
6.2 Spor i terrenget som indikasjon på jøkullaup frå fortida .....	77
6.3 Tolking av sedimentære einingar frå Bondhusvatnet .....	79
6.4 Landskapsutvikling og klimavariasjonar i Bondhusdalen gjennom holocen .....	83
6.4.1 Tidleg holocen .....	83
6.4.2 Neoglasial tid .....	86
6.4.3 Vesle klimatiske optimum (MWE) .....	88
6.4.4 Den vesle istida (LIA) .....	89
6.5 Klimavariasjonar og jøkullaup .....	91
6.6 Mogelege feilkjelder .....	95
6.7 Framtida .....	96
<b>7 Konklusjon .....</b>	<b>97</b>
7.1 Forslag til vidare arbeid .....	98
<b>Kjeldeliste .....</b>	<b>99</b>
<b>Vedlegg 1: Batymetrisk kart med GPS-punkt for målte djupneverdiar .....</b>	<b>114</b>
<b>Vedlegg 2: Innsamla CHIRP-profil frå Bondhusvatnet .....</b>	<b>115</b>
<b>Vedlegg 3: Rådata frå MS, XRF og CT .....</b>	<b>116</b>

# 1 Innleiing

Global oppvarming, ei klimaendring påverka av menneskeleg aktivitet, fører i dag til auka bresmelting over heile verda (IPPC, 2013; Neukom et al., 2019; Zemp et al., 2019). Breutbreiing er eit resultat av nedbør og temperatur over tid, og studie av brerørsler frå fortida avslørar at det ikkje er fyrste gong breane er i ferd med å forsvinne (Hewitt, 2000). Skilnaden er at vi er meir avhengige av breane enn nokon gong, og sårbare for endringane som er i ferd med å skje (Carey et al., 2017; Purdie, 2013). I tillegg til å vere ei kjelde til drikkevatt, naudsynt for kraftindustrien og lønnsamt for turistnæringa, utgjør breane ei veksande fare for naturkatastrofar som skred, flaum, jøkullaup, GLOF (Glacier Lake Outburst Flood) og tsunamiar (Carey, 2005; Cook et al., 2016; Lüthi & Vieli, 2015).

Bresmeltinga avdekkjer eit nytt og ope landskap framom breane, som over lang tid har vore prega av glasiale prosessar. Isen har mange stadar grave ut overfordjupingar i landskapet, som kan fyllast med vatn og gje opphav til nye, proglasiale innsjøar (Paul et al., 2007; Schomacker, 2010). Ustabile og semipermanente innsjøar i glasiale område kan potensielt utgjera ein alvorleg naturfare med katastrofale følgjer og stort skadepotensiale for menneske og infrastruktur i området kring breen (t.d. Baker, 2007; Jackson & Ragulina, 2014). Bredemte sjøar kan resultere i bråe tappingar og påfølgjande kraftige flaumar, kjenneteikna ved rask og stor vassføring. Fenomenet vert kalla *jøkullaup* (av islandsk: *jökulhlaup*) og utgjør ein naturfare som særleg råkar samfunn lokaliserte nedstraums ein smeltande bre (Tweed & Russel, 1999). Jøkullaup som naturfare har dei seinare åra vorte ei svært aktuell problemstilling i område som Himalaya, Andesfjella og Alpane (Haeberli, 1983; Vilímek et al., 2005; Bajracharaya & Mool, 2009).

Berre i Noreg er det registrert over 100 tappingar frå innsjøar ved kring 20 ulike norske brear sidan 1700-talet (Liestøl, 1956; Jackson & Ragulina, 2014). Mellom kjende hendingar etter tusenårsskiftet er flaumen i Supphelledalen, Fjærland i 2004 (Breien et al., 2008) og dei gjentekne jøkullaupa frå Koppangsbreen i Lyngen. Jøkullaup frå Koppangsbreen i Troms vart dokumentert både i 2010, 2011, 2012, 2013 og 2014, men det toppa seg sommaren 2013 då det kom heile ni breflaumar ned mot bygda Koppangen (Jackson & Ragulina, 2014). Det mest dramatiske dømet på jøkullaup i Noreg frå historisk tid, er katastrofefaumen frå Hardangerjøkulen på seinsommaren i 1937. I løpet av vel tre timar fløymde kring 12 millionar m<sup>3</sup> med smeltevatn nedover Simadalen, og jøkullaupet spylte alle gardsbruka i dalen på fjorden. Dei 120 innbyggjarane flykta oppover dalsidene og var vitne til at elva steig 20 m i høgda, 300 m i breidda og øydela både bygningar, skog og dyrka mark (Liestøl, 1956; Ekanger & Duesund, 2017). Det er òg spor etter enorme flaumar frå bredemte sjøar knytt til nedsmeltinga av innlandsisen frå førre istid. På Austlandet vart det 2,5 km lange Jutulhogget grave ut av eit kraftfullt jøkullaup (Berthling & Sollid, 1999).

For å setja verknaden av jøkullaup inn i ein større global samanheng, kan det nemnast at tapping av bredemte sjøar i Nord-Amerika endra heile klimasystemet i Nord-Atlanteren over ein periode i tidleg holocen. Dei store mengdene av kaldt og ferskt smeltevatn som rann ut i havet for kring 8200 kalenderår sidan, førte til ei kortvarig klimaforverring kring Nord-Atlanteren og breframstøyt i Skandinavia (Alley et al., 1997; Kleiven et al., 2008).

Fleire studiar tyder på at jøkullaup i Noreg er direkte knytt til periodar med frontvariasjonar på breane, og data frå NVE (Norges vassdrags- og energidirektorat) syner at frekvensen av jøkullaupshendingar har auka dei siste tiåra (Jackson & Ragulina, 2014; Xu et al., 2015; Røthe et al., 2019). Etter år 2001 har dei fleste norske breane smelta raskt tilbake grunna varme somrar (Andreassen et al., 2005; Nesje, 2009), og klimaprognosar syner at vi kan vente vidare smelting i tida som kjem (Hanssen-Bauer et al., 2009). I følgje Nesje et al. (2008) og Åkesson et al. (2017) er fleire av breane så sårbare for klimaendringar at dei står i fare for å smelte heilt bort i løpet dette hundreåret. Om prognosane slår til, skal enorme mengder vatn transporterast frå bre til fjord, ein avstand som overstig 1000 høgdemeter ved nesten alle breane i landet. Korleis ei slik hurtig tilbakesmelting vil gå føre seg og kva konsekvensar vi kan vente oss er i dag ikkje fullt forstått.

I denne masteroppgåva vert det sett fokus på jøkullaup frå Folgefonna, ein platåbre på den norske vestkysten. Målet er å studere potensialet for jøkullaup frå Pyttabreen, ein brearm av Sørfonna, og drøfte samanhengen mellom jøkullaup og klimavariasjonar. For prosjektet er følgjande problemstilling og underproblemstillingar formulert:

*Kan kvartærgeologisk kartlegging og sedimentstudiar avsløre om innsjøen ved Pyttabreen kan føre til jøkullaup mot Fynderdalen og Bondhusdalen?*

- *Er det potensiale for jøkullaup frå Pyttabreen i dag?*
- *Kan spor frå tidlegare jøkullaupshendingar frå Pyttabreen identifiserast i terrenget og sedimentarkiv nedstraums Pyttavatnet?*
- *Korleis er koplinga mellom klimavariasjonar, brefluktuasjonar og jøkullaup frå Pyttabreen?*

For å svare på problemstillinga er studieområdet kartlagt gjennom omfattande feltarbeid, studie av flyfoto og bruk av digitale kart og terrengmodellar. Det er i tillegg henta inn torvkjerneprøvar frå eit myrområde i Fynderdalen og sedimentkjerneprøvar frå Bondhusvatnet i Kvinnherad kommune, Sunnhordaland (figur 1.1). Kartlegginga er presentert i form av eit kvartærgeologisk kart, medan torv- og innsjøsedimentkjerneprøvane er analysert med omsyn til fysiske, geokjemiske og magnetiske eigenskapar, for å forstå og identifisere ulike geologiske prosessar frå nedslagsfeltet. Ein alderskronologi for den sedimentære lagrekka i Bondhusvatnet er etablert for å tidfeste sedimentære signal, og knyte hendingar opp mot klimavariasjonar frå fortida.

I tillegg til tradisjonelle sedimentstudiar på laboratoriet, er det utarbeida 3D-modellar frå CT-data for å visualisere sedimentære einingar og skilje ulike avsetjingsprosessar frå kvarandre.

Sedimentanalysane er utført ved Earth Surface Sediment Laboratory (EARTHLAB), ved Universitetet i Bergen.

Bakgrunnen for valet av lokaliteten ved Pyttabreen på Folgefonna, skriv seg frå NVE-rapporten *Inventory of glacier-related hazardous events in Norway* (Jackson & Ragulina, 2014), i tillegg til eit sterkt ynskje om å lære meir om og forske på området kring Folgefonna. I Jackson & Ragulina (2014) vart historiske og potensielle framtidige naturfarar knytt til norske brear kartlagt, og innsjøen ved Pyttabreen vart i dette arbeidet markert som ein potensiell lokalitet for jøkullaup i framtida. Nyare studiar frå Folgefonna har i tillegg vist at topografien under breen er mykje meir kompleks enn venta, og at store proglasiale innsjøar vil dannast når breen smeltar (Førre, 2012; Johansson et al., 2020).

Hovudmålet med oppgåva er å bidra med kunnskap om korleis brear vil påverke nærområdet i framtida, med fokus på naturfarar knytt til jøkullaup. Meir kunnskap om den komande bresmeltinga er ikkje berre av interesse for vitskapen og innbyggjarane i fjordbygdene kring Folgefonna, men òg for turistnæringa, kraftindustrien og myndighetene som skal sikre trygge avgjersler for framtida.



Figur 1.1: Sjørenden av Bondhusdalen sett frå utløpet til Bondhusvatnet i nord. Elvar og nedbør fører materiale frå nedslagsfeltet kring Bondhusvatnet til innsjøen. Ein studie av innsjøsedimenta og kartlegging av nedslagsfeltet, vil gje kunnskap om prosessane som har vore aktive i området tilbake i tid.

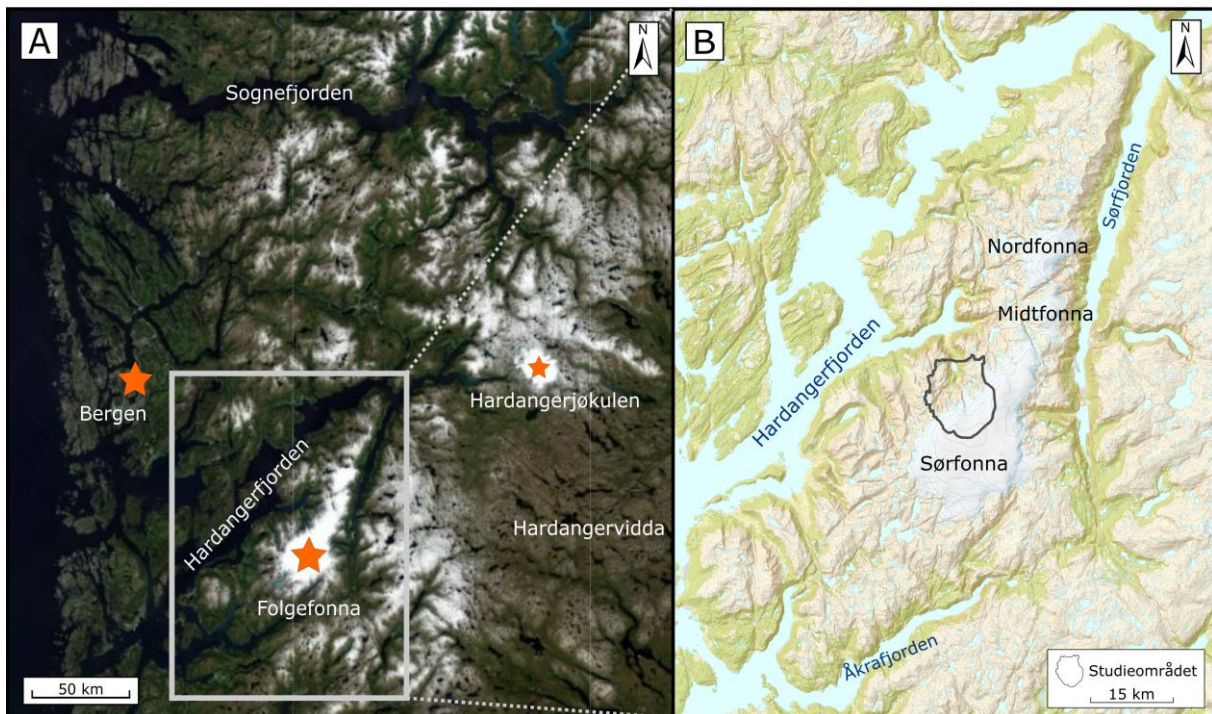


## 2 Områdeskildring

I følgjande kapittel vert topografi, geologi og klimatiske tilhøve som kjenneteiknar studieområdet presentert. Bakgrunnskunnskap om dei nemnde faktorane er avgjerande for problemstillinga, då samspelet mellom desse har påverka prosessane i studieområdet over lang tid. I siste del av kapittelet vert andre relevante studiar frå Bondhusdalen kort presentert.

### 2.1 Introduksjon til studieområdet

Folgefonna ligg på Folgefonnhalvøya i Vestland fylke, delt mellom kommunane Kvinnherad, Etne og Ullensvang. Folgefonnhalvøya ligg vest for Hardangervidda, berre skilt av Sjørfjorden. I nord og vest er halvøya avgrensa av Hardangerfjorden og i søraust av Åkrafjorden. Folgefonna dekkjer eit areal på 207 km<sup>2</sup> og består av tre separate platåbrear kalla Sjørfonna, Midtfonna og Nordfonna (figur 2.1).



Figur 2.1: Oversiktskart over Folgefonna. **A)** Folgefonna si plassering på vestkysten av Noreg, søraust for Bergen og sørvest for Hardangerjøkulen. Kartet er utarbeida frå satellittbilete frå 2019, tilgjengeleg frå norgeibilder.no (Kartverket, 2020c). **B)** Oversiktskart over Folgefonnhalvøya, der studieområdet er markert på vestsida av Sjørfonna. Kartet er utarbeida frå tilgjengeleg kartdata frå Kartverket (2020d).

Sjørfonna utgjør kring 80 % av Folgefonna sitt totale areal, og er med eit overflateareal på 163 km<sup>2</sup> den tredje største breen i Noreg. Frå det høgaste punktet på breplatået (1633 moh.) til det lågaste punktet ved fronten av Bondhusbreen (615 moh.), dannar Sjørfonna eit relieff på kring 1000 m (Andreassen et al., 2012; Kartverket, 2020b). Undersøkingar med isradar har vist store topografiske variasjonar i det subglasiale landskapet under breen, der høgdedrag og overfordjupingar fører til varierende istjukn over breplatået. På det djupaste består Sjørfonna av 570 m tjukk is, medan gjennomsnittstjukna er målt til kring 80 m (Johansson et al., 2020).

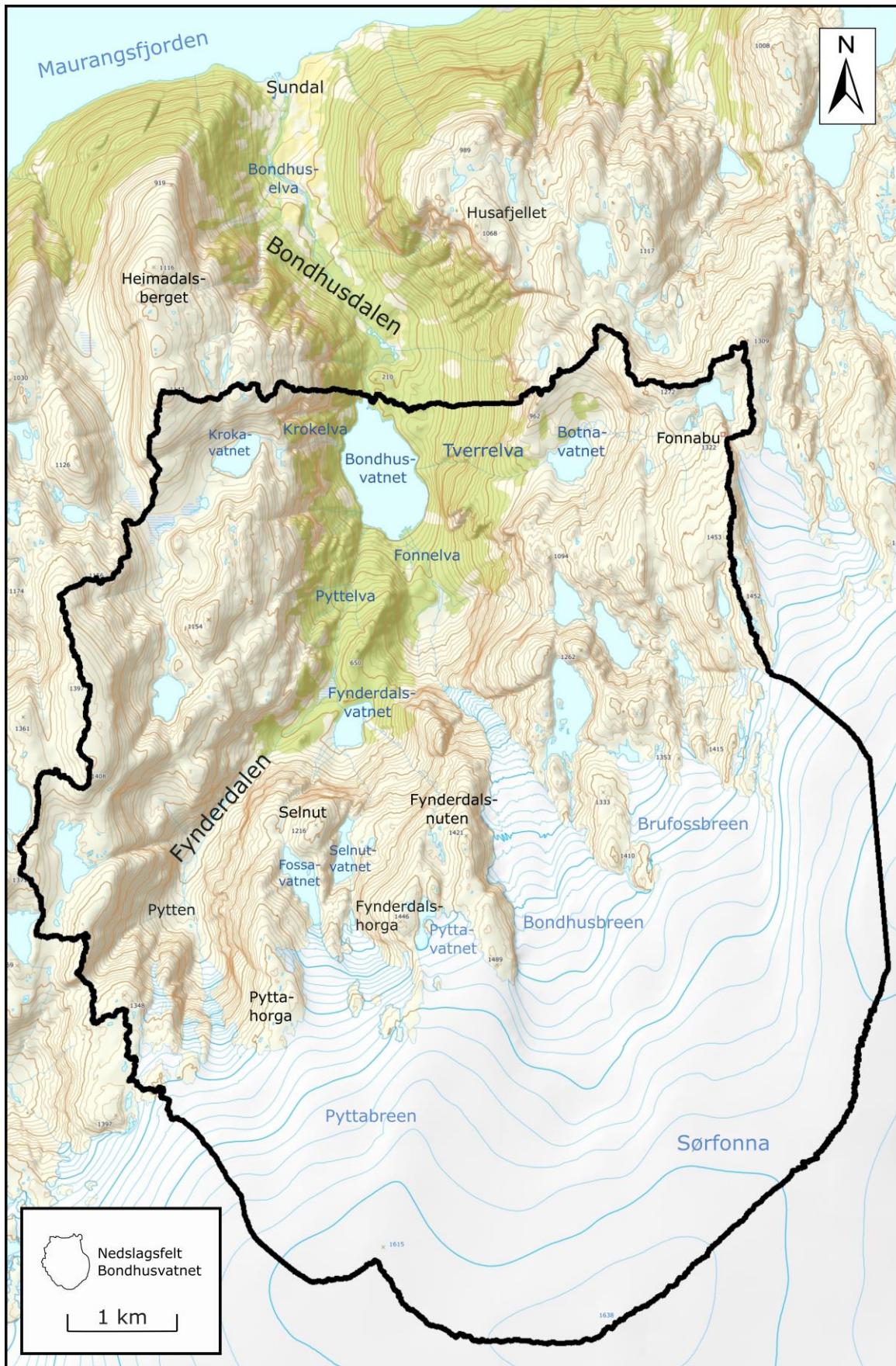
Geografisk og glasiologisk arbeid kring Folgefonna har ei lang historie. Den fyrste kjende omtalen av breen vart gjort av Peder C. Friis så tidleg som i 1613 (Nesje et al., 2004a), medan det fyrste vitskaplege arbeidet og eit grovt kart vart publisert i 1864 (Sexe, 1864). Frå 1860-åra og framover vart det gjort topografiske skildringar, teke fotografi og starta opp lengdemålingar (Øyen, 1900; Rekstad, 1905; Nussbaumer et al., 2011) På 1960- og 70 talet starta kraftutbygginga kring Folgefonna, noko som la grunnlag for ei rekkje kartleggingsarbeid og glasiologiske undersøkingar på og kring breen (t.d. Pytte, 1969; Tvede, 1972, 1973; Tvede & Liestøl, 1977).

Forskningsarbeidet kring Folgefonna auka mot slutten av 1990-talet, særleg knytt til kvartærgeologisk kartlegging og rekonstruksjon av brefluktuasjonar gjennom holocen. Det er skrivne ei rekkje hovudfags- og masteroppgåver knytt til brevariasjonar på ulike delar av Folgefonna (Bjelland, 1998; Bakke, 1999; Simonsen, 1999; Bjønnes, 2006; Edvardsen, 2006; Tolo, 2008; Furdal, 2010; Wittmeier, 2010; Nielsen, 2011; Meidell, 2014; Vefring, 2016), der fleire av desse har nytta innsjøsedimentkjernar frå proglasiale vatn for å studere breen si rørsle tilbake i tid. Jostein Bakke, professor ved UiB, gjorde ein del av sitt doktorgradsprosjekt på Folgefonna, og utarbeida ein kontinuerleg rekonstruksjon av likevektslinja på Nordfonna gjennom holocen (Bakke, 2004; Bakke et al., 2005a; Bakke et al., 2005b). Torgeir Røthe og Fanny Ekblom Johannessen har òg gjort forskningsarbeid frå Folgefonna i sine doktorgradsprosjekt, med fokus på holocene variasjonar utifrå rekonstruerte jøkullaupshendingar (Røthe et al., 2019a), flaumfrekvens gjennom holocen (Johansson et al., 2020a) og framtidige hydrologiske endringar basert på subglasial topografi (Johansson, 2020).

## **2.2 Geografi og topografi**

Studieområdet ligg på vestsida av Sørfonna, og dekkjer Fynderdalen og inste del av Bondhusdalen i Kvinnherad kommune. Med utgangspunkt i problemstillinga, vert studieområdet avgrensa til å dekkje nedslagsfeltet til Bondhusvatnet (figur 2.2).

Bondhusdalen er kring 5,5 km lang og strekk seg frå den vesle bygda Sundal ved Maurangsfjorden i nord, til Bondhusbreen i søraust. Dalen har utprega U-form med bratte dalsider, relativt flat botn og mektige skredavsetjingar i overgangen mellom dalside og dalbotn (Simonsen, 1999). Bondhusdalen har sidan midten av 1800-talet vore eit populært turistmål og er i dag ein av dei mest besøkte innfallsportane til Folgefonna (Bakke et al., 2000; O. Bratland (Oppsynsmann Folgefonna Nasjonalpark), 2020, pers. med.). Om lag 3 km frå fjorden ligg Bondhusvatnet, ein proglasial innsjø demt opp av eit stort fjellskred i nordvest. Skredet vert kalla *Vassura* og har truleg losna kring toppane ved Husafjellet (1068 moh.) (Simonsen, 1999; Bakke et al., 2000). Bondhusvatnet ligg 187 moh. og har eit areal kring 0,6 km<sup>2</sup>.



Figur 2.2: Oversiktskart over studieområdet, avgrensa av nedslagsfeltet til Bondhusvatnet i Kvinnherad kommune. Kartet er utarbeida frå tilgjengeleg kartdata frå Kartverket (2020d).

Figur 2.2 syner at innsjøen i utgangspunktet får sediment og smeltevatn frå tre brearmar (Bondhusbreen, Brufossbreen og Pyttabreen), i tillegg til at fire elvar drenerer ut i innsjøen (Fonnelva, Pyttelva, Tverrelva og Krokrelva). Etter at Mauranger kraftverk starta opp i 1977, har alt smeltevatn frå Brufossbreen og ein del av smeltevatnet frå Bondhusbreen vorte ført ut av dreneringsområdet til Bondhusvatnet, gjennom eit subglasialt inntak under Bondhusbreen (kring 1000 moh.). Sedimentstudiar i for- og etterkant av kraftutbygginga, syner at Bondhusbreen åleine står for kring 90 % av sedimenttilførsla til Bondhusvatnet, og at reguleringa ikkje utgjorde noko vesentleg skilnad på sedimenttilførsla av suspendert materiale til Bondhusvatnet (Hooke et al., 1985; Østrem & Olsen, 1987; Olsen, 2006).

Bondhusbreen er ein bratt, nordvendt utløpar frå vestsida av Sørfonna, med totalt areal på 10,91 km<sup>2</sup> (Andreassen et al., 2012). Isrørsler målt i 1960-åra syner at Bondhusbreen bevegar seg svært raskt, ved toppen av brefallet er det målt ein hastigheit på 100-150 m i året (Nesje et al., 2004a).

Pyttabreen ligg sørvest for Bondhusbreen, og består av tre bretunger med eit totalareal kring 5,32 km<sup>2</sup> (Andreassen et al., 2012; Jackson & Ragulina, 2014). Sjølv om Pyttabreen har tre bretunger, er det den vestre, lengste bretunga som tradisjonelt har blitt kalla Pyttabreen (Rekstad, 1905; Bakke et al., 2005a; Simonsen, 1999; Furdal, 2010). I denne oppgåva er det naudsynt å skilje mellom dei tre bretungene. Dei vert difor omtala som vestre, austre og midtre Pyttabreen.

Den austre utløparen strekkjer seg mot søraustsida av Fynderdalshorga (1446 moh.) og er avgrensa frå Bondhusbreen i nordaust av ein rygg (1489 moh.). Ved brefronten ligg ein innsjø (markert med blå sirkel på figur 2.3). Vatnet er utan namn på Kartverket sine kart (Kartverket, 2020a), men vert i denne oppgåva kalla *Pyttavatnet*. Jackson & Ragulina (2014) har klassifisert Pyttavatnet som ein potensiell stad for jøkullaup i framtida, med eventuell drenering mot Bondhusvatnet (figur 2.3).

Den midtre bretunga av Pyttabreen ligg mellom Pyttahorga (1420 moh.) og Fynderdalshorga, og deler seg i to ved fronten. Framom breen ligg to innsjøar; Fossavatnet (1123 moh.) og Selnutvatnet (1049 moh.). Fronten til den vestre utløparen av Pyttabreen ligg 992 moh. og strekkjer seg til Pytten, den øvste delen av Fynderdalen. Smeltevatnet frå den vestlege bretunga drenerer med Pyttelva, gjennom Fynderdalen og vidare til Bondhusvatnet.

Fynderdalen vert i denne oppgåva definert til å strekkje seg frå Pytten ved fronten av den vestre Pyttabreen, til Pyttelva sitt utløp i Bondhusvatnet. Dalen er totalt kring 3,5 km lang, og midt i Fynderdalen ligg Fynderdalsvatnet, eit uregulert vatn med areal kring 0,1 km<sup>2</sup>. Fynderdalen er skildra som ein trong U-dal med bratte dalsider og flat dalbotn i øvre del, og ei bratt li mot Bondhusvatnet i nedre del (Simonsen, 1999; Bakke et al., 2000).



Figur 2.3: Dreneringsruta til eit eventuelt jøkullaup frå Pyttavatnet er markert med blå stipla linje. Jackson & Ragulina (2014) kartla Pyttavatnet som ein potensiell stad for jøkullaup i framtida, der smeltevatnet ville teke vegen til Bondhusvatnet via Fynderdalsvatnet. Kartet er modifisert frå 3D-kartet på norgeibilder.no (Kartverket, 2020c).

### 2.3 Klima kring Folgefonna

Klima representerer det typiske vêrmønsteret i eit område over ein lang tidsperiode. Det er vanleg å presentere klimastatistikk som «normalar» over periodar på 30 år og mykje brukte parametrar er nedbør, vind og temperatur. Klima og vêrsituasjon har svært mykje å seie for kva naturlege geologiske prosessar som er og har vore aktive, og er avgjerande for korleis breane utviklar seg (t.d. Blikra & Selvik, 1998; Nesje et al., 2008; Vasskog et al., 2011). Ei rekkje studiar har i tillegg vist at klimatilhøva har stor innverknad på danning av bredemte sjøar og at risikoen for jøkullaup aukar i periodar med store brefrontvariasjonar (Tweed & Russel, 1999; Carrick & Tweed, 2013; Zemp et al., 2015; Heckmann et al., 2016; Røthe et al., 2019a).

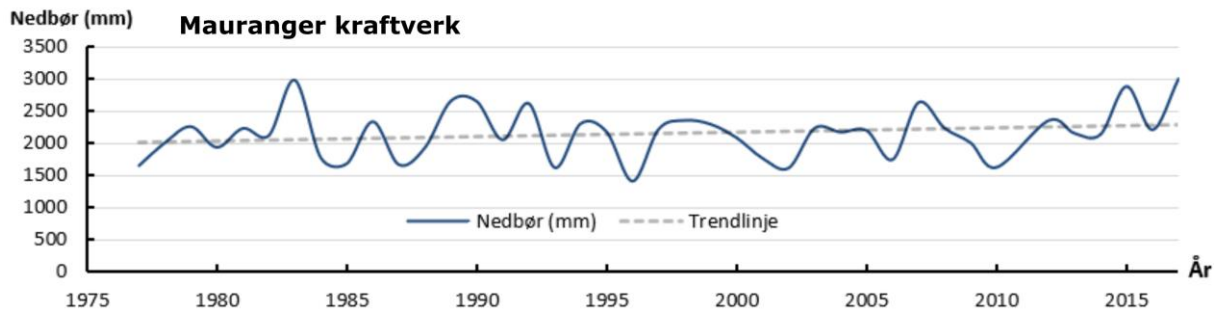
Den tydelege samanhengen mellom klima, bresmelting og auka fare for jøkullaup, gjer det viktig å ha kjennskap til paleoklimatiske forhold, tidlegare brevariasjonar og kjenneteikn ved klimaet i dag. Betre forståing av koplinga mellom jøkullaup og klimatiske faktorar er avgjerande for den framtidige utviklinga kring Folgefonna, ein viktig kunnskap med tanke på klimaprognosane for regionen.

### 2.3.1 Klima i dag

Klimasystemet kring Folgefonna er styrt av eit komplekst samspel mellom havet og atmosfæren. Varme havstraumar frå sør fører til at klimaet langs vestkysten av Noreg er langt mildare enn andre stadar på same breiddegrad (Broecker, 1991; Bakke et al., 2005b). Polarfronten, ofte lokalisert kring 60 °N, er ei frontsona der varme og fuktige luftmassar frå sør møter kald og tørr luft frå nord. Temperaturgradienten langs fronten genererer store lågtrykkssystem inn mot Norskekysten og gjev mykje nedbør og vind om vinteren (Utaaker, 2004). Vestavindsbeltet er eit permanent vindsystem som fraktar varm og fuktig luft over Atlanterhavet og inn mot Vestlandet. Vindsystemet er sterkt påverka av den Nordatlantiske Oscillasjonen (NAO), ein faktor som òg har stor innverknad på vintervêret på Vestlandet (Hurrell, 1995; Nesje et al., 2000; Hurrell et al., 2003; Bakke et al., 2005b). Folgefonna er klassifisert som ein temperert, maritim bre, der vinternedbør er ein viktigare faktor enn sommartemperatur i forhold til vekst og smelting (Bakke et al., 2005b; Bakke et al., 2008a). Brear som ligg lengre inne i landet, som aust i Jotunheimen, er derimot i større grad styrt av temperaturen gjennom sommarhalvåret (Nesje et al., 2000). Nærleiken til havet, påverknaden frå NAO, vind frå vest og Polarfronten sin posisjon er avgjerande for at Folgefonna kan eksistere og fører til at klimaet her vert definert som maritimt og temperert (Peel et al., 2007; Bakke et al., 2008a).

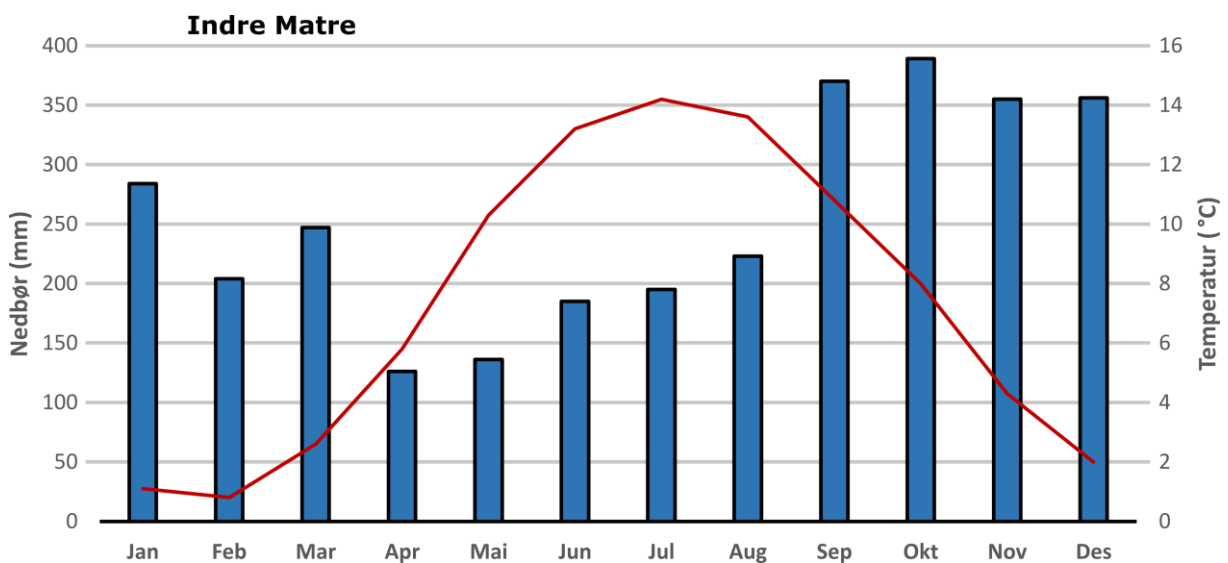
Luftmassane som kjem inn mot Folgefonna frå vest vert pressa oppover i møte med fjellplatået kring breen. Med aukande høgd over havet vert luftmassane kjølt ned, noko som resulterer i orografisk forsterka frontnedbør på vestsida av breen. Områda aust for det høgaste punktet på Folgefonna ligg i større grad i «regnskuggen» og har tydeleg lågare nedbørmengder per år (Bakke, 2004). Det er vist at nedbørsrata aukar med kring 8 % per 100 høgdemeter, som gjer det mogeleg å rekne ut nedbørsrata kring Folgefonna (Haakensen, 1989; Laumann & Reeh, 1993). Den totale årlege nedbøren på toppen av breen er kalkulert til å vera opp mot 5500 mm, kring dobbelt så mykje som i Bergen (Tvede, 2008). Folgefonnhalvøya si nedbørsrike plassering er stadfesta ved at den norske rekorden for nedbør i løpet av eitt døgn vart målt ved målestasjonen i Indre Matre, sør på halvøya. I løpet av nedbørsdøgnet 26. november 1940 viste målebegeret 229,6 mm nedbør, men vatnet hadde runne over kanten på målaren slik at den faktiske nedbøren var endå høgare (Skaar, 2004).

På Bondhus målestasjon (37 moh.) i Sundal sentrum vart det henta inn nedbørsmålingar i tidsrommet 1895-1976. Måleserien syner store årlege nedbørsvariasjonar, frå i overkant av 1000 mm (i 1915 og 1960) til over 3000 mm nedbør i 1921. Mauranger kraftverk (33 moh.) overtok nedbørsmålingane i 1977. Måleserien frå 1977 til 2017 syner ein svak auke i årsnedbør frå 2000 til 2400 mm/år samt store årlege variasjonar (figur 2.4). ). I tillegg til nedbørsmålingane nær fjorden, har Statkraft sidan mai i 1980 gjort daglege målingar av vasstand og vassføring ved Fynderdalsvatnet (NVE, 2021).



Figur 2.4: Årsnedbør fra målestasjonen ved Mauranger Kraftverk (33 moh.) i tidsrommet 1977-2017. Trendlinja (stipla grå) syner at årsnedbøren har auka frå 2000 mm/ år til 2400 mm/ år i løpet av perioden som er dekkja av datasettet. Data er lasta ned frå Meteorologisk institutt (2020).

Breen si kystnære plassering fører til relativt små variasjon mellom sommar- og vintertemperaturar kring Folgefonna. Få temperaturmålestasjonar i nærleiken av Bondhusdalen fører til at nøyaktige temperaturmålingar frå studieområdet ikkje er tilgjengeleg. Nedbør- og temperaturmålingar frå Indre Matre målestasjon, sør på Folgefonnhalvøya vert difor presentert (figur 2.5). I perioden 1961-1990 var gjennomsnittstemperaturen mellom 7 og 8 °C, med februar som den kaldaste og juli som varmaste månad.



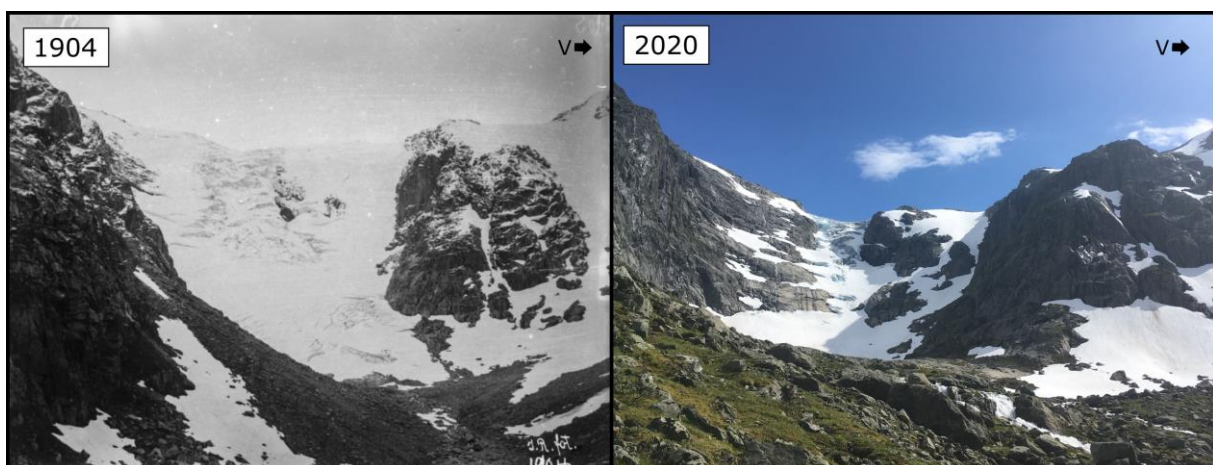
Figur 2.5: Temperatur- og nedbørdata frå målestasjonen i Indre Matre for normalen 1961-1990. Søylen syner normalverdiar for nedbør og linja syner temperatur for perioden. Data er lasta ned frå meteorologisk institutt (2020).

### 2.3.2 Klima- og brevariasjonar gjennom holocen

Ei rekkje studiar frå norske brear syner store klimavariasjonar gjennom holocen (t.d. Nesje et al., 1991; Matthews & Karlén, 1992; Dahl & Nesje, 1994; Bakke et al., 2005a, b; Nesje, 2009). Fyrste del av perioden var generelt prega av bresmelting, men mindre framstøyt grunna kortvarige klimavariasjonar er vist på enkelte brear (Bakke et al., 2005b; Nesje et al., 2008). Nordfonna hadde tre periodar med breframstøyt i tidleg holocen, før heile breen smelta vekk kring 9600 kal. år BP

(Bakke et al., 2005a,b). Sedimentkjerner frå proglasiale vatn kring Nordfonna syner teikn til nydanning av breen for 5200 år sidan, men ein brestorleik lik Nordfonna i dag vart først nådd kring 2300 kal. år BP. Sedimentstudiane tyder på høgfrekvente brevariasjonar fram til i dag, der breen gjorde særleg store framstøyt 2200, 1600 og 1050 kal. år BP (Bakke et al., 2005a,b). Pollen- og makrofossilanalysar frå innsjøsediment i Matre, sør på Folgefonnhalvøya, har i kombinasjon med ELA-variasjonar på Nordfonna (Bakke et al., 2005a,b) danna grunnlag for rekonstruksjon av julitemperaturar og vinternedbør kring Folgefonna. Studien syner at klimaet var kaldt og tørt i fyrste del av holocen (11 500 – 8000 kal. år BP) før nedbørsmengdene auka og sommartemperaturen steig med 1,5-2 °C fram mot år 4000 før notid. Dei siste 4000 åra har både vinternedbør og sommartemperatur minka gradvis, med store variasjonar særleg i løpet av dei siste 500 åra (Bjune et al., 2005).

Det neoglasiale maksimumet på Folgefonna var under LIA (1400-1930 kal år AD), ein kuldeperiode forårsaka av kalde somrar og auka vinternedbør (Nesje & Dahl, 2003; Bakke et al., 2005b). Lichenometriske dateringar frå ulike brearmar syner at Folgefonna gjorde fleire framstøyt under LIA, og at maksimalutbreiinga ikkje var synkron over heile breen (Tvede, 1972; Furdal, 2010). Under LIA er det funne fire periodar med brevekst kring Folgefonna; kring 1750, kring 1800, 1870-1900 og 1910-1930 (Furdal, 2010). Etter maksimalutbreiinga under LIA har Folgefonna gått vesentleg tilbake, med unnatak av mindre framstøyt i 1960-1970-åra og på 1990-talet (Nesje et al., 2008; Robson, 2012). Folgefonna har etter den tid hatt ein generelt tilbaketrekkjande trend (Nesje et al., 2008; NVE, 2020a). Etter tusenårsskiftet har breen trekt seg raskt tilbake, mellom anna syner målingar frå NVE at fronten på Gråfjellsbreen nordvest på Sørfonna har gått kring 1 km tilbake sidan 2002 og 254 m berre sidan 2017 (NVE, 2020a). Figur 2.6 syner at den vestre Pyttabreen tydeleg har minka i perioden frå 1904 til 2010.



Figur 2.6: Til venstre: Eldre fotografi av vestre Pyttabreen, datert 24. juni 1904. Foto: John B. Rekstad (Rekstad, 1905). Til høgre: Bilete frå Pyttabreen, 26. juni 2020. Foto: Ingebjørg Haugland.



### 2.3.3 Klimaprognosar for Hordaland

I rapporten *Klimaprofil Hordaland*, gjeve ut av Norsk Klimaservicesenter (2016), er klimaendringar og klimautfordringar for framtida i Hordaland presentert. Rapporten set særleg fokus på prognosar for slutten av hundreåret (2071-2100-normalen) med referanse til 1971-2100-normalen, og er meint som eit kunnskapsgrunnlag for avgjersler om framtida. Ifølgje rapporten er det venta at årstemperaturen for regionen skal stige med kring 4 °C fram mot år 2100. Temperaturen er kalkulert til å stige mest om hausten og vinteren, og mindre gjennom sommarhalvåret (kring 3,5 °C). I tillegg til temperaturstigning syner klimamodellane aukande nedbørsmengder over Hordaland. Prognosar syner at den årlege nedbøren kjem til å stige med 15 % om hausten og vinteren og kring 10 % om våren og sommaren. Nedbørsauken er rekna til å verte størst langs kysten, medan fleire og hyppigare episodar med kraftig nedbør er venta over heile regionen. I samband med aukande nedbør, er det venta meir snø i høgareliggjande fjellområde mot midten av hundreåret. Lågare område nær kysten vil oppleve vesentleg reduserte snømengder, eller år med svært lite eller ingen nedbør i form av snø. Vidare fram mot år 2100 er det venta reduserte snømengder over heile regionen, kanskje med unnatak av einskilde område høgt til fjells. Klimamodellane syner liten eller inga endring i vindtilhøva i løpet av dette hundreåret, men det er stor uvisse i utrekningane knytt til vind (Norsk klimaservicesenter, 2016).

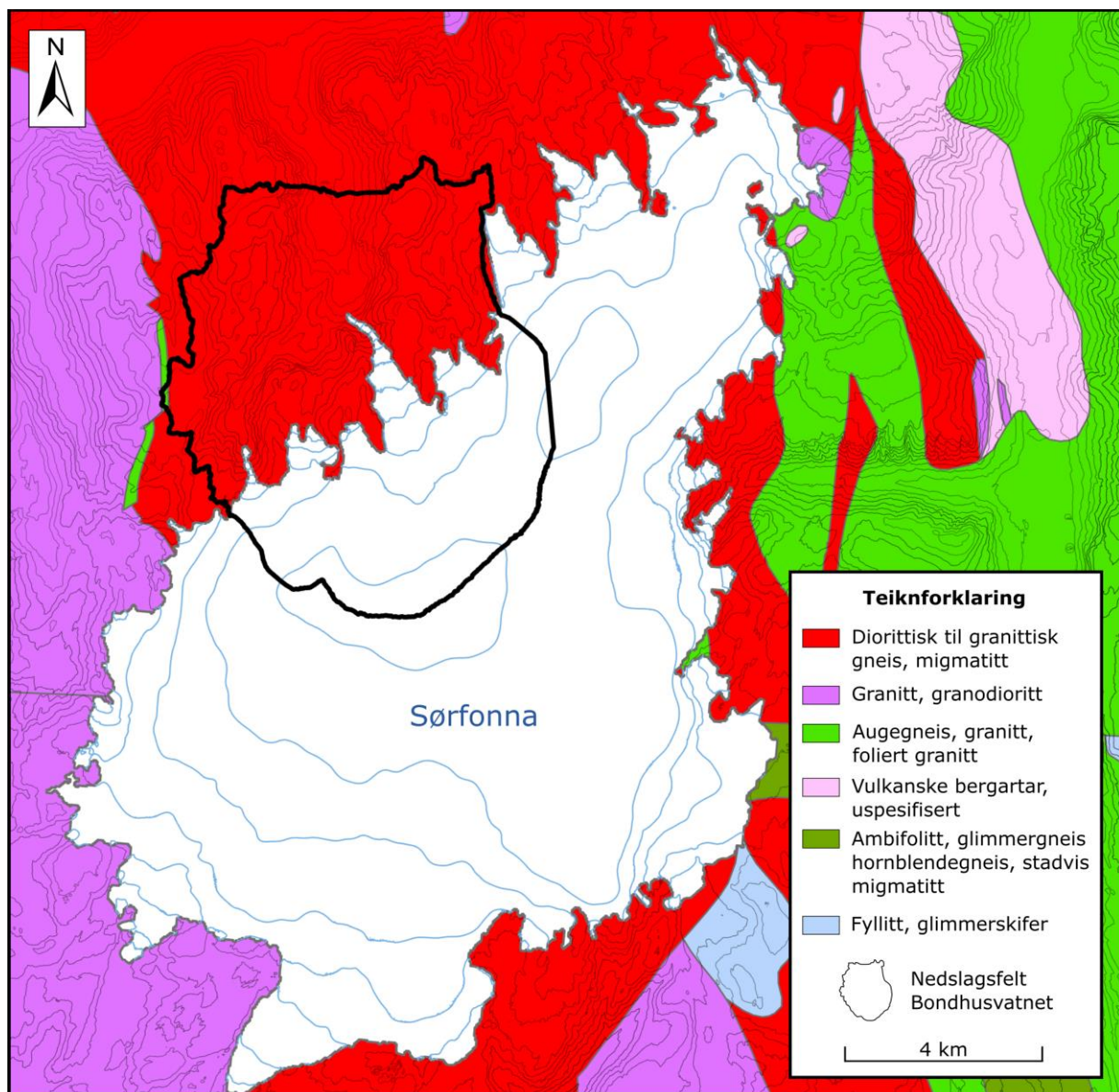
## 2.4 Geologi

Perioden kvartær utgjer dei siste 2,6 millionar åra av jorda si historie og er kjenneteikna av svingingar mellom istider og mellomistider (t.d. Head et al., 2008). Den siste istida, weichsel, byrja for om lag 115 000 år sidan, før den noverande varmeperioden holocen overtok kring 11 700 kal. år BP. Isen har forma landskapet og danna relieffet gjennom ei rekkje istider, men grunnlaget for landskapet var lagt lenge før kvartær. Svake soner i berggrunnen, som sprekker, forkastingar og mjuke bergartar, la føringar for fluviale prosessar og seinare glasial erosjon (Holtedahl, 1967; Nesje et al., 1992; Aarseth, 2004b). Lausmassedekket er derimot eit resultat av førre istid og holocen. For å kunne svare på problemstillinga, og gjere ein best mogeleg sedimentanalyse frå studieområdet, er det heilt avgjerande med kunnskap om berggrunnen og lausmassane i nedslagsfeltet. Gode kvartærgeologiske undersøkingar krev òg kunnskap om isen si utbreiing og deglasiasjonen i Hardangerfjorden.

### 2.4.1 Berggrunn

Berggrunnen på Folgefonnhalvøya er i hovudsak bygd opp av tre ulike lag som ligg over kvarandre; grunnfjell, fyllitt og skyvedekke. Bergartar frå skyvedekke, er ifølgje Fossen (2004) erodert bort, og ikkje lenger å finna kring Folgefonna. Fyllitt er ein bergart som vert danna under havnivå, men forvitrar lett og er berre verna få stadar på Folgefonnhalvøya (Fossen, 2004). Sidan dei to øvste laga er slipt ned over store delar av Folgefonnhalvøya, er det i dag grunnfjellsbergartar som dominerer.

Grunnfjellet er bygd opp av sedimentære og vulkanske bergartar som vart avsett for meir enn 1250 millionar år sidan. To orogener, den svekonorvegiske fjellkjededanninga (1200-900 millionar år sidan) og den kaledonske fjellkjededanninga (600-400 millionar år sidan), resulterte i at ein stor del av dei sedimentære bergartane vart utsett for metamorfose. Berggrunnen kring Sørfonna består difor i hovudsak av vulkanske og metamorfe bergartar (Fossen & Hurich, 2005). I etterkant av den kaledonske fjellkjededanninga førte tyngdekrafta til at fjellrekkja kollapsa, og ei rekkje strukturelle svake soner vart danna i berggrunnen. Den post-orogene kollapsen la mellom anna grunnlaget for forkastingssona som seinare vart til Hardangerfjorden, og den nordvest-søraust-orienterte sprekkessona mellom Bondhusbreen og Bondhusvatnet (Aarseth, 2004a; Fossen & Hurich, 2005).



Figur 2.7: Berggrunnskart over området kring Sørfonna. Studieområdet, avgrensa av nedslagsfeltet til Bondhusvatnet, er markert med svart. Kartet er utarbeida i ArcMap, basert på data frå NGU sin nasjonale berggrunnsdatabase (NGU, 2020). Høgdekotar med 100 m ekvidistanse er generert frå ein DTM med 10 m oppløysing (Kartverket, 2020b) og brededata er henta frå NGU (bredatalag (1999-2006)).

Figur 2.7 syner at litologien i studieområdet er svært homogen, då bergarten migmatitt dominerer heile nedslagsfeltet til Bondhusvatnet. Migmatitt er ein sterkt omdanna gneis som er vanleg å finne på Folgefonnhalvøya. Analysar av glasifluviale sediment frå ein terrasse ved Sundal syner at dei vanlegaste minerala i området er kvarts og feltspat. Terrassen som vart nytta i analysane er danna av smeltevatn frå Bondhuselva, og den er difor representativ for berggrunnsgeologien i nedslagsfeltet til Bondhusvatnet (Larsen, 1987).

#### **2.4.2 Deglasiasjonen i Hardangerfjorden**

Innlandsisen i Skandinavia gjorde fleire framstøyt gjennom weichsel, og hadde si største utbreiing i LGM (Last Glacial Maximum), mot slutten av glasialen for kring 20 000 år sidan (Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2016). Under LGM strekte isdekket seg over store delar av landområda i Nord-Europa og Nord-Amerika (Clark et al., 2009; Hughes et al., 2016), og fleire studiar har konkludert med at området kring Hardangerfjorden var dekkja av is (Undås, 1944; Holtedahl, 1975; Regnéll, 2020). Etter LGM smelta brefronten tilbake, isen vart tynnare og fjelltoppar byrja å stikke opp som nunatakar. Estimat frå Regnéll (2020) syner at Ulvanåso og Melderskin, fjelltoppar på over 1200 moh. sørvest på Folgefonnhalvøya, smelta ut som nunatakar like etter LGM. Dei ytre delane av Hardangerfjorden vart isfrie først i bølling, for kring 14 500 år sidan (Mangerud et al., 2013).

Kortvarige klimavariasjonar gjennom deglasiasjonen førte til fleire breframstøyt i den generelle tilbaketrekkinga. Den siste store framstøyten kom heilt mot slutten av yngre dryas, ein kuldeperiode som varte frå 12 800-11 600 kal. år BP (Mangerud, 2021). Under yngre dryas-framstøyten rykte brefronten kring 60 km framover, frå inst i Hardangerfjorden til Halsnøy i ytre Hardanger, der Halsnøymorenen vart avsett for kring 11 700 år sidan (Follestad, 1972; Lohne et al., 2012; Mangerud et al., 2016). Ved starten av preboreal trakk breen seg raskt tilbake ved kalving i den djupe Hardangerfjorden (Follestad, 1972; Holtedahl, 1975; Lohne et al., 2012). Mangerud et al. (2013) har vist at brefronten bevega seg kring 120 km innover fjorden i løpet av 500 år, noko som gjev ei tilbaketrekkingssrate på rundt 240 m i året.

## 2.5 Tidlegare relevant arbeid i Bondhusdalen

Bondhusdalen har gjennom mange år vore eit populært reisemål, både for turistar og vitskapsfolk. Frå 1830 åra kom turistar frå utlandet for å oppleva breen og landskapet, og turisme vart ei viktig næring for bygda Sundal. Det vart òg starta opp vitskapleg arbeid i Bondhusdalen, i form av fotografering og lengdemålingar av Bondhusbreen. Knud Knudsen tok fleire bilete av Bondhusbreen i perioden 1860-1890, eit arbeid som i dag utgjer verdifull dokumentasjon av tidlegare breutbreiing. Statsgeolog Johan Rekstad tok òg mange bilete av naturen kring Folgefonna, og gav i 1905 ut ein artikkel med topografisk skildring av nokre av brearmene. Artikkelen inneheldt mellom anna fotografi frå Bondhusbreen og Pyttabreen, datert 1904. Rekstad starta i tillegg opp lengdemålingar på Bondhusbreen i 1902 (Rekstad, 1905; Tvede, 1972; Bakke et al., 2000).

I 1975 starta Statkraft eit prosjekt med mål om å nytte subglasialt smeltevatn frå Bondhusbreen til produksjon av elektrisk kraft. Prosjektet gav høve til interessante glasiologiske undersøkingar på undersida av 160 m tjukk is (Hagen et al., 1993). Østrem & Olsen (1987) gjorde proglasiale undersøkingar i Bondhusvatnet og freista å rekne ut årleg sedimenttransport frå Bondhusbreen i samband med planlegging og dimensjonering av eit sedimentkammer til det subglasiale inntaket under Bondhusbreen. Under feltarbeid i 1974 vart seks sedimentkjernar henta inn og analysert. For å studere verknadane av kraftutbygginga og endringa i sedimenttilførsle, vart det i 2004 og 2005 teke opp ytterlegare 18 korte sedimentkjernar (13-35 cm) frå Bondhusvatnet (Olsen, 2006). Resultata frå sedimentstudiane vert drøfta og samanlikna med innsjøsedimentstudien i denne oppgåva i kapittel 6.

I 2005 vart Folgefonna Nasjonalpark oppretta for å verne det tilnærma urørte naturområdet på og kring breen (Miljødirektoratet, 2020). I samband med etableringa av nasjonalparken vart åtte dalføre kring Folgefonna kartlagt og verdivurdert med omsyn til kvartærgeologi og geomorfologi. Bondhusdalen og Fynderdalen inngjekk som ein dal i prosjektet, og det vart utarbeida eit enkelt kvartærgeologisk kart (Bakke et al., 2000).

Fleire studentar frå UiB har skriva masteroppgåver retta mot prosessar i Bondhusdalen og utviklinga av Bondhusbreen og Pyttabreen. Simonsen (1999) studerte Bondhusbreen sine variasjonar gjennom holocen ved hjelp av lichenometri og ein sedimentkerne frå Bondhusvatnet. I tillegg inneheldt oppgåva kartlegging av lausmassar i Bondhusdalen og forsøk på datering av fleire fjellskred. I Furdal (2010) vart brefluktuasjonar under LIA ved 11 brearmar kring Folgefonna kartlagt, mellom anna ved Pyttabreen og Bondhusbreen. Roald (2010) gjorde i si masteroppgåve eit estimat av holocene erosjonsratar utifrå georadarundersøkingar på Bondhusvatnet.

### 3 Bredemte sjøar og jøkullaup

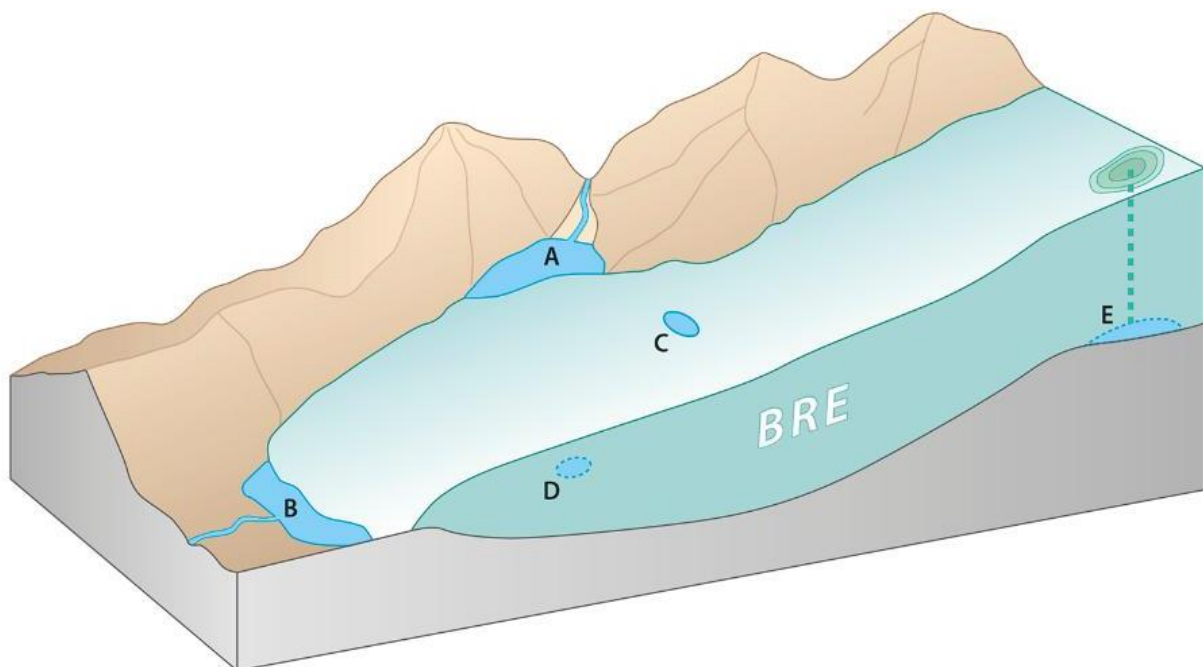
Kapitlet inneheld ein kort introduksjon til bredemte sjøar, jøkullaup og andre sentrale omgrep som vert nytta i oppgåva. Vidare vert historiske tappingar av bredemte sjøar ved Folgefonna presentert og innsjøsediment som paleoarkiv for jøkullaupshendingar introdusert.

#### 3.1 Introduksjon til bredemte sjøar, jøkullaup og andre sentrale omgrep

Omgrepet *proglasial innsjø* vert nytta om eit vatn som ligg ved eller nedstrøms ein bre, og som får tilført smeltevatn frå breen. Proglasiale innsjøar kan klassifiserast etter posisjon i forhold til breen, der *distale* sjøar ligg skild frå isen medan *iskontaktssjøar* ligg inntil breen (Ashley, 2002; Carrivick & Tweed, 2013). Etter denne inndelinga er både Bondhusvatnet og Fynderdalsvatnet distale sjøar, men samleomgrepet proglasiale innsjøar vert nytta i teksten.

Ein bredemt sjø vert definert som ei vesentleg mengd av stillestående vatn, lokalisert i, på, under eller langs kanten av ein isbre, og som eksisterer på grunn av ein demning av breis (Tweed & Russel, 1999). Bredemte sjøar kan vidare klassifiserast som subglasiale, englasiale, supraglasiale eller ismarginale (figur 3.1). Ismarginale sjøar kan òg demmast opp på andre måtar enn ved breen, både av topografien kring breen og av snøskred (Walder & Fountain, 1997; Tweed & Russel, 1999).

Proglasiale innsjøar som er demt opp av moreneryggar avsett av breen, vert kalla *morenedemte sjøar*.



Figur 3.1: Konseptskisse av ulike typar bre- og morenedemte innsjøar. Ismarginale sjøar ligg langs kanten av breen, og kan mellom anna bli danna ved at breen demmer opp vatn frå ei elv i ein sidedal (A). Morenedemte sjøar er demt opp av ein morenerygg framom breen (B). Innsjøar som vert danna oppå breen kallast supraglasiale (C) og vasskroppar isolerte i breen englasiale innsjøar (D). Subglasiale sjøar (E) oppstår når vatn samlast under isen på grunn av topografiske variasjonar. Figuren er henta frå Bakke & Røthe (2018).

Kring dei norske breane finn vi i hovudsak ismarginale, subglasiale eller morenedemte innsjøar, medan supra- og englasiale sjøar er vanlegast i polare strok der bresålen er frose fast til bakken (Tweed & Russel, 1999; Jackson & Ragulina, 2014). Bredemte sjøar er i dag dokumentert i dei aller fleste breområda i verda, med unnatak av Antarktis og Arktis der det har vore lite forskning på bredemte vatn. Det er likevel rekna med at det òg er bredemte sjøar i polområda, då kaldbasert is fungerer som ein svært effektiv demning (Tweed & Russel, 1999).

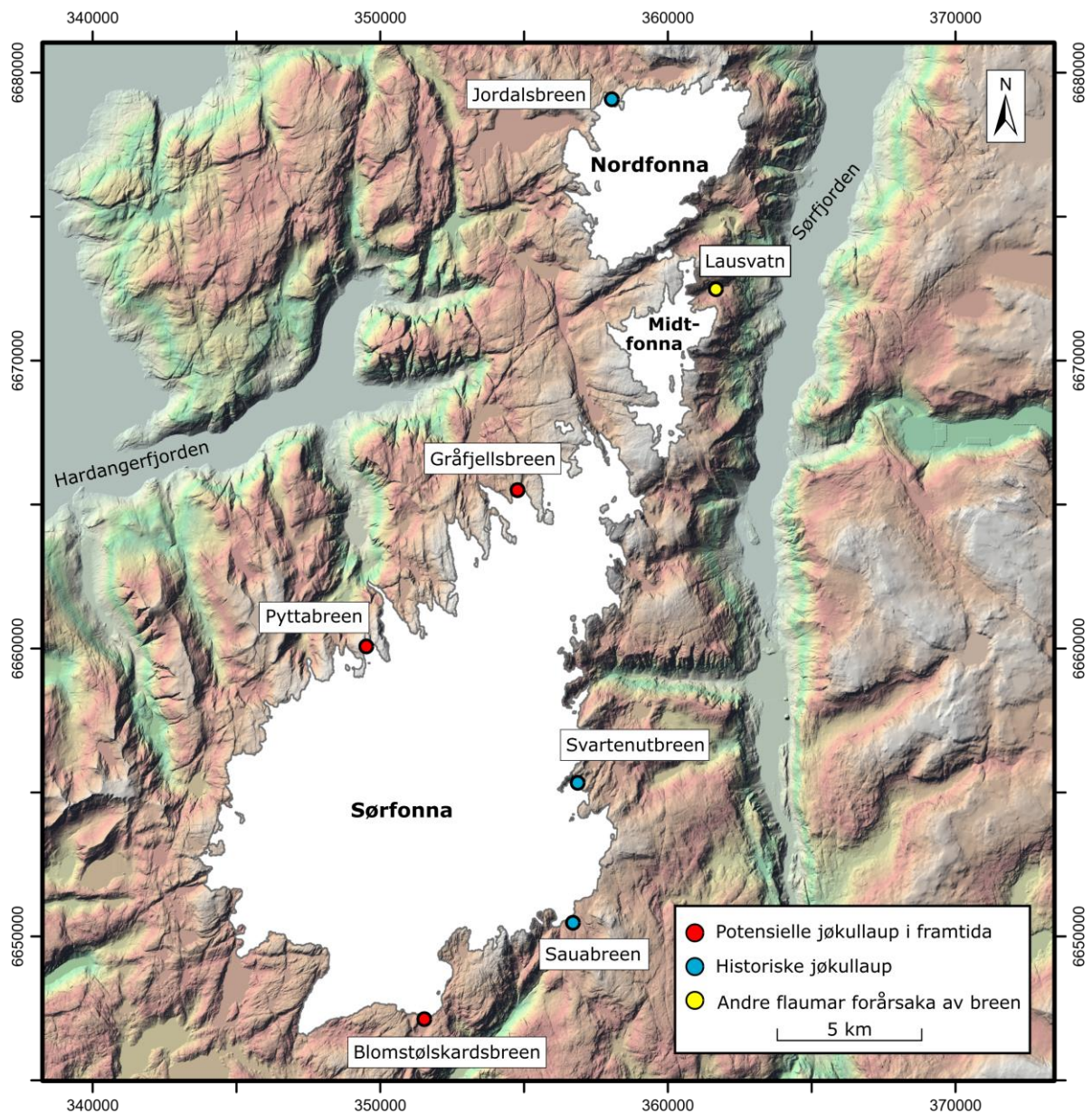
Omgrepet *jøkullaup* er eit islandsk ord som opphavelig vart nytta om brå tappingar av smeltevatn frå Vatnajökull, i samband med subglasial smelting grunna vulkansk aktivitet under breen. Omgrepet har med tida vorte nytta meir generelt, om brå tappingar av smeltevatn frå bredemte sjøar (Tweed & Russel, 1999). Akronymet GLOF (*Glacier Lake Outburst Flood*) er mykje brukt i litteraturen i om lag same tyding som *jøkullaup*, men omgrepet inkluderer alle brå tappingar av vatn frå glasiale område, ikkje berre frå bredemte sjøar. Skiljet mellom *jøkullaup* og GLOF er ikkje nødvendigvis ein fast definisjon. NVE nyttar til dømes *jøkullaup* om plutslege flaumar frå både bre- og morenedemte sjøar (NVE, 2021). I denne oppgåva vert derimot *jøkullaup* konsekvent nytta om tappingar av bredemte sjøar, og GLOF som eit samleomgrep om alle brå tappingar frå glasiale område.

Utløysingsmekanismar for *jøkullaup* varierer utifrå særdrag og topografi kring ulike bredemte sjøar. Døme på utløysingsmekanismar er seismisk- og vulkansk aktivitet, stigande vasstand, *glen mekanismen*, brot i demninga som stengjer for drenering, hevertprinsippet (om innsjøen er kopla til breen sitt interne dreneringsnettverk) og flotasjon. Sistnemnde er basert på tettleiksskilnaden mellom vatn og is, slik at når innsjøen er djup nok til at den hydrostatiske krafta kan lyfte opp isen, vil vatnet bli tappa på undersida av breen (Tweed & Russel, 1999 med referansar; Røthe et al., 2019). Eit *jøkullaup* kan drenere på fleire måtar, men den klassiske skildringa er basert på drenering i subglasiale kanalar som utvidar seg ved termisk oppvarming (Nye, 1976; Spring & Hutter, 1982; Björnson, 1992). Dreneringsprosessen er styrt av fleire faktorar der først og fremst vassstemperatur og volum spelar ei viktig rolle. Trykk frå overliggjande is, friksjon i tunnelen og den hydrauliske gradienten er andre faktorar som påverkar dreneringsprosessen (Clarke, 1982).

Drenering gjennom subglasiale kanalar har vist seg å vera den vanlegaste dreneringsmåten under norske *jøkullaup*, med utløysing på grunn av redusert stabilitet i isen som stengjer vassføringa (Engeset et al., 2005; Xu et al., 2015). GLOF-hendingar, til dømes frå Midtdalsbreen på Hardangerjøkulen og Supphellebreen på Jostedalbreen, har skjedd på grunn av brot i morenedemningen framom innsjøane (Jackson & Ragulina, 2014). Utløysing og drenering av *jøkullaup* er ikkje avgrensa til dei mekanismane som er nemnt her, men detaljar knytt til rask drenering av innsjøar er ikkje fullt forstått (Carrivick et al., 2017) og vert ikkje diskutert i større detalj.

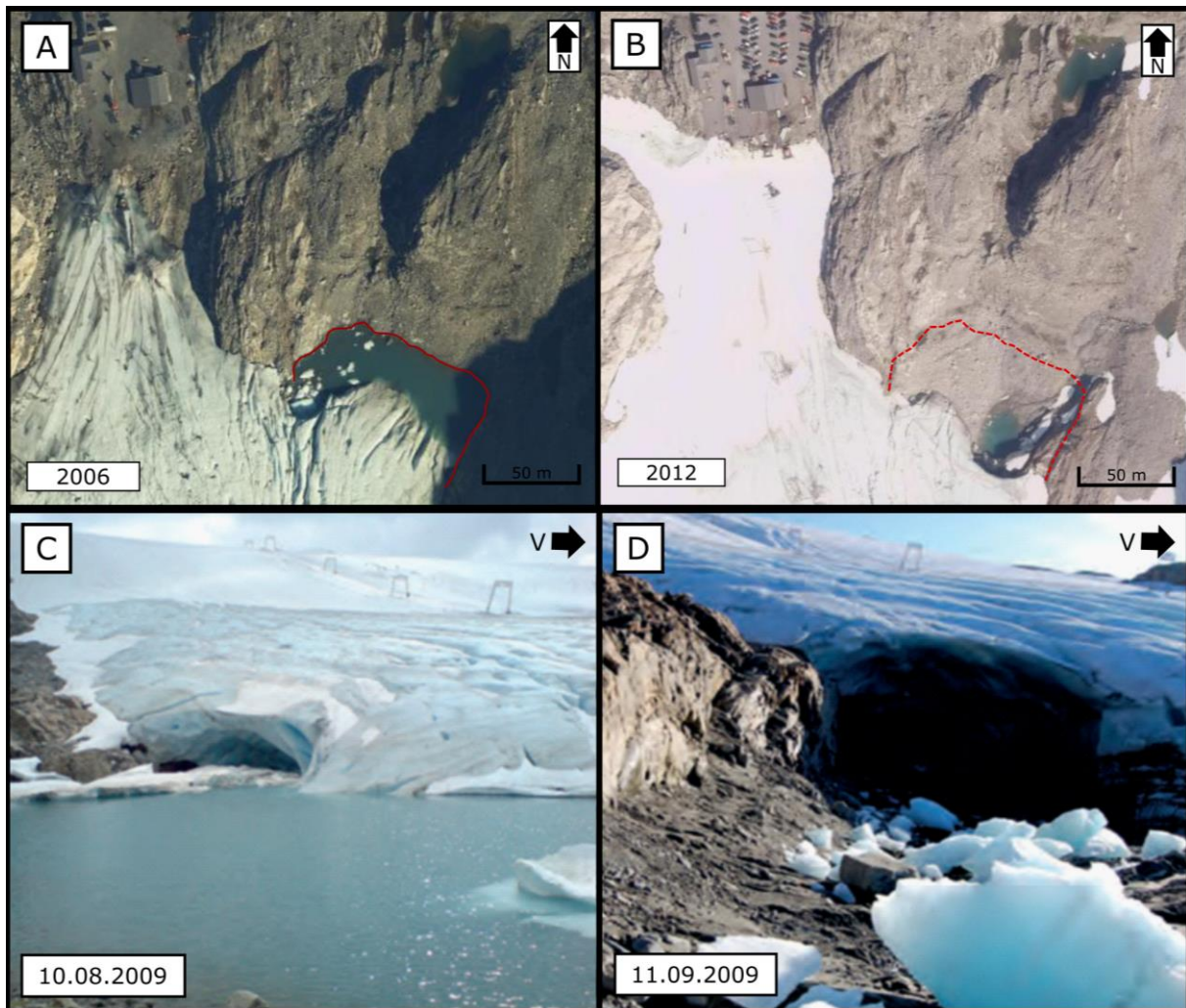
### 3.2 Jøkullaup frå Folgefonna

Gjennom historisk tid er det registrert jøkullaup frå tre brearmar kring Folgefonna: Jordalsbreen, Svartenutbreen og Sauabreen (figur 3.2). NVE har òg markert fleire proglasiale innsjøar som lokalitetar der det er potensiale for jøkullaup i framtida (Jackson & Ragulina, 2014). I tillegg til Pyttvatnet som vert studert i denne oppgåva, ligg det eit vatn utan namn ved den austre utløparen av Gråfjellsbreen, nordvest på Sørfonna. Innsjøen ved Gråfjellsbreen er danna som eit resultat av at brefronten har smelta fleire hundre meter tilbake det siste tiåret (Jackson & Ragulina, 2014; NVE, 2020). På austsida av Blomstølskardsbreen i sør, ligg òg fleire innsjøar som kan føre til jøkullaup, men tapping av desse vil drenere rett inn i SKL sitt nettverk av krafttunnelar (Jackson & Ragulina, 2014).



Figur 3.2: Oversiktskart over historiske jøkullaup, potensielle framtidige jøkullaup og andre breflaumar frå Folgefonna. Kartet er utarbeida i ArcGIS Pro frå ein DTM med 10 m oppløysing (Kartverket, 2020b) og bredata (1999-2006) frå NVE (2020b).

Det siste kjende jøkullaupet frå Folgefonna skjedde 12. september 2009, då ein bredemt innsjø (1199 moh.) ved Sommarskisenteret i Jondal, på nordvestsida av Nordfonna, forsvann i løpet av natta (figur 3.3). Vassøyla steig og lyfta opp isen, slik at vatnet strøymde ut av innsjøen og vidare med elva nedover mot fjorden. Det er estimert at om lag 11 millionar liter rann ut av innsjøen og forsvann under breen i løpet av få timar (Jackson & Ragulina, 2014; Bakke & Røthe, 2018).



Figur 3.3: Flybilette av brefronten ved Jordalsbreen frå 2006 (A) og 2012 (B), henta frå norgebilder.no (Kartverket, 2020c). Den raude linja representerer strandlina til den bredemte sjøen som vart tappa i september 2009. Bilette C og D er teke av den same innsjøen, høvesvis før og etter tappinga. På grunn av at vatnet var borte, er bilette D teke nærare breportalen enn C. Foto: Åsmund Bakke.

Frå ein bredemt sjø ved Svartenutbreen, på austsida av Sørffonna, er det registrert to jøkullaup i historisk tid. I 2002 observerte gardbrukarar høge drønn og auka slam i breelva, og Kjøllmoen (2004) slår fast at hendinga skreiv seg frå tapping av ein bredemt sjø. Ei liknande hending vart observert på 1970- eller 80-talet (Bakke & Røthe, 2018; Røthe et al., 2019a). Røthe et al. (2019a) studerte innsjøsediment i Buarvatnet nedstrøms Svartenutbreen, og nytta dei to historiske jøkullaupa til å identifisere ytterlegare 12 jøkullaup frå Svartenutbreen gjennom holocen.



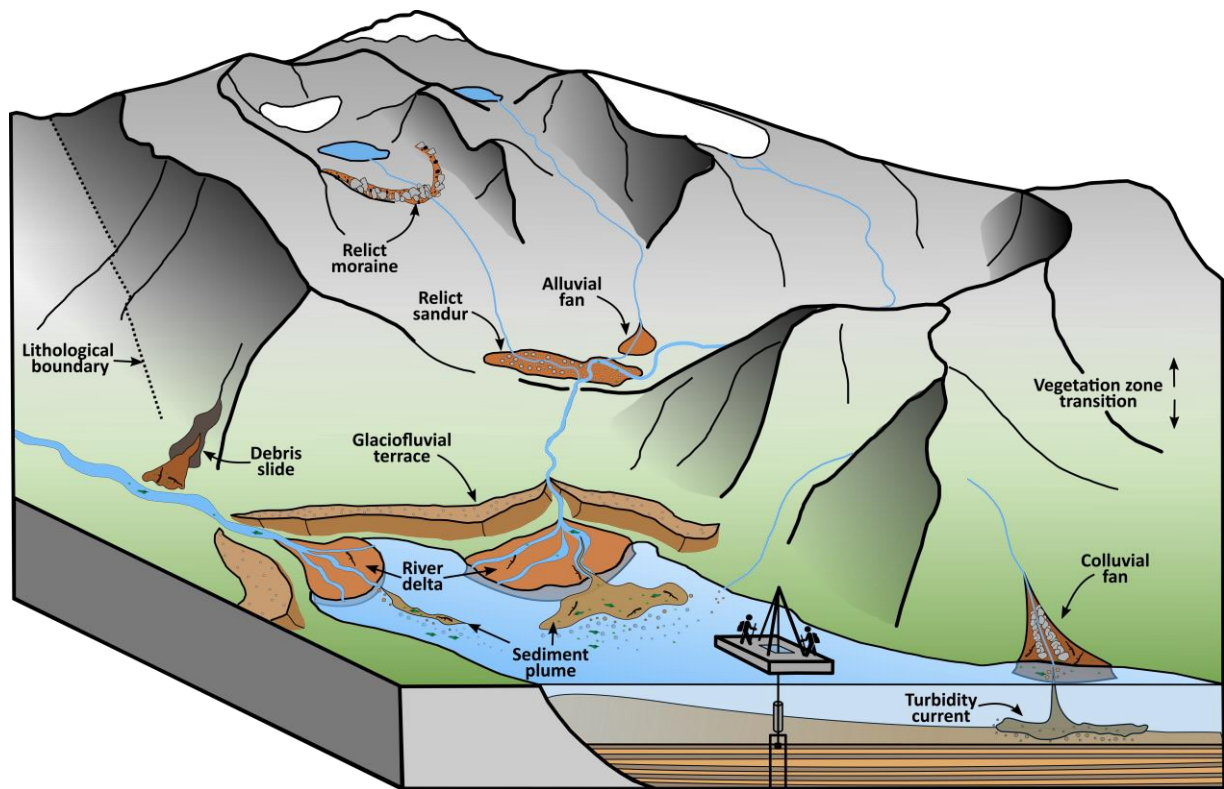
Den vesle, veglause bygda Mosnes ved Åkrafjorden, har ved fleire høve vorte utsett for jøkullaup frå breen. Sauabreen søraust på Sørfonna byrja å trekkje seg tilbake i 1930-åra, noko som resulterte i fleire jøkullaup mot Mosnes, ein distanse på over 15 km. Liestøl (1956) rapporterer om tre store jøkullaup som råka bygda i 1938, 1944 og 1948. Hendinga i 1938 førte til store skadar der fleire hus vart øydelagde. To nye tappingar i 1944 og 1948 var av liknande storleik, men skadeomfanget var mindre. Den siste store bresjøtappinga fann stad i 1962, og var så kraftig at bygda meir eller mindre vart heilt øydelagt. Ein stor del av den dyrka marka vart øydelagt av vatnet og innbyggjarane fekk stønad frå Staten til å forlate heimane og slå seg ned ein anna stad (Tvede, 1989; Jackson & Ragulina 2014). Frå innsjøen framom Sauabreen er det registrert tappingar i løpet av dei seinare åra, men med langt mindre vassmengder og skadeomfang enn på 1960-talet (Bakke & Røthe, 2018).

Lausvatn, ein innsjø nordaust for Midttonna, har det ved fleire høve ført til brå smeltevassflaumar mot bygda Digranes i Sørnfjorden. I 1742 kalva breen ned i vatnet, og ei flodbølge slo over kanten og nedover lia mot fjorden. Ingen liv gjekk tapt, men det meste av innmarka vart øydelagt. I 1849 kom ein ny flaum nedover mot gardane på Digranes, denne gongen på grunn av eit snøskred som gjekk over utløpet, og demte opp Lausvatn. Då demninga brast fløynde ei blanding av vatn og snø nedover mot fjorden og øydela hus, skog og dyrka mark (Bakke et al., 2008b). I februar 1943 kalva breen igjen ned i Lausvatn, og ei sørpe av vatn, snø og lausmassar raste mot fjorden. Hendinga vert omtala som "Storskreda på Digranes". Katastrofen knuste skulehuset til pinneved og maltrakterte kassafabrikken i løpet av få minutt (Gravdal & Melkeraaen, 1993). Flaumhendingane frå Lausvatn kan etter definisjonen (kap. 3.1) ikkje klassifiserast som jøkullaup, men som GLOF-hendingar.

### **3.3 Innsjøsediment som arkiv for jøkullaup**

Kunnskap om klimavariabilitet frå fortida er ei viktig kjelde til å forstå korleis prosessar på jordoverflata responderer på klimaendringar. Brear er særskild godt eigna som klimaindikatorar, då dei er høgsensitive for variasjonar i nedbør og temperatur (Oerlemans, 2005). Episodiske hendingar som flaum og skred utgjer òg nyttig informasjon om ekstremhendingar frå fortida, og om koplinga mot endringar i klima (t.d. Vasskog et al., 2011). Innsjøsediment er eit utmerka naturleg arkiv, der høgoppløyselig informasjon om geologiske prosessar i nedslagsfeltet vert lagra. Eit innsjøbasseng fungerer som eit naturleg oppsamlingsområde for sediment, sett saman av autoktont materiale danna i innsjøen og alloktont materiale som vert akkumulert frå miljøet rundt (Bradley, 1999). Avsetjing i ein innsjø er i stor grad eit resultat av overflateprosessane som skjer i nedslagsfeltet (figur 3.4), påverka av faktorar som geomorfologi, klima og berggrunn (Ashley, 2002). Innsjøarkiv kan difor potensielt danne kronologiske, høgoppløyselige data fleire tusen år tilbake i tid, og har vorte nytta som *proksi*-data i ei rekkje ulike studiar.

Innsjøsediment har mellom anna danna grunnlag for rekonstruksjon av brefluktusjonar (t.d. Karlèn, 1976; Nesje et al., 1991; Bakke et al., 2005b; van der Bilt et al., 2015), studie av flaumhistorikk (t.d. Bøe et al., 2006, Støren et al., 2010; Gilli et al., 2013), pollenanalysar (t.d. Bjune et al., 2005), kartlegging av skredprosessar (t.d. Sletten et al., 2003; Rubensdotter & Rosqvist, 2009; Vasskog et al., 2011) og eolisk aktivitet (t.d. DeVries-Zimmermann et al., 2014; Nielsen et al., 2016).



Figur 3.4: Konseptskisse av ein innsjø, som syner prosessane i nedslagsfeltet. Kunnskap om prosessane i nedslagsfeltet kring ein innsjø er avgjerande for å forstå dei sedimentære signala frå innsjøsedimentet. Illustrasjon: J. Hardeng.

Studie av innsjøsediment frå proglasiale sjøar har òg vorte nytta til rekonstruksjon av jøkullaup (Xu et al., 2015; Røthe et al., 2019a). Maizels (1997) peikar på at storleik og frekvens på jøkullaup er direkte knytt til kornstorleik, tjukn og utstrekning på avsetjinga, slik at eit jøkullaup vil vera mogleg å finne att i innsjøsedimentarkivet nedstraums breen. Momentante, episodiske hendingar frå nedslagsfeltet, som skred, flaum og jøkullaup, er assosiert med høgare erosjons- og transportrate samanlikna med normal sedimentasjon frå nedslagsfeltet. Episodiske avsetjingar skil seg difor typisk frå bakgrunnsedimentasjonen i innsjøen, men det sedimentologiske fingeravtrykket kan likevel vere vanskeleg å identifisere, ettersom det har fleire likskapstrekk med glasialt signal (Ballantyne, 2002; Jansson et al., 2005; Rubensdotter & Rosqvist, 2009).

## 4 Metodar

Med utgangspunkt i problemstillinga som vart introdusert innleiingsvis, er oppgåva basert på kvartærgeologisk kartlegging i studieområdet og sedimentstudiar frå to lokalitetar knytt til dreneringsruta til eit potensielt jøkullaup frå Pyttavatnet. To torvsedimentkjerneprøva vart henta inn frå myrområdet nedstraums Fynderdalsvatnet, og fem innsjøsedimentkjernar frå Bondhusvatnet. I følgjande kapittel vert dei ulike metodane som vart nytta under feltarbeidet, og i samband med laboratorieanalyser og dataprosessering presentert. Skildring av framgangsmåte, innstillingar og utstyr vert lagt størst vekt på, medan prinsippa bak metodane vert introdusert kort. Eventuelle relevante feilkjelder ved metodane vert drøfta i kapittel 6.

### 4.1 Kvartærgeologisk kartlegging

For å få oversikt over dei geomorfologiske prosessane i studieområdet, vart det utført kvartærgeologisk kartlegging i nedslagsfeltet til Bondhusvatnet. Kvartærgeologiske kart gjev ei oversikt over lausmassestypar og landformer i eit område, uttrykt ved linje-, punkt- og fargesymbol (Fredin et al., 2014). Karta er nyttige til ulike føremål, som naturforvaltning, vurdering av geofarar og som offentleg datagrunnlag i samband med arealplanlegging og byggjesaker. Informasjon om landformer og utbreiing av jordartar dannar i tillegg grunnlag for tolking av holocen landskapsutvikling (Ross et al., 1974; Fredin et al., 2014). Kartlegginga vart utført etter standard metode utarbeida av NGU (Norges Geologiske Undersøkelse), som skildra i Fredin et al. (2014). Metodane som vart nytta under kartleggingsarbeidet var feltobservasjonar, fotografering med drone, studie av flyfoto og utarbeiding av terrengmodellar i ArcMap 10.7. Feltkartlegginga vart i hovudsak gjort nede i dalane, i tillegg til langs dreneringsruta til eit eventuelt jøkullaup frå Pyttavatnet (markert med blått på figur 2.3). Høgareliggjande delar av feltområdet vart i hovudsak kartlagt ved fjernanalyser.

Under feltkartlegginga vart det teke bilete med drone av typen "DJI GO4", frå nokre enkeltlokalitetar. Til å fastsetje posisjonar vart det nytta handhaldt GPS (Garmin GPSMap 64s). Delar av feltkartlegginga kring Pyttavatnet gjekk føre seg på snødekt bre og tilstrekkeleg breutstyr vart nytta. Flyfoto er eit nyttig fjernanalyseverktøy, som gjer det mogeleg å få eit godt overblikk over store landformer, vegetasjonsdekke og topografi. På nettstaden [norgebilder.no](http://norgebilder.no) er digitale flyfoto tilgjengeleg både som ortofoto og 3D-modell. Frå studieområdet er det tilgjengeleg flyfoto frå 1963, 2006, 2013 og 2019 (Kartverket, 2020c). I arbeidet med det kvartærgeologiske kartet vart ortofoto frå 2019 lasta ned og nytta som datalag i ArcMap 10.7.

Terrengmodellar er nyttige hjelpemiddel for å studere geomorfologi, ettersom det kan vere vanskeleg å få god oversikt over alle geomorfologiske strukturar i felt. Særleg kan skogkledde område by på utfordringar. Ved hjelp av analyseverktøyet *hillshade*, vart det utarbeida skuggerelieffmodellar

i ArcMap 10.7. Verktøyet legg skugge på flater i terrenget, noko som visualiserer og tydeleggjer strukturar i landskapet (ESRI Resources, 2020a). Terrengmodellen er basert på ein DTM (*Digital Terrengmodell*) med 1 m oppløysing (Kartverket, 2020b). DTM er igjen basert på LiDAR-data (*Light Detection and Ranging*) som er samla inn ved laserskanning med høg oppløysing (< 1 m). DTM med 1 og 10 m oppløysing frå studieområdet er tilgjengeleg på hoydedata.no (Kartverket, 2020b). Det kvartærgeologiske kartet vart produsert i ArcMap 10.7 ved å kombinere feltobservasjonar med fjernanalyse frå flyfoto og terrengmodellen. NGU sine standardsymbol vart nytta på det ferdige kartproduktet (Fredin et al., 2014), og den framstilte breutbreiinga er basert på flyfoto frå 2019 (Kartverket, 2020c).

Studieområdet i oppgåva er avgrensa av nedslagsfeltet til Bondhusvatnet, som vart berekna ved *watershed*-analyse i ArcMap. Det fyrste analysesteget var å estimere dreneringsretning utifrå ein DTM med 1 m oppløysing, ved hjelp av verktøyet *flow direction*. Deretter vart ulike dreneringspunkt til innsjøen lokalisert med verktøyet *flow accumulation*. Dreneringspunkt vart berekna utifrå akkumulasjon av avrenning basert på dreneringsretning. I hovudanalysen, der dreneringsfeltet til Bondhusvatnet vart berekna, vart utløpet til vatnet ved Bondhuselva sett som dreneringspunkt. Til slutt vart nedslagsfeltet for kvart dreneringspunkt rekna ut ved å nytte verktøyet *watershed*. Detaljert presentasjon av analysen er tilgjengeleg i ESRI Resources (2020d).

Alle kart som er presentert i masteroppgåva er laga i ESRI ArcMap 10.7 eller ESRI ArcGIS Pro. Datagrunnlaget har vore topografiske kartdata (Kartverket, 2020a), digitale høgdemodellar (DTM) med 1 og 10 m oppløysing (Kartverket, 2020b), berggrunnskart (NGU, 2020), innsjø og elvenettverk (NVE, 2020a) og flyfoto (Kartverket, 2020c). Programvara Inkscape 1.0. har vorte nytta til å modifisere framstilte figurar og bilete.

## **4.2 Sedimentstudie av torvkjerneprøvar**

Torvsnitt kan på same måte som innsjøsedimentarkiv nyttast til å kartlegge prosessar i nedslagsfeltet, men vil ikkje nødvendigvis ha den same jamne sedimenttilførsel som i eit innsjøbasseng (kap 3.3). Kjerneprøvar frå myrområde har i andre studiar vorte nytta til rekonstruksjon av skredhendingar (Matthews et al., 1997; Aa et al., 2007), flaumaktivitet (Pawłowski et al., 2015; Ishii & Mohohara, 2017) og studie av brevariasjonar (Nesje & Dahl, 1991; Nesje et al., 1991; Regnéll, 2020). For å studere sedimentarkivet på myrområdet i Fynderdalen, nordvest for Fynderdalsvatnet, vart det henta inn to torvkjerneprøvar; FYN119 (130 cm) og FYN219 (110 cm). Torvkjerneprøvane vart henta inn rett ved elveløpet til Pyttelva, slik at elveskråninga kunne nyttast til å gjere utgravinga enklare. Kjerneprøvetakinga er skildra under, medan sedimentanalysen i etterkant er omtalt i kapittel 4.4. Feltarbeidet i Fynderdalen vart gjennomført med hjelp frå sterke vener i oktober 2019.

#### 4.2.1 Kjerneprøvetaking i torvsnitt

Kjernetakinga gjekk føre seg ved at eit PVC-røyr vart banka vertikalt ned i bakken og deretter grave forsiktig ut med spade (figur 4.1). Prøverøyret var opphaveleg 2 m langt, og hadde ein diameter på 110 mm. I forkant av kjernetakinga vart ein sedimentfangar festa nedst på prøverøyret, for å hindre sedimentet å skil ut under utgraving. Prøverøyret vart slått vertikalt nedover i sedimenta med slegge, og eit slagstykke av tre vart nytta for å hindre skade på prøverøyret.

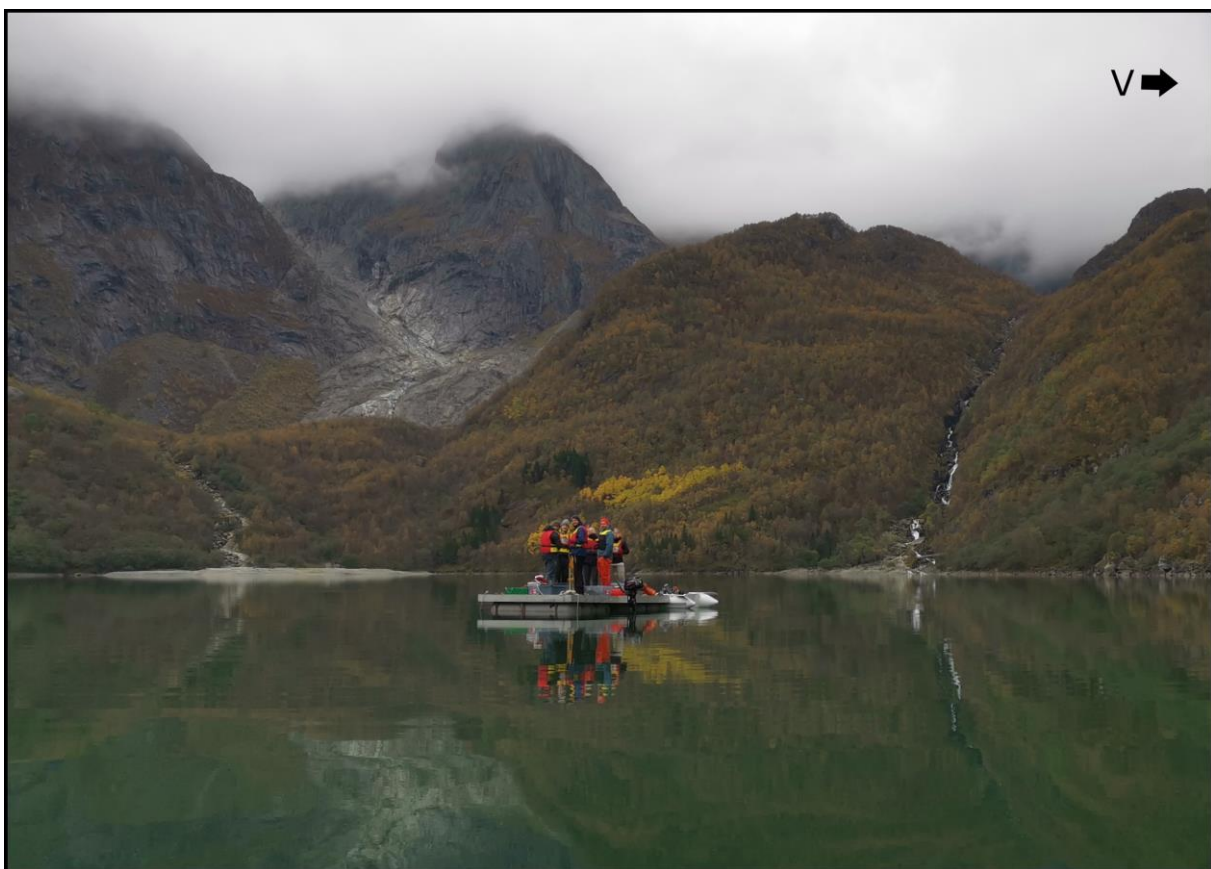


Figur 4.1: Kjerneprøvetaking frå torvsnitt Fynderdalen. Prøverøyra vart banka vertikalt ned i bakken med slegge, før sedimenta rundt vart fjerna og prøverøyret grave ut med spade. Torvkjerneprøvane vart frakta vertikalt frå kjernelokaliteten i Fynderdalen, til Sundal. Foto: Svein Are Furdal.

Då røyret ikkje kom lengre ned i sedimenta, vart prøverøyret som stakk opp frå bakken saga av med handsag, før sedimenta vart sikra med oasis, lokk og tape. For å få sedimentkjernen opp frå bakken vart først sedimentet mot elva fjerna med spade, før kjernenprøven vart grave laus og løfta forsiktig ut. I etterkant av kjernetakinga vart torvkjerneprøvane borne i sekk ned til Sundal, før dei vart frakta til Bergen for vidare analysar.

### 4.3 Innsjøsedimentstudie

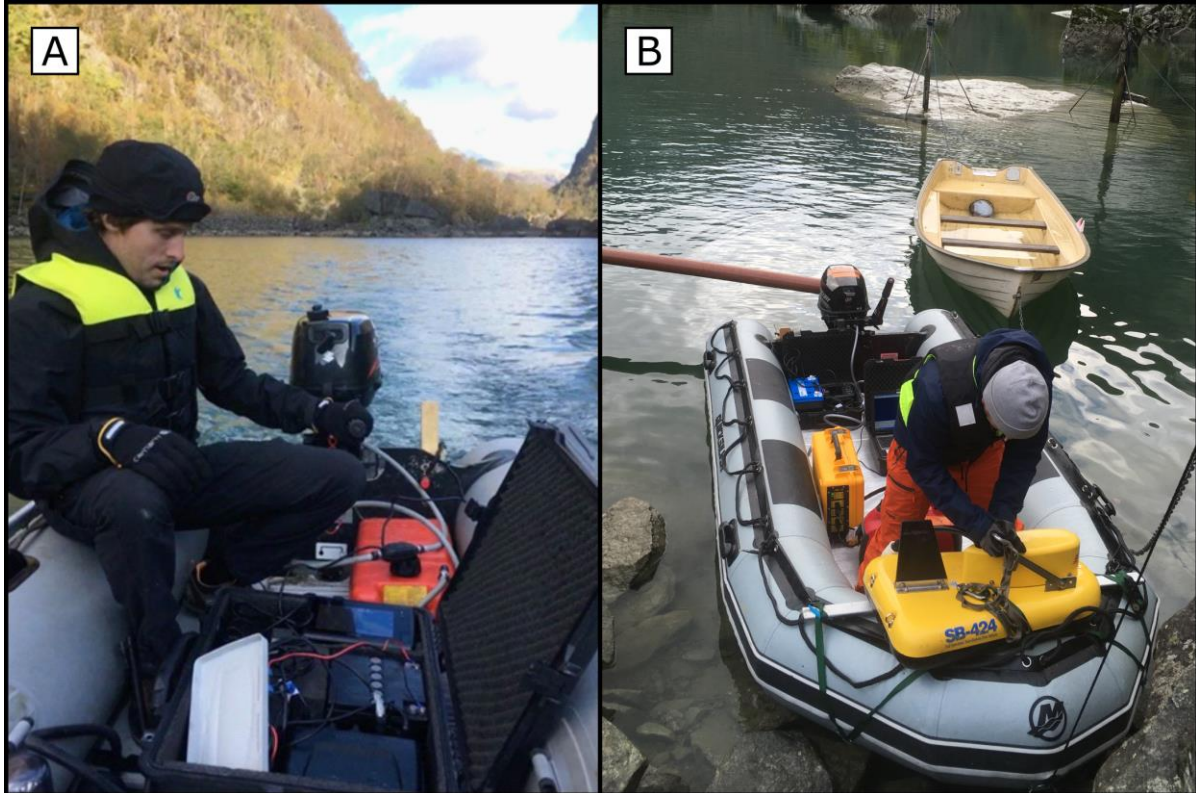
Studie av innsjøsediment er nytta i ei rekkje studiar knytt til paleoklima, ettersom sedimentarkivet speglar prosessane i nedslagsfeltet (kap. 3.3). Kunnskap om kva prosessar som har vore aktive i nedslagsfeltet kring ein innsjø, er avgjerande for å forstå signala frå innsjøsedimenta og knyte resultatata opp mot riktig prosess og kjeldeområde (Rubensdotter & Rosquist, 2009; Støren et al., 2010). Oversikt over prosessane i nedslagsfeltet til Bondhusvatnet vart henta inn gjennom kartleggingsarbeidet, skildra i kapittel 4.1. Metodane som vart nytta i innsjøsedimentstudien var kjernetaking og batymetrisk kartlegging, i tillegg til sedimentanalysar på EARTHLAB (kap. 4.4). Feltarbeidet i Bondhusvatnet vart gjennomført i samband med UiB-kurset GEOV226 (*Lab- og metodekurs i kvartærgeologi*), hausten 2019 og 2020. Alle analysar, prosessering og framstilling av data i etterkant er gjort av underteikna.



Figur 4.2: Kjerneprøvetaking av innsjøsediment frå flåte under feltarbeid i Bondhusvatnet i 2019. Foto: Ingebjørg Haugland.

#### 4.3.1 Batymetrisk kartlegging og seismiske undersøkingar

For å lokalisere eigna borelokalitetar for innsjøsedimentkjernar vart det gjort batymetrisk kartlegging i Bondhusvatnet. Kartlegginga bestod av djupnemålingar med ekkolodd (figur 4.3a) og studie av sedimentpakken på botn av innsjøen ved bruk av seismikk (figur 4.3b).



Figur 4.3: Batymetrisk kartlegging på Bondhusvatnet. **A)** Djupnemålingar vart henta inn med ekkolodd, ved å køyre transekt i ulike retningar med gummibåt og påhengsmotor. **B)** Klargjering av CHIRP for seismiske undersøkingar. Foto: Ingebjørg Haugland.

Kartlegginga med ekkolodd vart utført ved å køyre ulike profil med gummibåt, og ta djupnemålingar ved hjelp av eit ekkolodd av typen CHIRP-svinger (GARMIN GPSmap 721xs). Ekkoloddet var festa bak på båten og koplå saman med ein GPS-målar som lagra posisjonsdata for kvar måling. Kart med GPS-punkt for djupnemålingane er tilgjengeleg i vedlegg 1.

Utifrå 8399 innsamla djupnemålingar, vart eit batymetrisk kart utforma i ArcMap 10.7. Strandlinja kring Bondhusvatnet vart markert ved å gje punkt langs kanten av innsjøen djupneverdi lik 0, basert på innsjøpolygon frå datalaget "Elvenett og Innsjø" frå NVE (2020b). Deretter vart djupet mellom innsamlingspunkta og strandlinja interpolert ved hjelp av verktøyet *Topo to raster* (ESRI Resources, 2020c). Interpoleringsverktøyet er spesielt designa for å lage hydrologiske digitale terrengmodellar, og vart nytta med standard innstillingar. Metoden er sett saman av interpoleringsteknikkane *IDW* og *Kriging*, og er basert på at ein kartlagt variabel har mindre påverknad med aukane avstand frå innsamlingsstaden (ESRI Resources, 2020b).

CHIRP-teknologi vart nytta til å produsere seismiske profil frå sedimentpakken på botnen av Bondhusvatnet. Metoden er basert på at CHIRP-instrumentet sender lydbølgjer med varierende frekvensar mot sedimentpakken, der bølgjene vert reflektert av laggrenser og sendt tilbake til ein mottakar. Tidsintervallet frå lydbølgjene vert sendt ut til dei vert registrerte av mottakaren kallast *Two-way Travel Time (TWT)*, og vart nytta til å utarbeide djupneprofil frå sedimentpakken (Schock & LeBlanc, 1990). Datainnsamlinga vart utført på same måte som kartlegging med ekkolodd, ved å køyre transekt med båt i ulike retningar på Bondhusvatnet. CHIRP-instrumentet (Edge Tech 3100 Sub-bottom Profiler) vart montert på ei stang festa til gummibåten, og senka 1,5 m under vassoverflata. Kartlegginga vart gjennomført ved frekvens mellom 4-15 Hz, og instrumentet var kople saman med eit straumaggregat og ein PC. Det vart totalt samla inn CHIRP-data frå 15 profil i Bondhusvatnet (vedlegg 2). For å visualisere dei seismiske profila, vart det i etterkant utført enkel prosessering i programmet Seisec 2.22.5. Standard innstillingar vart nytta.

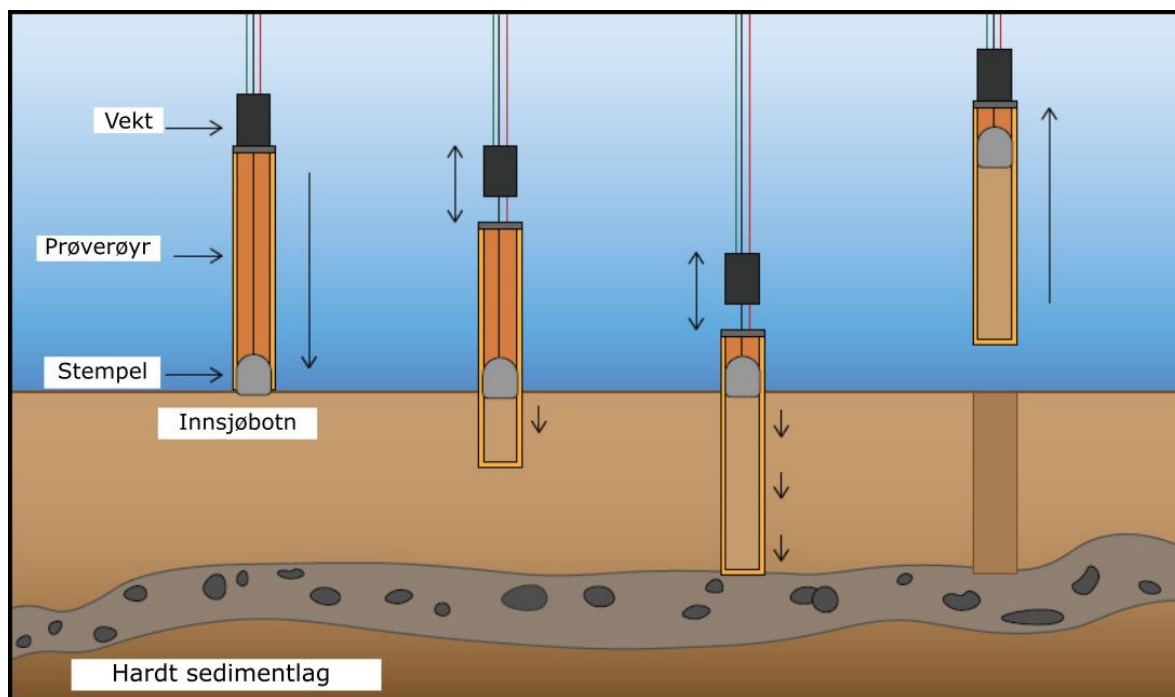
#### **4.3.2 Kjerneprøvetaking**

Stratigrafien i innsjøavsetjingar kan studerast i opphaveleg, uforstyrra form ved å ta opp sedimentkjernar frå innsjøbassenget. I Bondhusvatnet vart det samla inn sedimentkjernar frå flåte ved å bruke ein modifisert stempelkjernetakar (Nesje, 1992) og ein gravitasjonskjernetakar (UWITEC, 2021). Sedimentkjernane vart henta inn frå fire ulike borelokalitetar, bestemt utifrå ein preliminær tolking frå den batymetriske kartlegginga. Koordinatane for lokalitetane vart markert med handhaldt GPS (Garmin GPSmap 64s).

Stempelkjernetakaren består av tre hovuddelar; eit prøverøyr (PVC-røyr), eit lodd på 15 kg og eit stempel (figur 4.4). Dei tre delane vart festa til flåten i kvart sitt tau. I botnen av prøverøyret vart det festa ein sedimentfangar, for å unngå at sedimentet skulle gli ut under heising. Før systemet vart senka ned i innsjøbassenget og stabilisert, vart stempelet drege til botnen av prøverøyret og PVC-røyret fylt med vatn. Eit vassfylt prøverøyr bidreg både til å halde systemet vinkelrett på sedimentoverflata, og stempelet på plass under kjerneprøvetakinga. Prøverøyret vart banka gradvis ned i sedimenta, ved at ein person på flåten heiste opp og slapp ned tauet som var festa til loddet. Stempelet vart halde stasjonært på innsjøbotnen. Då det var tydeleg at prøverøyret trefte eit hardt lag og ikkje kom lengre ned i sedimentpakken, vart systemet heist forsiktig opp til vassoverflata ved bruk av ein jekk. Tre sedimentkjernar, BVP119 (284 cm), BVP219 (195 cm) og BVP319 (311 cm), vart henta opp frå Bondhusvatnet med stempelkjerneprovetakaren.

Under boring med stempelkjerneprovetakar, kan stempel og sedimentfangar føre til forstyrning i øvste 10-20 cm av botnsedimenta (McCoy & Von Herzen, 1971). For å sikre uforstyrra toppsediment, vart det i tillegg henta inn sedimentkjernar med gravitasjonskjerneprovetakar (UWITEC), eit system som i større grad vernar stratigrafien i overgangen mellom vatn og sediment (Bakke et al., 2005b).





Figur 4.4: Forenkla framstilling av framgangsmåten som vert nytta under prøvetaking med modifisert stempelkjerneprøvetakar (Nesje, 1992). Figuren er modifisert frå Forsmo (2020).

Gravitasjonskjerneprøvetakaren utgjer eit mindre og enklare system, der vakuemet under eit stempel øvst på prøvetakaren vert nytta til å hente opp sediment. Vakuemet i systemet hindrar samstundes sedimenta frå å gli ut av prøvetakaren under heising. Prøverøyret vart manuelt banka gradvis ned i sedimenta, på same måte som ved stempelkjerneprøvetaking. Sidan det berre er vakuum i systemet så lenge prøvetakaren er under vatn, vart botn av prøvetakaren tetta med ein gummipropp før den vart teke om bord og forsegla med oasis, teip og lokk. Prøvetakarane var 2 m lange, med ein diameter på 90 mm. To sedimentkjernar, BVG119 (42 cm) og BVG519 (42 cm), vart henta inn med gravitasjonskjerneprøvetakar.

#### 4.4 Sedimentanalyse på EARTHLAB

Sediment- og torvkjerneprøvane vart frakta horisontalt frå Bondhusdalen til Earth Surface Laboratory (EARTHLAB) ved Universitetet i Bergen, der dei vart delt på langs. Den eine delen vart lagra som ein uforstyrra referansedel, medan den andre halvdelen vart nytta til sedimentanalysar. For å hindre uttørking, vart sedimentet kledd med tynn plast og pakka i plastboksar.

##### 4.4.1 Logging og visuell analyse

Visuell logging er nyttig for å planlegge analysearbeidet og få eit innblikk i dei sedimentære sekvensane som kjernane består av. Det vart gjort observasjonar og litostratigrafisk skildring med omsyn til strukturar, lagdeling og tekstur av alle torv- og sedimentkjernane. Munsell sitt jordfargekart vart nytta til å strukturere fargeskilnadar (Munsell, 1905). Observasjonane under logginga la grunnlaget for val av analysemetodane som er skildra vidare i kapittelet.

#### 4.4.2 Magnetisk susceptibilitet (MS)

Magnetisk susceptibilitet (MS) er eit dimensjonslaust mål på ulike materiale si evne til å la seg magnetisere av eit ytre magnetfelt (Thompson et al., 1975). Måleverdiar for MS er proporsjonale med konsentrasjonen av magnetiske mineral, og kan for innsjøsediment nyttast som ein indikator på variasjon i erosjon og transport av klastiske sediment frå nedslagsfeltet (t.d. Thompson et al., 1975; Snowball et al., 1999; Nesje et al., 2004b). Vanlegvis syner minerogent materiale høgare MS-verdiar enn organisk materiale, ettersom dei fleste minerogene partiklar har større magnetiseringsevne enn organiske partiklar. Måling av MS har difor vorte nytta til å skilje minerogene lag i innsjøsediment frå gyttje og anna organisk innhald (t.d. Thompson et al., 1975; Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010). Høgt innhald av minerogent materiale i lakustrine sediment kan knytast til periodar med høge erosjonsrater grunna stor breaktivitet, kraftige nedbørshendingar eller skred og flaum frå dalsidene kring innsjøen (t.d. Nesje et al., 1991; Dahl & Nesje, 1994; Sletten et al., 2003; Nesje et al., 2004b; Bakke et al., 2005a; Støren et al., 2010). På EARTHLAB vart MS i torv- og innsjøsedimentkjernane analysert ved hjelp av ein GEOTEK Multisensor Corelogger med «Barington MS2 punktsensor». Instrumentet tilfører sedimentkjernen eit ytre magnetfelt, og utfører deretter ikkje-destruktive bulkmålingar av magnetisk susceptibilitet i materialet. Variabiliteten av MS vart målt med 2 mm oppløysing, og kvar måling tok 1 sekund. I forkant av analysen vart overflata på sedimentkjernane glatta ut og dekkja med tynn plastfilm.

#### 4.4.3 Kornstorleik

Fordelinga av kornstorleikar i eit innsjøbasseng er knytt til transportmekanismar, straum i innsjøen og tilgang på sediment frå nedslagsfeltet (t.d. Beierle et al., 2002). Relativ distribusjon av kornstorleik er i tillegg avhengig av transportlengd og energien i den avsetjande agensen (Matthews & Karlén, 1992). Kornfordelingsanalyse kan nyttast til å avdekkje endringar i sedimentasjon, då anomaliar i kornstorleik kan vere ein indikasjon på bråe endringar i avsetjingsmiljøet, eksempelvis ved skred, flaum eller paraglasiale prosessar (Bakke et al., 2005b; Bøe et al., 2006). Frå BVP119 vart det utført kornstorleiksanalyse på fem sedimentprøvar, ved bruk av Mastersizer 3000, med Hydro LV dispersjon (Malvern Instruments Ltd., 2013). Målinga føregjekk i ein vasstank, ved at raude og blå laserstrålar vart sendt gjennom vassøyla. Når laserstrålane treffe partiklar i prøven, vart strålane bøygde av og refraksjonen målt. Basert på refraksjonen kalkulerer instrumentet kornstorleik utifrå *Mie-teorien* (Malvern Instrument Ltd., 2013). Absorpsjonsindeksen vart sett til 0,01, hastigheita på omrøring til 2500 rpm og refraksjonsindeksen vart tilpassa kvarts og sett til 1,543. Kvar prøve vart målt tre gonger, i 20 sekund med både raud og blå laser og gjennomsnittsverdien frå målingane vart nytta. Prøvene vart kring 1 cm<sup>3</sup>, men prøvemengda vart tilpassa for å få "obscuration" til om lag 10 %. I forkant av kvar måling vart prøven utsett for 60 % ultralyd i 90 sekund, for å bryte opp eventuelle klumpar.

#### 4.4.4 Røntgen fluorescense (XRF)

Røntgen fluorescense (XRF-skanning) er ein analysemetode der røntgenstrålar vert nytta til å kvantifisere den geokjemiske samansetnaden i ein sedimentprøve. Metoden er ikkje-destruktiv og gjer det mogeleg å studere kontinuerlege, høgoppløyslege variasjonar av grunnstoff gjennom ein sedimentkjerne (Croudace et al., 2006; Löwemark et al., 2019). XRF-skanning er ein nyttig analysemetode til mange føremål innan geoforskning, då ulike grunnstoff kan nyttast som sedimentære parametarar og indikasjonar på ei rekkje miljøforhold (Davies et al., 2015 med referansar). XRF-analyse går føre seg ved at røntgenstrålar med kjent styrke vert sendt mot ein sedimentprøve. Strålinga fører til eksitering i grunnstoffa og danning av sekundære røntgenstrålar med bølgelengder karakteristiske for grunnstoffa i prøven. Intensiteten på den sekundære strålinga er eit mål på konsentrasjonen av det respektive grunnstoffet. Innsamling av geokjemisk data gjennom XRF-skanning skjer ved bulkmålingar på våt sedimentoverflate, og tellerata til dei ulike grunnstoffa kan verte påverka av eigenskapar som kornstorleik, mineralogi, organisk materiale og innhald av vatn. Av den grunn er XRF-analysar ein sensitiv metode med potensielt store avvik, og bør nyttast saman med andre metodar og resultat (Croudace, 2006; Löwemark et al., 2019).

Sedimentkjernane vart skanna med ein «ITRAX XRF core scanner», med røntgenrør av molybden (Mo). Under skanninga vart kjernane dekkja med ein tynn plastfilm, for å hindre at sedimentet tørka ut under prosessen. Instrumentet vart stilt inn med eksponeringstid på 10 sekund og måleintervall på 0,5 mm. Innstillingane for parametrane spenning (kV) og straum (mA) (tabell 4.1) vart stilt inn for å nå ideell tellerate kring 30 000 cps (Löwemark et al., 2019).

Tabell 4.1: Innstilte parametarar for XRF-skanning av torv og innsjøsedimentkjernar med røntgenkjelde av molybden (Mo), 0,5 mm måleintervall og 10 s eksponeringstid.

Sedimentkjerneprøve	Spenning (kV)	Straum (mA)
BVP119	30	30
BVP219	30	30
BVP319	30	30
BVG119	30	30
FYN119	34	30

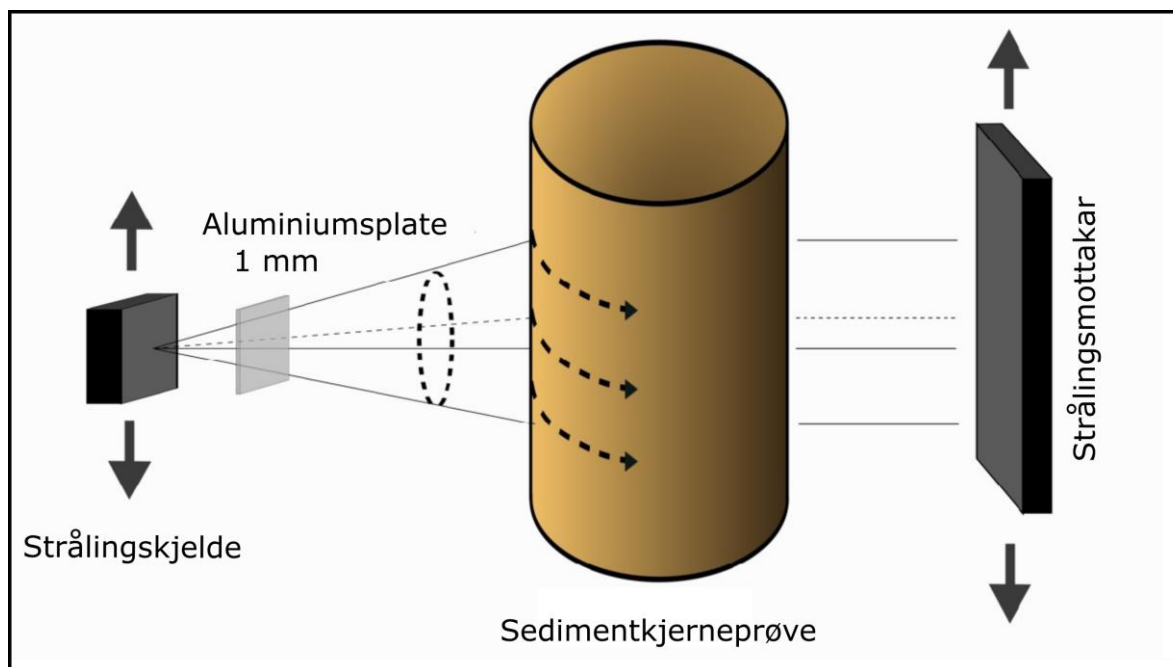
Variasjonar i vassinnhald og organisk materiale gjennom sedimentarkivet kan føre til fluktuasjonar i XRF-signalet som ikkje representerer geokjemiske variasjonar, og resultatata bør difor reknast som semi-kvantitative. For å korrigere for ein del av usikkerheita knytt til innhald av vatn og organisk materiale, er alle element normalisert mot *total scattering (inc+coh)* (t.d. Guyard et al., 2007; Kylander et al., 2011; Røthe et al., 2019a).

#### 4.4.5 Computertomografi (CT)

Røntgen computertomografi (CT) er ein ikkje-destruktiv metode som mogeleggjjer visualisering av indre strukturar med høg oppløysing i ein sedimentkjerne. Prinsippet bak metoden er å nytte røntgenbilete av eit skanna objekt til å utarbeide 3D-visualiseringar basert på skilnadar i tettheit (Hounsfield, 1973). Metoden vart opphavelig utvikla for medisinske føremål, men har etter kvart blitt eit nyttig analyseverktøy innan sedimentstudiar (t.d. Orsi et al., 1994; Støren et al., 2010; van der Bilt et al., 2018; Røthe et al., 2019a, b; van der Bilt et al., 2020; Johansson et al., 2020). Fordelen med CT-skanning er at store datamengder kan hentast inn på kort tid utan å forstyrre sedimentære sekvensar i kjernen.

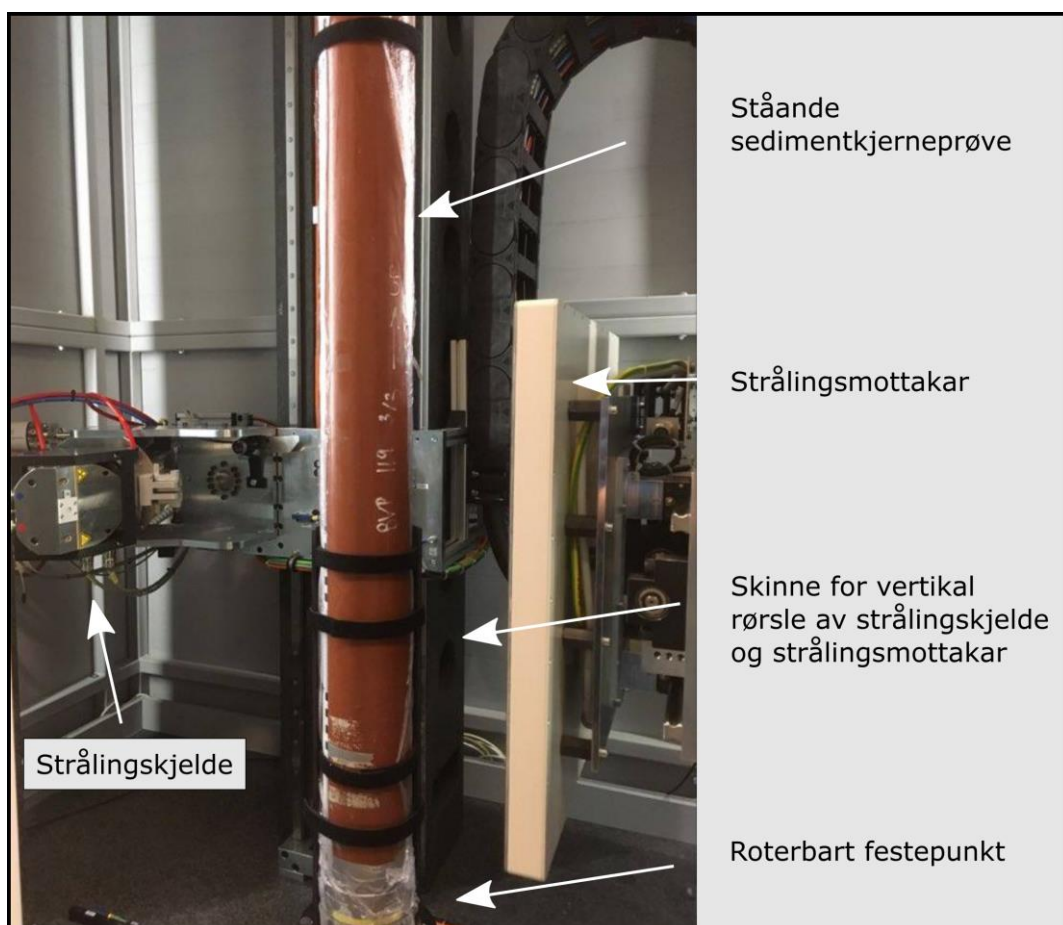
CT-skannaren består av ei røntgenstrålingskjelde og ein strålingsmottakar (detektor). Under skanning vert ein sedimentkjerneprøve plassert mellom desse, og strålingskjelda sender røntgenstrålar gjennom sedimentkjernen, til mottakaren som måler intensiteten på strålinga (figur 4.5).

Strålingsintensiteten ( $I_0$ ) vert spesifisert i forkant av skanninga. Den målte strålingsintensiteten ( $I$ ), er avhengig av absorpsjonsevna i sedimentkjerneprøven, som er proporsjonal med massetettleiken i prøven. Målt strålingsintensitet ( $I$ ) er difor eit indirekte mål på massetettleik (Wellington & Winegar, 1987). Relativ massetettleik vert oppgitt som gråskalaverdiar, der høge verdiar representerer høg tettheit.



Figur 4.5: Konseptskisse av CT-skanning av ein ståande sedimentkjerneprøve. Røntgenstrålar vert sendt frå ei strålingskjelde, gjennom sedimentkjernen og til ein strålingsmottakar. For å hindre *Beam hardening effect* vert eit filter plassert mellom strålingskjelda og sedimentkjernen. Filteret er variabelt, og ulike material og tjukn vert nytta (t.d. 1mm aluminium) (Brooks & Di Chiro, 1976). Figuren er modifisert frå Haugen (2020).

Skanninga vart gjennomført i ein *ProCon-X-Ray CT-ALPHA Computed Tomography* CT-skannar (figur 4.6), med innstillingar som summert opp i tabell 4.2. I skannaren vert sedimentkjernar skanna frå alle vinklar, ved at prøven roterer samstundes som strålingskjelda og -mottakaren bevegar seg opp og ned langs ei skinne. Kjernane kan både skannast som heil- og halvkjerner. Under skanning av splitta kjernar vert den opne delen dekkja med plast for å hindre uttørking, og festa til eit PVC-rør fylt med skumgummi for å halde sedimentet på plass. Kjerneprøven vert deretter plassert loddrett i CT-skannaren. For å redusere *Beam hardening effect*, som oppstår når svake strålar stoppar opp i møte med eit materiale (uavhengig av tettleik), vart ei 1 mm tjukk aluminiumsplata plassert mellom strålingskjelda og sedimentkjerneprøven. Aluminiumsplata stoppar dei svake strålane, og styrkjer difor strålane som treff mottakaren (Brook & Di Chiro, 1976).



Figur 4.6: CT-skanning av innsamla innsjøsediment frå Bondhusvatnet. Hovudkomponentane i CT-skannaren ved EARTHLAB, ProCon X-Ray CT-ALPHA, er markert. Foto: Ingebjørg Haugland.

Med mål om å visualisere delar av innsjøsedimentsekvensen i høg oppløysing, vart BVP119, BVP219 og BVP519 skanna i CT-skannaren med ein oppløysing på 52,5  $\mu\text{m}$ . Det vart ikkje gjennomført kontinuerleg skanning av heile kjerneprøvane, men heller fokusert på analyse av spesifikke sekvensar som er antekt å representere ulike sedimentasjonsmiljø. BVP519 vart skanna som heilkjerne, og BVP119 og BVP219 som halvkjerner. Rekonstruksjon av CT-bileta vart utført i XRayOffice frå

Fraunhofer, der 2D-bilete frå røntgenbileta vart sett saman til eit 3D-datasett. For å minimere filstorleiken vart rekonstruksjonen gjort med 4-binning. Vidare prosessering, visualisering og analyse av CT-dataa, vart gjort i programvara Thermo Scientific™ Avizo® 9.1.1. I programmet vart ein 3D modell generert, og tetthetsvariasjonar i sedimentstratigrafien visualisert ved å gje spesifikke tetthetsområde ulike fargar.

Tabell 4.2: Innstilte parametrar for CT-skanning av innsjøsedimentkjernar frå Bondhusvatnet. Eksponeringstida var sett til 500 msek per bilete og røntgenstrålane vart filtrert av eit 1 mm aluminiumsfilter.

Sedimentkjeerne	Spenning (kV)	Straum (mA)	Eksponeringstid (ms)	Projeksjonar/ Rotasjon
BVP119	110	900	500	2400
BVP219	110	900	500	2400
BVG519	130	800	500	2400

#### 4.4.6 Radiokarbondatering og aldersmodell

Radiokarbondatering er ein dateringsmetode som går ut på å bestemme alderen til organisk materiale utifrå konsentrasjonen av den radioaktive  $^{14}\text{C}$ -isotopen i døde organismar (Libby, 1960). I atmosfæren vert  $^{14}\text{C}$  kontinuerleg danna frå den stabile  $^{12}\text{C}$ -isotopen i  $\text{CO}_2$  på grunn av kosmisk stråling.  $^{14}\text{C}$  vert deretter teke opp av levande organismar, så lenge dei er i live. Når organismen dør, sluttar opptaket av  $^{14}\text{C}$  og konsentrasjonen av isotopen minkar gradvis, grunna radioaktiv nedbryting. Mengda av  $^{14}\text{C}$  kan målast ved hjelp av massespektrometri akselerasjon (AMS), og tida sidan nedbrytinga starta kan reknast ut ved å samanlikne med mengda av  $^{12}\text{C}$ , samt nytte den kjente halveringstida til den radioaktive isotopen (Libby, 1961). Sidan forholdet mellom  $^{14}\text{C}$  og  $^{12}\text{C}$  i atmosfæren har variert tilbake i tid, må ei kalibreringskurve nyttast for å rekne  $^{14}\text{C}$ -år om til kalenderår (Reimer et al., 2013; Reimer et al., 2020).

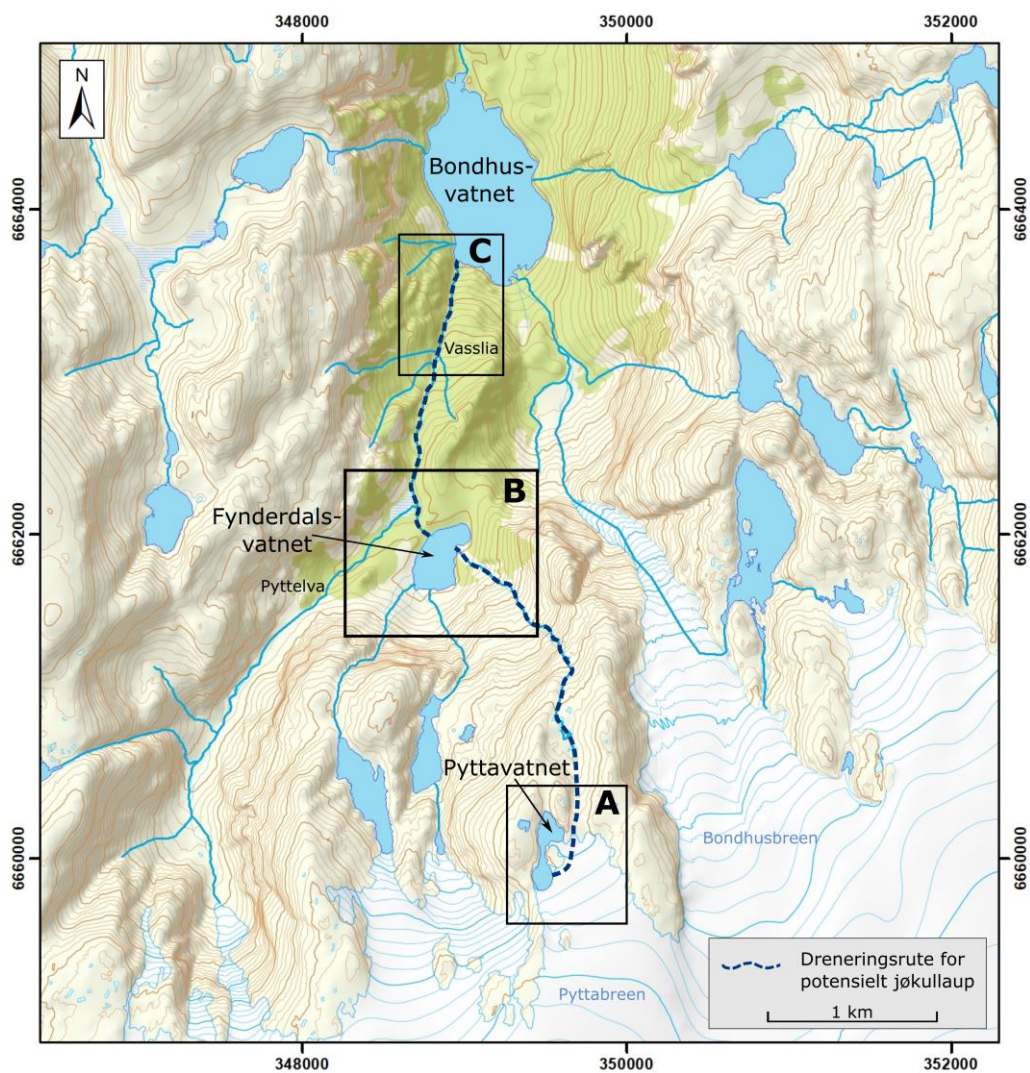
For å etablere ein alderskronologi for torv- og innsjøsedimentkjernane, vart små prøvar (5-10 mg) av organisk materiale plukka ut frå ulike delar av sedimentstratigrafien. Totalt vart 10 prøvar plukka ut og sendt til datering, fire frå FYN119 og seks frå BVP119. Seks av prøvane vart analysert ved Laboratoriet for  $^{14}\text{C}$ -datering ved Lunds Universitetet i Stockholm og dei resterande ved Poznan Radiocarbon Laboratory, Adam Mickiewicz University i Polen. I forkant av sending vart dateringsprøvane tørka ved 105 °C og plassert i steriliserte prøveglas. Utifrå daterte prøvar vart ein alder-djup modell for sedimentarkivet i Bondhusvatnet konstruert, ved hjelp av R-pakka Bacon v.2.3.9 (rbacon) i databehandlingsverktøyet RStudio (Blaauw & Christen, 2011). *Rbacon* er ei programvare der bayesisk statistikk vert nytta til å kalibrere radiokarbonaldrar til år før 1950, og kalibreringskurva *IntCal20* for terrestrisk materiale på den nordlege halvkula vart nytta (Reimer et al., 2020). Dateringsresultat som ikkje vart nytta i aldersmodellen vart enkeltvis kalibrert i Calib 8.2 (Stuiver et al., 2021), med same kalibreringskurve (IntCal20).

## 5 Resultat

Føremålet med kapittelet er å presentere resultatene frå kartleggingsarbeidet og sedimentstudiane. Resultata vert lagt fram som enkle tolkingar utifrå observasjonane, medan grunngeving for tolkingane og drøfting av resultatene i ein vidare kontekst vert omtalt i kapittel 6.

### 5.1 Kvartærgeologisk kartlegging

For å svare på problemstillingane som vart introdusert innleiingsvis, vart det utført kvartærgeologisk kartlegging i studieområdet. Eit eventuelt jøkullaup frå Pyttavatnet vil drenere til Bondhusvatnet via Fynderdalsvatnet (Jackson & Ragulina, 2014) og kartlegging med høgare detaljnivå vart difor utført i områda kring Pyttavatnet, Fynderdalsvatnet og ved utløpet til Pyttelva i Bondhusvatnet (figur 5.1). Dei nemnte lokalitetane skil seg frå resten av dreneringsløpet i form av slakare terrenggradient og akkumulasjon av lausmassar.



Figur 5.1: Tre område knytt til eventuelle jøkullaup frå Pyttabreen vart kartlagt med høgt detaljnivå: kring Pyttavatnet (A), Fynderdalsvatnet (B) og ved Pyttelva sitt utløp i Bondhusvatnet (C). Kartet har ein ekvidistanse på 20 m og er utarbeidd i ArcMap 10.7 utifrå topografisk norgeskart tilgjengeleg frå Kartverket (2020d).

Resultatet av kartlegginga i nedslagsfeltet til Bondhusvatnet er presentert i form av eit kvartærgeologisk kart i kapittel 5.1.1. Kartet gjev ei oversikt over jordartar og geomorfologiske trekk i studieområdet og dannar utgangspunkt for tolking av landskapsutvikling og klimahistorie gjennom holocen (kapittel 6). Det kvartærgeologiske kartet indikerer i tillegg kva prosessar som er og har vore aktive, kunnskap som er avgjerande i samband med tolkinga av sedimenta frå torvsnittet i Fynderdalen (kapittel 5.2) og innsjøsedimentkjernane frå Bondhusvatnet (kapittel 5.3).

### **5.1.1 Kvartærgeologisk kart over nedslagsfeltet til Bondhusvatnet**

Det kvartærgeologiske kartet over nedslagsfeltet til Bondhusvatnet (figur 5.2) dannar ei oppsummering av alle tolkingar, basert på observasjonane frå kartlegginga. Skildring og tolking av observasjonar frå områda kring dreneringsløpet til eit eventuelt jøkullaup frå Pyttavantet (figur 5.1), vert presentert i større detalj i dei neste delkapitla. Frå studieområdet er ikkje alle enkeltformer skildra i detalj, men døme på alle jordartar og overflateformer er presentert, som representative døme for resten av kartleggingsarbeidet. Delar av området er kartlagt i tidlegare arbeid (Simonsen, 1999; Bakke et al., 2000), men med lågare detaljnivå enn det som vert presentert her.

Den sør- og søraustre delen av kartleggingsområdet utgjer i stor grad av eit høgtliggjande fjellområde (> 900 moh.), dominert av bre og bart fjell. I dalbotnane ligg eit samanhengande lausmassedekke dekkja av vegetasjon, med blokker (> 1 m i diameter) i overflata. Høgare i terrenget opptre eit tynnare, blokkrikt lausmassedekke med innslag av fast fjell. Dalsidene i Fynderdalen og i området kring Bondhusvantet, er dominert av stein- og blokkrike avsetjingar utan vegetasjon. Langs aust- og vestsida av Bondhusvatnet har lausmasseavsetjingane tydelege vifteform heilt ned til strandlinja.

I breforlandet framom Bondhusbreen og den vestre utløparen av Pyttabreen, ligg fleire sett med ryggformer av sand, grus og enkelte blokker (> 2 m i diameter). Ryggformene har varierende utstrekning frå 5 til 300 m, er 1-10 m høge og 1-4 m breie. Ryggformene framom Pyttabreen er generelt meir blokkrike enn dei framom Bondhusbreen. Det ligg utanfor føremålet med denne oppgåva å skildre alle ryggformene i detalj, men omfattande skildringar er å finne i Simonsen (1999) og Furdal (2010). Kring Fynderdalsvatnet, i Vasslia, ved nordenden av Bondhusvatnet og nord for Botnavatet, ligg 2-10 m høge og 3-50 m breie enkeltstående ryggformer, som kan følgjast 5-350 m i terrenget. Ryggformene er blokkrike (> 1 m i diameter) i overflata og på nordsida av dei tre ryggformene i Vasslia er det eit tydeleg vegetasjonsskilje mot våtare terreng.

Der gradienten til breelvane flatar ut framom Bondhusbreen og Pyttabreen, opptre sorterte avsetjingar av sand og grus på dalbotnen. Kornstorleiken minkar generelt med aukande avstand frå breen og avsetjingane har spor av erosjon i overflata. Ved innløpet til Pyttelva i Bondhusvatnet, ligg ei kaotisk, vifteforma lausmasseavsetjing med fallvinkel frå 5 til 15 grader i retning mot



Bondhusvatnet, dominert av kornstorleikar frå sand til blokker (> 4 m i diameter). Ved innløpet til Fonnelva i Bondhusvatnet ligg ei relativt flat lausmasseavsetjing 2-3 m over innsjøen. Flata har ei utstrekning kring 100 x 150 m og består av laust pakka, sortert sediment dominert av grov sand og grus, i tillegg til enkelte steinar.

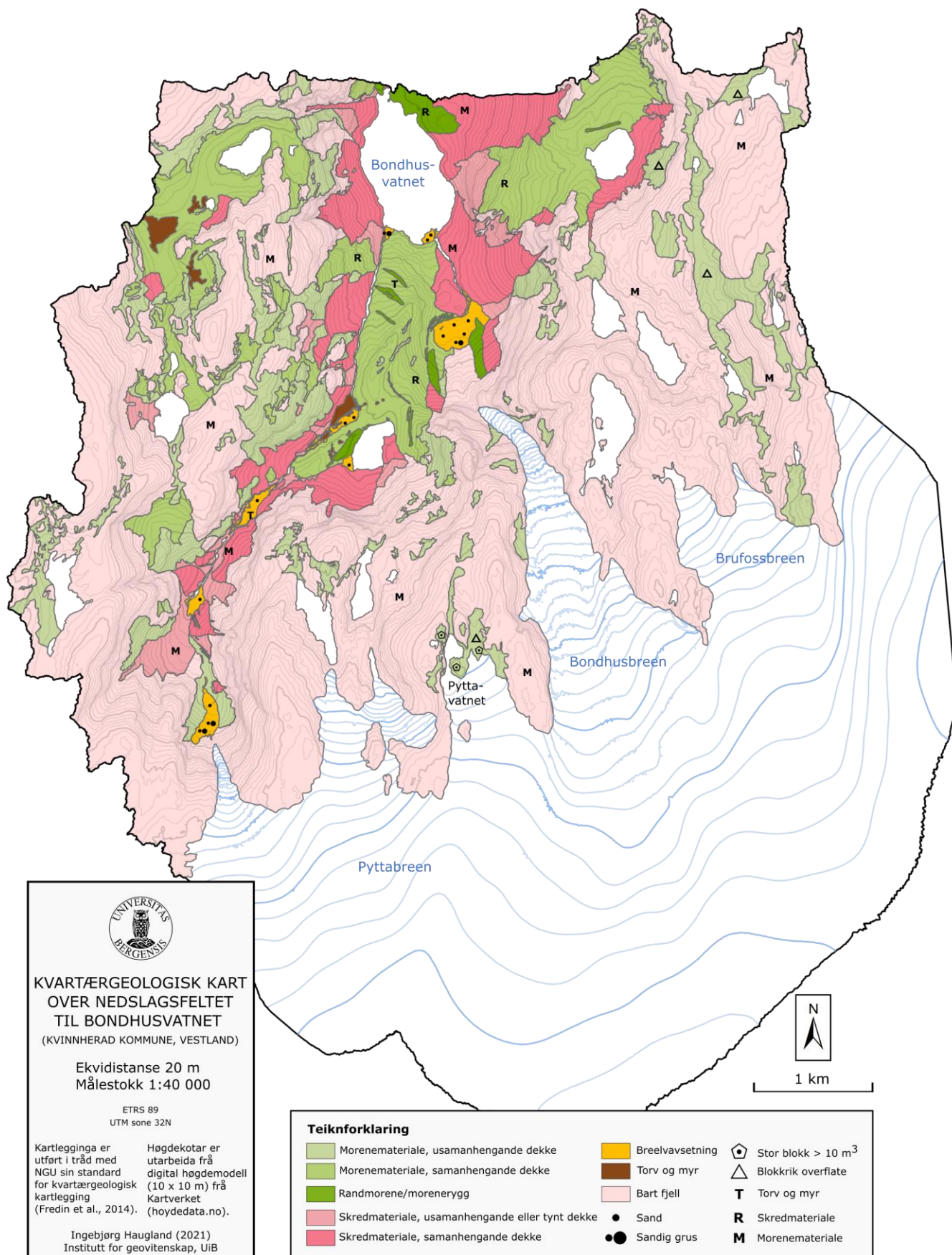
Nordvest for Fynderdalsvatnet ligg eit flatt, ope og grasdekt område kring 100 x 200 m. Terrenget i området er fuktig og flata har ein høgdeskilnad på 5 m, med helling nedover Fynderdalen.

### **Tolking og oppsummering**

Det samanhengane lausmassedekket i dalbotnane og det tynnare lausmassedekket høgare i terrenget, vert tolka til å vere høvesvis tjukt og tynt morenedekke. Dei blokkrike lausmasseavsetjingane i dalsidene vert tolka som skredmateriale, nokre stadar avsett i tydelege skredvifter (figur 5.2). Tolkinga er i samsvar med Simonsen (1999) si skredkartlegging i Bondhusdalen, men han skil i tillegg mellom skredmateriale og særskilde store skredvifter tolka som fjellskred. Fjellskred er ein svært rask, gravitasjonsdrive massebevegelse av store mengder bergartsfragment og vert rekna som den største og mest "destruktive" skredtypen (Hungre et al., 2001; Braathen et al., 2004). Som nemnt i introduksjonen (kap. 2.2), er Bondhusvatnet demt opp av fjellskredet Vasslia i nord, men demninga ligg nord for utløpet og er difor ikkje synleg på kartet som er avgrensa av nedslagsfeltet til innsjøen.

Alle ryggformene er tolka til å vere randmorenar, anten side- eller endemorenar, avsett ved stillstand eller framstøyt av Bondhus- og Pyttabreen. Den flate lausmasseavsetjinga ved Fonnelva sitt utløp i Bondhusvatnet, vert tolka til å vere overflata på eit glasifluvialt delta, bygd ut av bresediment som Fonnelva har frakta frå Bondhusbreen. Lausmasseavsetjinga ved Pyttelva sitt utløp i Bondhusvatnet, vert òg tolka til å vere ei glasifluvial avsetjing, basert på at Pyttelva renn ut frå den vestre Pyttabreen, men avsetjinga har ikkje den same flate strukturen og sorteringa som deltaet heilt sør i Bondhusvatnet. Lausmasseavsetjinga ved Pyttelva sitt innløp i Bondhusvatnet, vert skildra og diskutert i større detalj i kap. 5.1.4. Dei sorterte avsetjingane på dalbotnane der breelvene frå Bondhus- og Pyttabreen renn med slak gradient, vert tolka til å vere glasifluviale avsetjingar i form av sandurar. Ein sandur er definert som ei breelvslette av sand og grus, som vert avsett framom ein bre av smeltevatnet frå breen (Krigström, 1962).

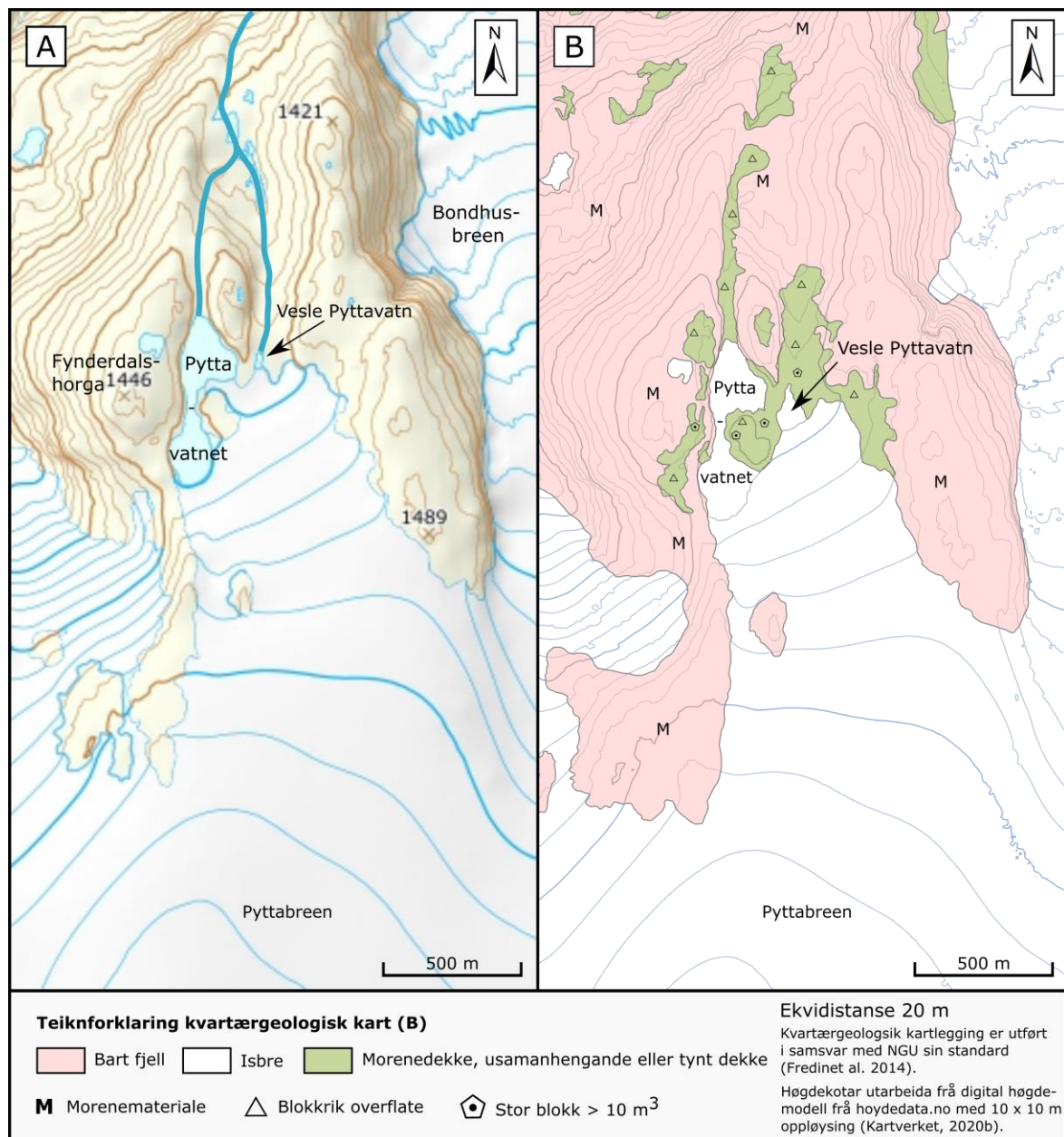
Den vasshaldige, grasdekkja flata i Fynderdalen er eit område dominert av torv og myr. Torv og myr består av delvis nedbrote organisk materiale, med mektigheit over 30 cm. Slike landområde vert typisk danna i søkk eller låge terrengområde, då danning av myr og torv er avhengig av at ikkje alt vatn drenerer bort.



Figur 5.2: Kvartærgeologisk kart over nedslagsfeltet til Bondhusvatnet. Kartet er utarbeida i ArcMap 10.7.

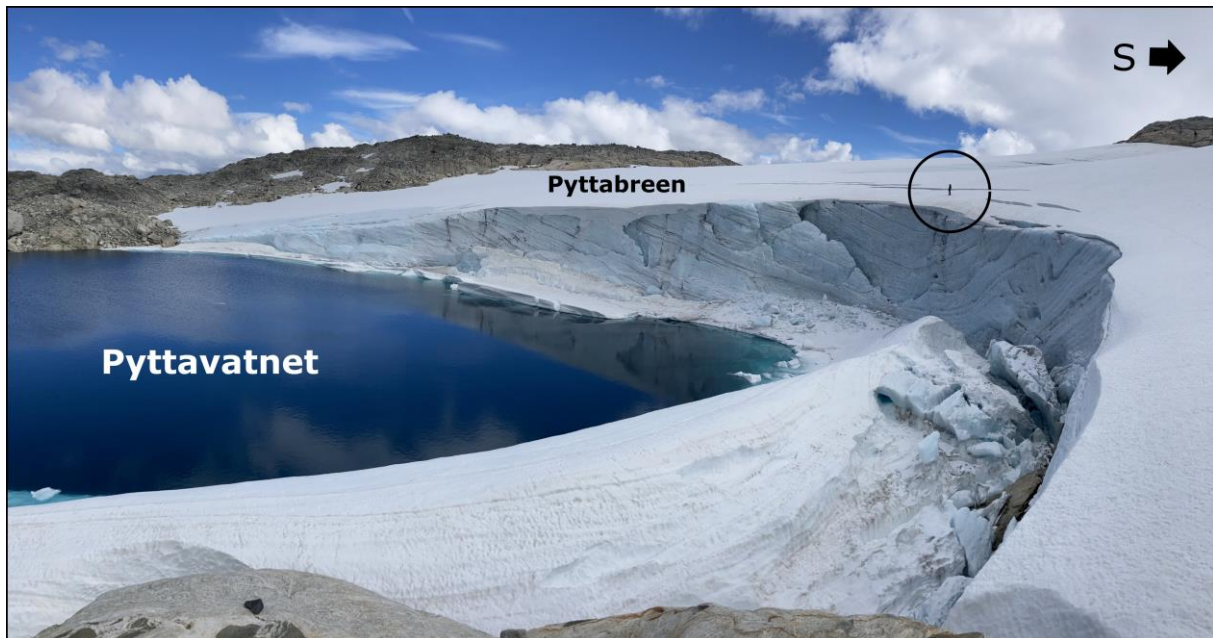
### 5.1.2 Pyttavatnet

Pyttavatnet ligg aust for Fynderdalshorga, inntil brefronten av den austre utløparen til Pyttabreen (figur 5.3a). På austsida av vatnet går ein fjellknaus dekkja av lausmassar (1408 moh.) ut i vatnet og deler innsjøen i to basseng bunde saman av ein smal tarm av vatn. Målingar frå norgebilder.no (Kartverket, 2020c) syner at Pyttavatnet er 540 m langt og har eit areal på 0,053 km<sup>2</sup>. Breforlandet kring innsjøen er prega av bart fjell utan vegetasjon, samt nokre område med tynt, blokkrikt morenedekke (figur 5.3b). Høgdekotane på figur 5.3 syner at breoverflata på den austre Pyttabreen har jamn stiging frå brefronten og oppover mot midten av Sørfonna.



Figur 5.3: Topografisk og kvartærgeologisk kart over kartleggingsområdet ved Pyttavatnet. **A)** Topografisk kart utarbeida i ArcMap 10.7, utifrå data tilgjengeleg frå Kartverket (2020d). Ekvidistansen på kartet er 20 m. **B)** Utdrag frå det kvartærgeologiske kartet (kap. 5.1.1) i lågare målestokk og med fleire detaljar. Høgdekotane er utarbeida frå ein DTM med oppløysing på 10 x 10 m og ekvidistansen er 20 m (Kartverket, 2020b).

Brefronten står inntil Pyttavatnet i sør og søraust, og fronten strekk seg frå vassflata ved den morenedekte knausen midt i vatnet, til fjellryggen ved Fynderdalsborga heilt sør i innsjøen. Brefronten er bogeforma og isoverflata stig frå nord mot sør. På det høgaste er breoverflata ved fronten estimert til å liggja kring 20 m over vassoverflata (figur 5.4). Studie av flyfoto og observasjonar frå felt peikar på at isoverflata på breutløparen er relativt slett, utan bresprekkar.



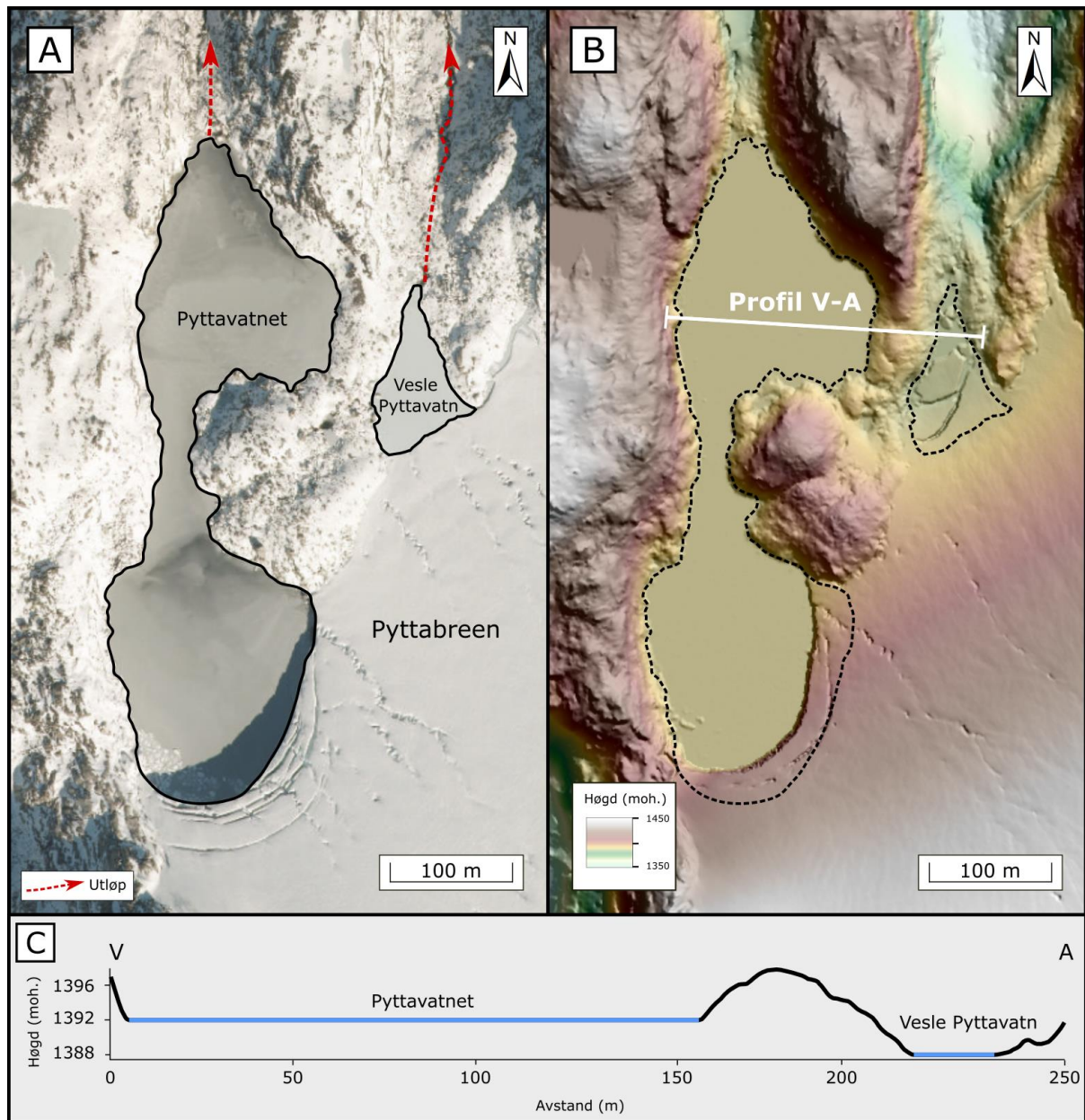
Figur 5.4: Oversiktsbilete over brefronten til den austre utløparen av Pyttabreen, ved sørenden av Pyttavatnet. Ringen markerer ein person som står ved brefronten. Foto: Johannes Hardeng.

Det vesle vatnet aust for Pyttavatnet er utan namn på Kartverket sine kart (Kartverket, 2020a), men vert i denne oppgåva kalla Vesle Pyttavatn. Vatnet er mest ikkje synleg på det topografiske norgeskartet (figur 5.3a), men studie av flyfoto frå 2019 og feltobservasjonar i 2020 tyder på at vatnet har eit areal kring 0,055 km<sup>2</sup>. Under kartleggingsarbeidet i august 2020 vart høgdeskilnaden mellom Pyttavatnet og Vesle Pyttavatn målt med GPS og samanlikna med data frå den digitale høgdemodellen frå 2017 (Kartverket, 2020b). GPS-målingane syner ein høgdeskilnad på 10 m mellom vatna, og den digitale høgdemodellen frå 2017 ein skilnad på 4 m (tabell 5.1).

Tabell 5.1: Høgdeskilnad mellom Pyttavatnet og vesle Pyttavatn, målt under feltarbeid i 2020 og på LiDAR-data frå 2017 tilgjengeleg frå hoydedata.no (Kartverket, 2020b). Høgdemålingane er runda av til næraste heile meter.

Målepunkt	Handhaldt GPS (2020)	Digital høgdemodell (2017)
Pyttavatnet vassoverflate	1394 moh.	1392 moh.
Vesle Pyttavatn vassoverflate	1384 moh.	1388 moh.

Både Pyttavatnet og Vesle Pyttavatn har utløp i nord, og det vart i august 2020 observert rennande vatn ved begge utløpa. Vatnet frå innsjøane følgjer først to parallelle skar, før det vert samla i ein bekk kring 1350 moh., og renn ned til Fynderdalsvatnet. Samanlikning av flyfoto frå 2019 og DTM frå 2017 (figur 5.5) syner at brefronten stod kring 40 m lengre framme i sørenden av Pyttavatnet i 2017. Figuren syner òg at mesteparten av Vesle Pyttavatn på same tidspunkt var dekkja av breis eller isflak, og at både Pyttavatnet og vesle Pyttavatn var mindre i 2017 enn i 2019.



Figur 5.5: **A)** Flyfoto (2019) av området kring Pyttavatnet, modifisert frå norgeibilder.no (Kartverket, 2020c). Observert utløp for Pyttavatnet og Vesle Pyttavatn per august 2020 er markert. **B)** Skuggrelieffmodell av same område som A). Utbreiinga til Pyttavatnet og Vesle Pyttavatn basert frå flyfoto frå 2019 er markert med stipla linje. Modellen er utarbeida i ArcMap 10.7, basert på ein DTM frå 2017 med 0,5 x 0,5 m oppløysing, tilgjengeleg frå hoydedata.no (Kartverket, 2020b). **C)** Profil som syner høgdeskilnaden mellom Pyttavatnet og vesle Pyttavatn, basert på LiDAR-data frå 2017 (Kartverket, 2020b). Profillengda er markert i B).

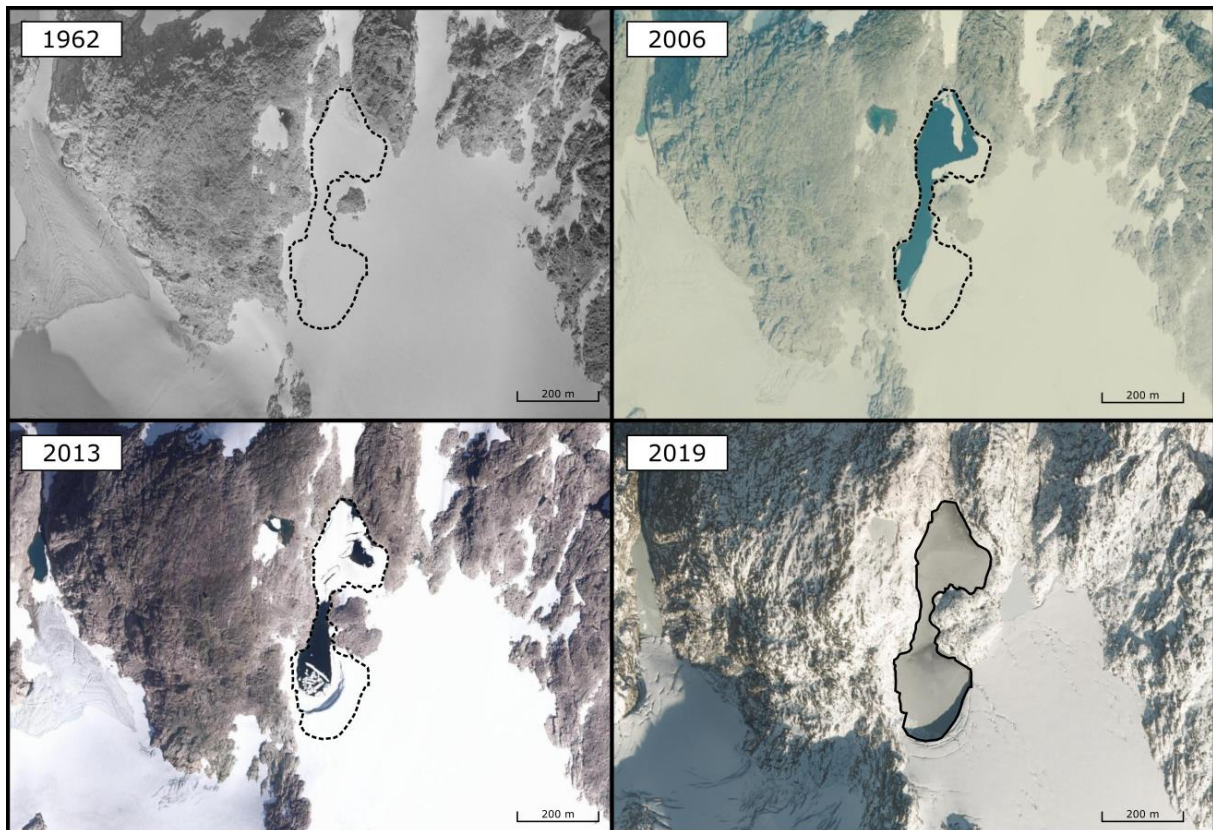
Lausmassane ved utløppunkta til både Pyttavatnet og Vesle Pyttavatn er prega av tynt, blokkrikt morenedekke (figur 5.6), men skil seg frå dei andre lausmassane i området. I resten av området består morenedekket av kornstorleikar frå fin sand til blokker, men ved utløpa opptre berre stein og blokker. Ved utløpet til Pyttavatnet manglar dei minste fraksjonane i ei utstrekning på kring 1-2 m på kvar side av utløpet, medan ved Vesle Pyttavatn er det mangel på sand og grus opptil 8 m på kvar side av dagens utløp.



Figur 5.6: Oversiktsbilete over utløpet til Pyttavatnet og Vesle Pyttavatn, på nordsida av vatna. Biletet syner at utløpsområda er prega av blokkrikt morenemateriale og at det er høgdeskilnad mellom vatna. Foto: Nora Ugland.

Samanlikning av flybilete frå 1962, 2006, 2013 og 2019 indikerer at storleiken til Pyttavatnet har variert i løpet av dei siste tiåra (figur 5.7). I 1962 var heile vatnet dekkja av is og/eller snø, medan brefronten stod om lag midt i vatnet i 2006. Flyfotograferinga i 1962 vart gjennomført på seinsumaren, og datasettet syner at store delar av Sørfonna, i likskap med området kring Pyttavatnet, var snødekt. Flyfoto frå 2013 syner at Pyttavatnet var delvis dekkja av is og/eller snø i nord, men snødekket vert rekna som ein del av det årlege snøfallet, og ikkje breis. Vesle Pyttavatn er berre synleg på flyfotografiet frå 2019, og er dekkja av breen på dei tidlegare tidspunkta.

I tidsrommet mellom 2006 og 2013 har Pyttavatnet auka i storleik, i takt med at breen har trekt seg tilbake. Totalt har brefronten sør i Pyttavatnet gått 150 m tilbake i perioden 2006 til 2019, og over 500 m i tidsrommet 1962 til 2019. Arealet av innsjøen har auka frå 0,030 km<sup>2</sup> i 2006 (Jackson & Ragulina, 2014) til 0,053 km<sup>2</sup> i 2019.



Figur 5.7: Pyttavatnet si utvikling i perioden frå 1962-2019 framstilt ved flyfoto tilgjengeleg frå norgebilder.no (Kartverket, 2020c). Flyfotograferinga i 2019 og 2013 vart gjennomført på seinsumaren, i juli, august og september. Flyfoto frå 2006 vart teke i juli, medan datainnsamlinga i 1962 vart utført i august og september.

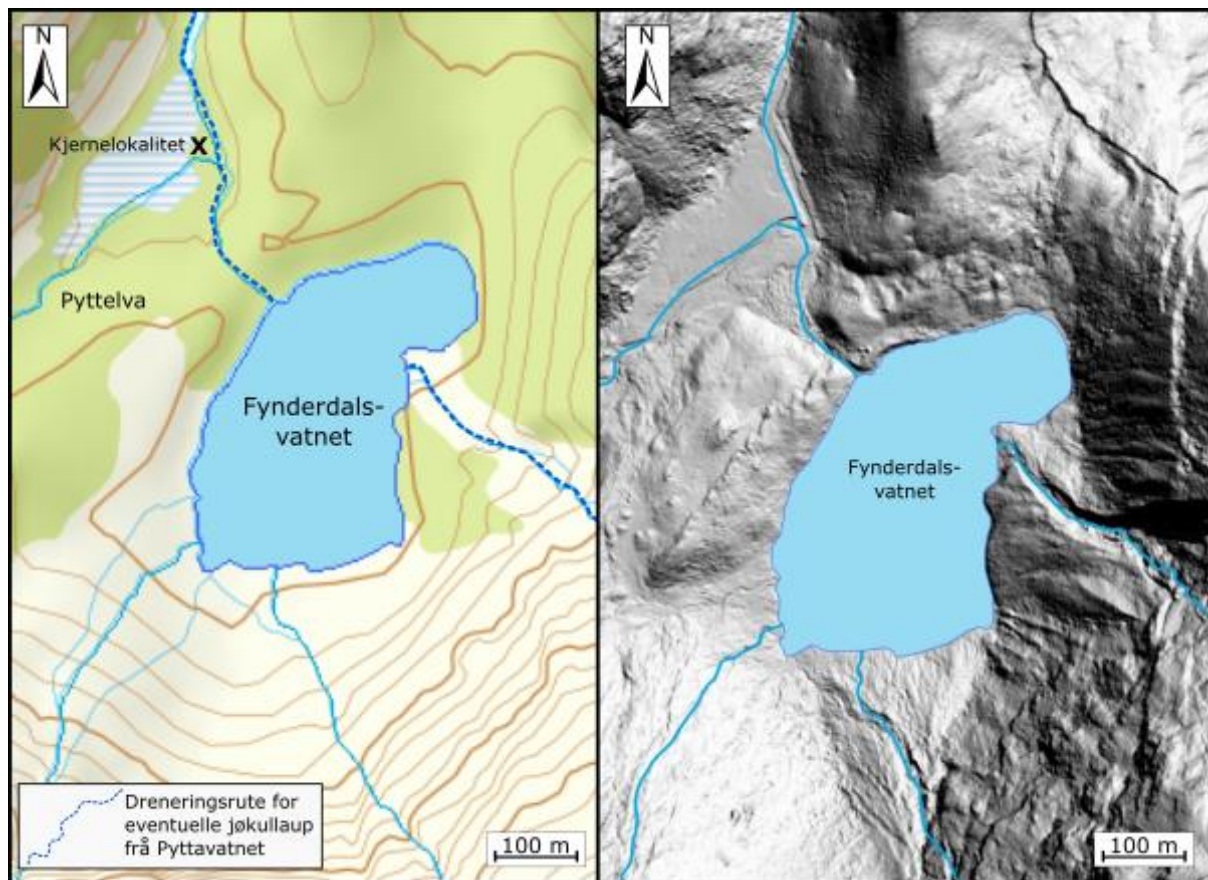
### Oppsummering

Kvartærgeologisk kartlegging kring den austre utløparen av Pyttabreen, syner at det ligg to vatn framom brefronten, skild frå kvarandre av breis og ein fjellrygg dekkja av tynt morenedekke. Både Pyttavatnet og Vesle Pyttavatn har kontakt med brefronten i sør og renn ut i nord. Innsjøane ligg i ulike høgder, med ein høgdeskilnad på 4 til 10 m. Ved utløpspunktta består morenedekket av stein og blokker, medan lausmassar med kornstorleik frå sand til blokker er å finna i resten av kartleggingsområdet. Mangel på sand og grus i lausmassane ved utløpa, vert tolka som ein indikasjon på at rennande vatn har spylt vekk dei minste og lettaste fragmenta. Vidare syner studie av flyfoto at heile Pyttavatnet var dekkja av is og/eller snø i 1962, og at arealet av vatnet har dobla seg i perioden 2006 til 2019. Arealet av innsjøen har auka som eit resultat av at breen har trekt seg tilbake.

Føremålet med feltkartlegginga ved Pyttavatnet var å studere innsjøen og omgjevnadane, for å finne ut om vatnet er bredemt og om det er potensiale for jøkullaup. For at eit jøkullaup skal kunne skje, må det finnast eit utløpspunkt som ligg lågare enn dagens utløp i nord. Det lågaste utløpet må vidare vere blokkert av isen, slik at det er grunnlag for å tøyne heile eller delar av innsjøen i løpet av relativt kort tid (Tweed & Russel, 1999). Drøfting kring jøkullaupspotensialet frå Pyttavatnet vert teke opp att i kapittel 6.1.

### 5.1.3 Fynderdalsvatnet og myrområdet i Fynderdalen

Frå Pyttavatnet drenerer brevatnet gjennom ein dal mellom Fynderdalsnuten og Fynderdalshorga, og vidare nedover den bratte lia søraust for Fynderdalsvatnet. Dreneringsruta mellom Pyttavatnet og Fynderdalsvatnet består i hovudsak av bart fjell og usamanhengande, tynt lausmassedekke. Vatnet renn inn på søraustsida av Fynderdalsvatnet, over ei tydeleg vifteform som strekk seg ut i den proglasiale innsjøen. På sørsida drenerer små elvar frå den midtre Pyttabreen, via Selnut- og Fossavatnet, inn til Fynderdalsvatnet. Vidare har innsjøen utløp i nordvest, og vatnet frå Fynderdalsvatnet renn saman med Pyttelva på austsida av myrområdet i Fynderdalen (figur 5.8).

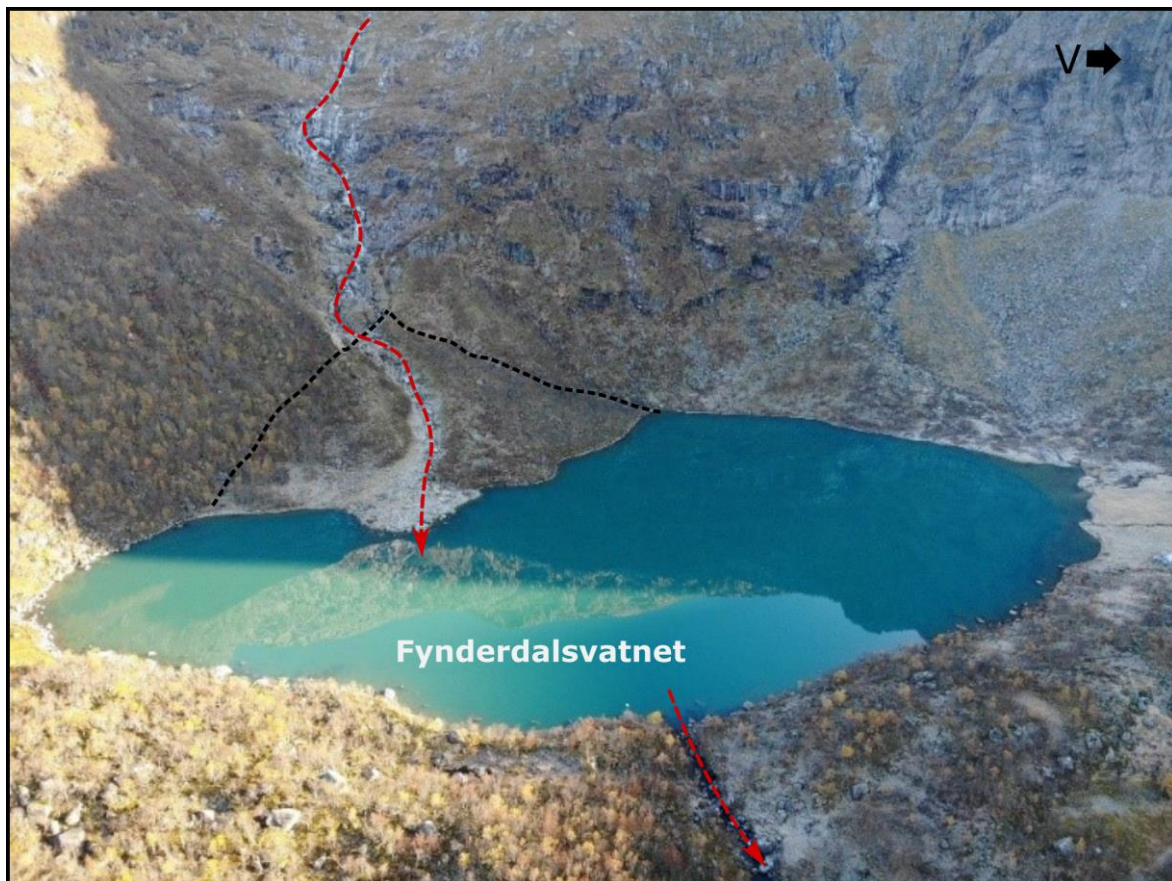


Figur 5.8: Oversiktskart (A) og skuggerelieffmodell (B) over kartleggingsområdet kring Fynderdalsvatnet. Kjernelokaliteten for torvkjerneprøvane frå Fynderdalen (kapittel 5.2) er markert i A. Figuren er utarbeida i ArcMap 10.7, utifrå topografisk norgeskart (A) og data frå hoydedata.no (B) (Kartverket, 2020b,d). Høgdekotane på kartet har ekvidistanse på 20 m, med markante kotar kvar 100 m.

Fynderdalsvatnet ligg i ein botn, med bratte fjellside mellom 30 og 60 grader på sør- og austsida av vatnet. Områdekartet (figur 5.8a) syner at fjellside utgjer eit relieff på over 500 moh. ned mot vatnet, og langs sør- og austsida av innsjøen ligg fleire vifteformer av lausmassar. Langs sørsida av Fynderdalsvatnet består lausmassane av tilgrodd materiale i form av sand og grus, med stein og blokker (> 2 m i diameter) på toppen. Blokkene er kanta til kantrunda på form og opptre både enkeltvis og i små klynger.



På søraustsida av Fynderdalsvatnet, ved innløpet frå Pyttavatnet, leiar eit tydeleg erosjonsspor ned til ei vifteforma lausmasseavsetjing som strekk seg ut i vatnet. Erosjonssporet kjem tydeleg fram av skuggereleieffmodellen (figur 5.8b) og kuttar vifta i to delar. Dronebiletet syner at erosjonssporet er utan vegetasjon, og at lausmassar er synlege i overflata (figur 5.9). Utanom erosjonssporet er vifta dekkja av tynn vegetasjon, medan fjellsida kring vifta er dominert av bart fjell og skog. Trea på austsida av vifta er generelt bøygd nedover mot vatnet, og velta tre ligg langs erosjonssporet.



Figur 5.9: Dronebiletet over Fynderdalsvatnet, sett frå nord. Den raude stipla linja markerer dreneringsruta til eit eventuelt jøkullaup frå Pyttavatnet, og den svarte stipla linja markerer omriset av lausmassevifta søraust i vatnet. Foto: Svein Are Furdal.

Vifteavsetjinga består av kanta til kantrunda sediment av grov sand, grus, stein og blokker (figur 5.10a). Den største blokka ligg heilt ytst på vifta og har ein storleik kring 3 x 3 x 3 m. Fleire av blokkene langs erosjonssporet har ferske, lyse erosjonsflater, og nokre av blokkene har både ferske og eldre brotflater basert på fargeskilnadar og variasjonar i forvittringshud (figur 5.10b). Fleire stadar er materiale av mindre fraksjonar avsett oppå større fraksjonar (til dømes stein oppå blokk), og over ein del av blokkene ligg eit tynt lag av sand og grus (fig. 5.10c). Vifteforma har ingen fallsortering og gradienten på avsetjinga avtek gradvis mot Fynderdalsvatnet. Øvst heller vifta mellom 15 og 25 grader, medan gradienten på den distale delen er 3-10 grader. Bekken frå Pyttavatnet følgjer erosjonssporet, og renn ut i Fynderdalsvatnet om lag midt på vifta.

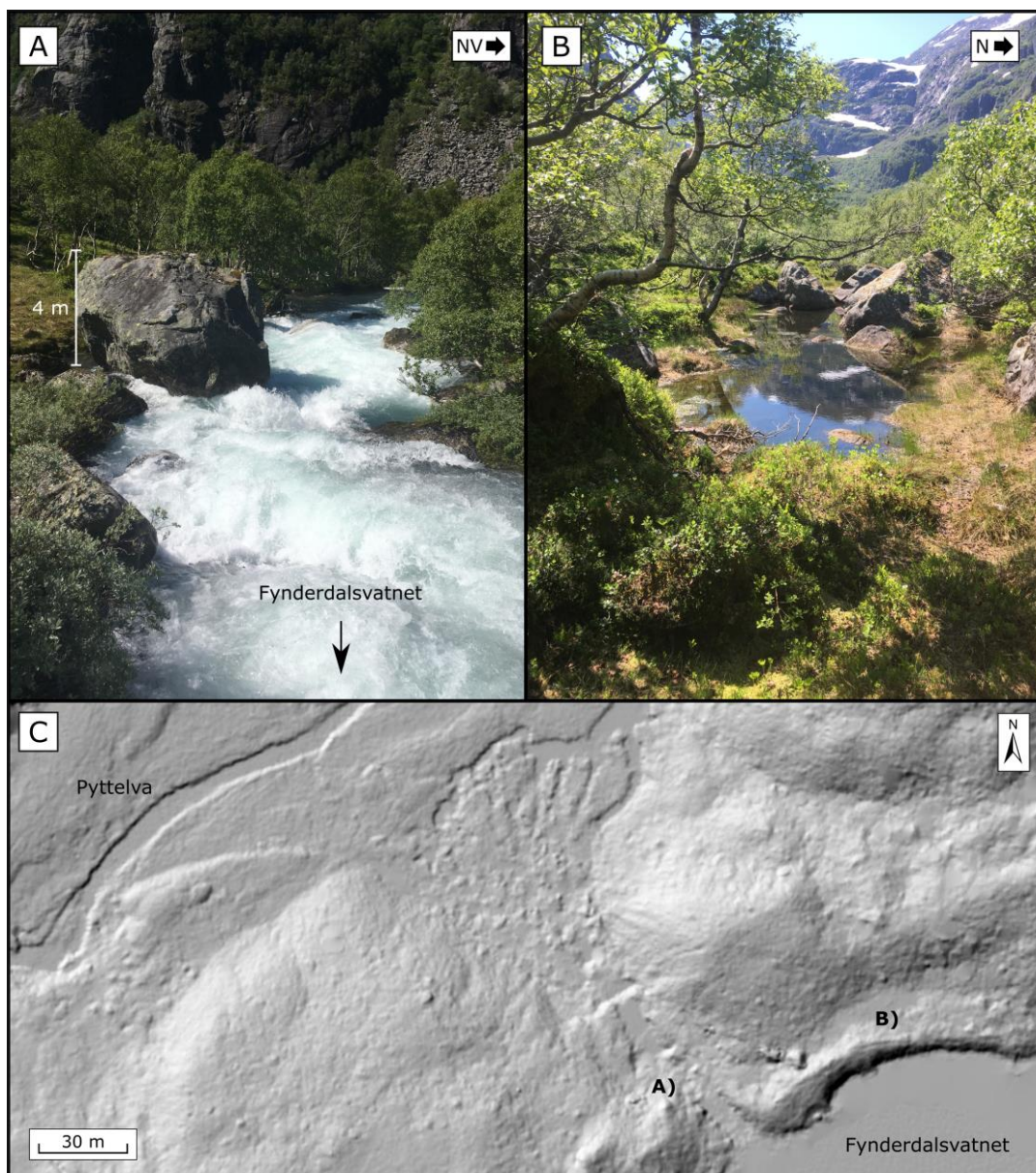


Figur 5.10: Lausmassevifta på søraustsida av Fynderdalsvatnet. **A)** Oversiktsbilete over nedre del av lausmassevifta, beståande av kantrunda grus, stein og blokker. **B)** Blokkene langs erosjonssporet har ferske, lyse erosjonsflater. **C)** Fleire av blokkene er overlagt av eit lag med grus og stein. Foto: Hildegunn Furdal.

Frå skuggereleieffmodellen (figur 5.8b) kjem langstrakte ryggar i terrenget tydeleg fram. På nord- og austsida av Fynderdalsvatnet ligg tre bogeforma ryggstrukturar, og langs vestsida ei lang ryggform, samt to mindre ryggar. I kap. 5.1.1 vart ryggformene tolka som moreneryggar, og ryggformene vest for Fynderdalsvatnet vert her skildra i detalj, som ein representativ lokalitet for dei andre ryggane som er studert i kartleggingsarbeidet.

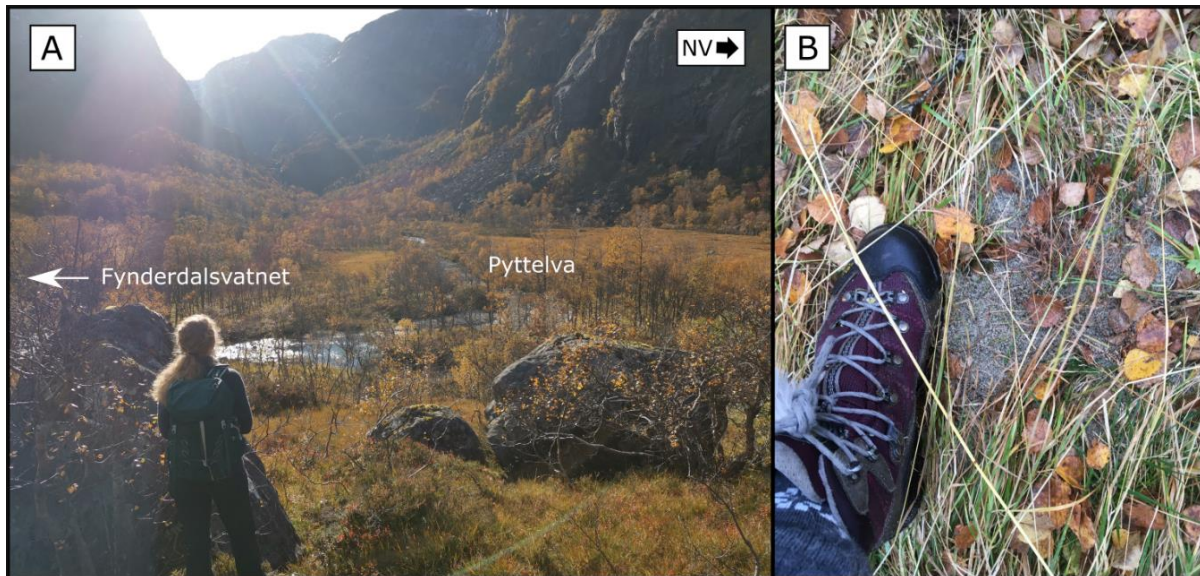
Ryggformene langs vestsida av Fynderdalsvatnet utgjer tre ryggformer i terrenget, med blokker (> 2 m i diameter) i overflata og eit tydeleg vegetasjonsskilje mot våtare terreng i nordvest (figur 5.11b). For å skilje ryggformene vert dei omtala som M1, M2 og M3 frå høvesvis sørvest til nordaust.

M1 har ei utstrekning på 50 m, og er 8-10 m brei og 1-2 m høg. M2 er den lengste av dei tre, med ei utstrekning på 330 m, høgde på 10-12 m og breidd på 40-50 m. Tydelege fluviale erosjonsspor strekk seg mellom M1 og M2, og nordover bak M2. M3 ligg på nordsida av utløpet til Fynderdalsvatnet og måler 100 m i lengd, 8-10 m i breidde og 3-4 m i høgde. Overflata til ryggformene heller mot nordaust, og alle ryggane er høgast i sørvest målt til høvesvis 616, 615 og 595 moh. frå M1 til M3. Ryggane har ei tydeleg brattare side mot Fynderdalsvatnet enn mot Fynderdalen, med helling på høvesvis 15-20 og 10-15 grader. Utløpet frå Fynderdalsvatnet dannar skiljet mellom M2 og M3, og ryggane har lik høgde, 593 moh., på begge sider av elveløpet.



Figur 5.11: **A)** Blokker (> 4 m i diameter) i elveløpet nedstrøms Fynderdalsvatnet. Biletet er teke frå brua, kring 30 m nedanfor utløpspunktet. **B)** Eit tydeleg vegetasjonsskilje mot våtare terreng på nordvestsida av M1 **C)** Utdrag frå skuggereleieffmodellen (figur 5.8) syner ei vifteforma avsetjing på sørsida av Pyttelva nedstrøms Fynderdalsvatnet. Kartet er utarbeida i ArcMap utifrå ein DTM med 0,5 x 0,5 m oppløysing tilgjengeleg frå hoydedata.no (Kartverket, 2020b). Lokalitetane for bilete A) og B) er markert. Foto: Ingebjørg Haugland.

Nedstrøms utløpet frå Fynderdalsvatnet ligg kantrunda blokker (> 4 m i diameter), i og kring elveløpet (figur 5.11a). Skuggereleieffmodellen i figur 5.11c syner i tillegg ei tydeleg vifteforma avsetjing på austsida av myra, der vatn frå Fynderdalsvatnet møter Pyttelva. Vifteavsetjinga er dekkja av gras og tynn bjørkeskog, og består av sand og grus i tillegg til kantrunda blokker (> 4 m i diameter). Myrområdet i Fynderdalen vart skildra i kap. 5.1.1, og består av eit relativt flatt, vått område dekkja av gras (figur 5.12a). Pyttelva renn langs sør- og austsida av myrområdet, fleire stadar langs elva ligg sand og grus oppå graset, i tillegg til at graset ligg flatt mot bakken (figur 5.12b).



Figur 5.12: **A)** Oversiktsbilete over myrområdet nedstrøms Fynderdalsvatnet. Biletet er teke i retning mot Pytten. **B)** Sandavsetjingar på vegetasjonsdekket langs Pyttelva. Foto: Ingebjørg Haugland

### Oppsummering og tolking

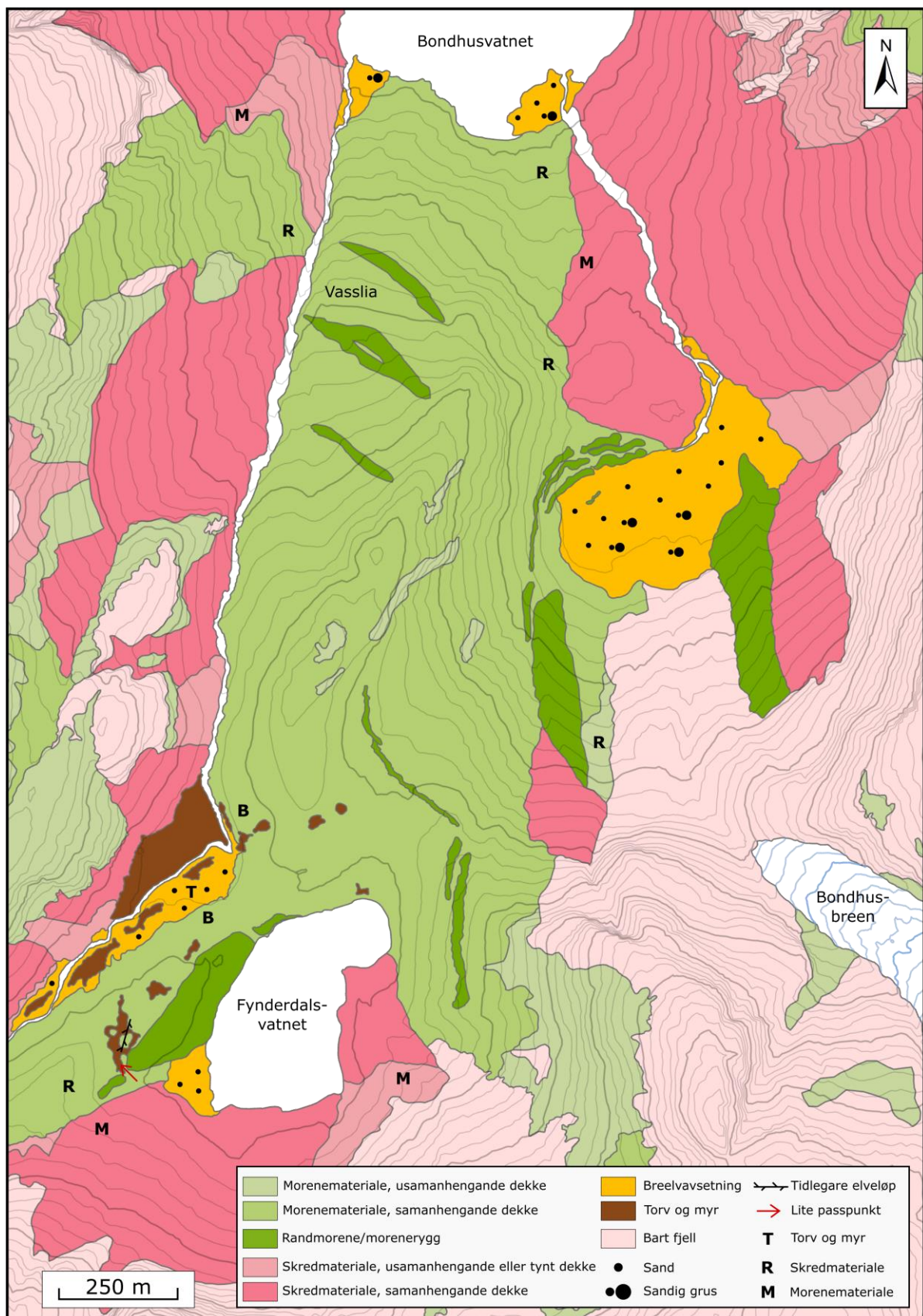
Observasjonane frå kartleggingsområdet kring Pyttavatnet er presentert i det kvartærgeologiske kartet over studieområdet (figur 5.2), og presentert i større detalj i figur 5.14. Lausmasseviftene langs sør- og austsida av Fynderdalsvatnet vert tolka som skredmateriale og ryggformene som randmorenar. Grunngeving for tolkingane er skildra under. Lausmassevifta på austsida av Fynderdalsvatnet vert tolka til å vere avsett av sørpeskred, ein snøskredtype som er kjenneteikna ved svært vasshaldig snø. Sørpeskred kan klassifiserast som eit *vått lausnsøskred* der høgt innhald av vatn fører til at denne skredtypen har stor erosiv kompetanse, og vert typisk kanalisert i forseinkingar eller bekkeløp langs skredbana (Rapp, 1960; Gardner, 1983). Avsetjing frå smeltande snø kan føre til plassering av stein og blokker i unaturlege posisjonar, samt at lag av sand og grus vert avsett oppå blokker (Luckman, 1978; Blikra og Nemeč, 1998). Sørpeskred fører til resedimentering av tilgjengelege lausmassar, og finmateriale vert typisk vaska vekk av smeltevatn eller bekkar i skredløpa. Observasjon av kanta skredmateriale kan forklarast ved steinsprang frå dei bratte fjellsidene eller at materialet har blitt knust under skredtransporten.

På sørsida av Fynderdalsvatnet vert lausmasseviftene tolka til å vere snøskredvifter, og enkeltblokkene i overflata til å komme av steinsprang frå dei bratte fjellsidene mot Selnut. Lokale, historiske kjelder, rapporterer om eit stort snøskred frå Selnut i 1920-åra, som øydelagde dei gamle stølshusa ved Fynderdalsvatnet (K. Haugse, 2020, pers. med.; Skaala & Ulvenes, 2011). Stølen vart bygd opp att lengre unna fjellsida, og under Selnut ligg det i dag ei markant snøskredvifte (figur 5.13).



Figur 5.13: Snøskredvifte under Selnut, på sørsida av Fynderdalsvatnet. Eit stort snøskred frå Selnut øydelaga dei gamle stølsbygningane ved Fynderdalsvatnet i 1920-åra. Stølen vart bygd opp att nordaust for gamlestølen og står i dag lengre unna fjellsida. Biletet vart teke 26. juni 2020, og viser at det framleis ligg snøfenner i fjellsida.

Ryggformene på vestsida av Fynderdalsvatnet vert tolka til å vere ein opphavelig kontinuerleg avsett morenerygg, der vatn seinare har modifisert landforma og kutta ryggen i tre delar. Mellom M1 og M2 tyder fluviale erosjonsspor på rennande vatn, tolka til at fluvial erosjon frå ein bekk eller ei elv har delt moreneryggen her. På bakgrunn av erosjonsspora er eit passpunkt teikna inn på det kvartærgeologiske kartet (figur 5.14). M2 og M3 vert òg tolka til å vere kontinuerleg avsett, på grunn av at høgden på ryggane er like på begge sider av elva som renn mellom dei. Elva er i seg sjølv ein indikasjon på fluvial erosjon tilbake i tid. Brotet i moreneryggen kan anten vere eit resultat av gradvis erosjon over tid, eller ei brå hending frå nedslagsfeltet kring vatnet. Den vifteforma avsetjinga nedstrøms Fynderdalsvatnet, samt store blokker i og ved elveløpet, er ein indikasjon på stor vassføring og høg energi under avsetjing. Forma på vifta tyder på at vassføringa skriv seg frå Fynderdalsvatnet.



Figur 5.14: Utdrag frå kvartærgeologisk kart (kap. 5.1.1) i lågare målestokk og med høgare detaljnivå. Kartet dekkjer kartleggingsområdet ved Fynderdalsvatnet (kap 5.1.3), Pyttelva sitt utløp i Bondhusvatnet (kap. 5.1.4), samt breforlandet framom Bondhusbreen.

#### 5.1.4 Utløpet til Pyttelva i Bondhusvatnet

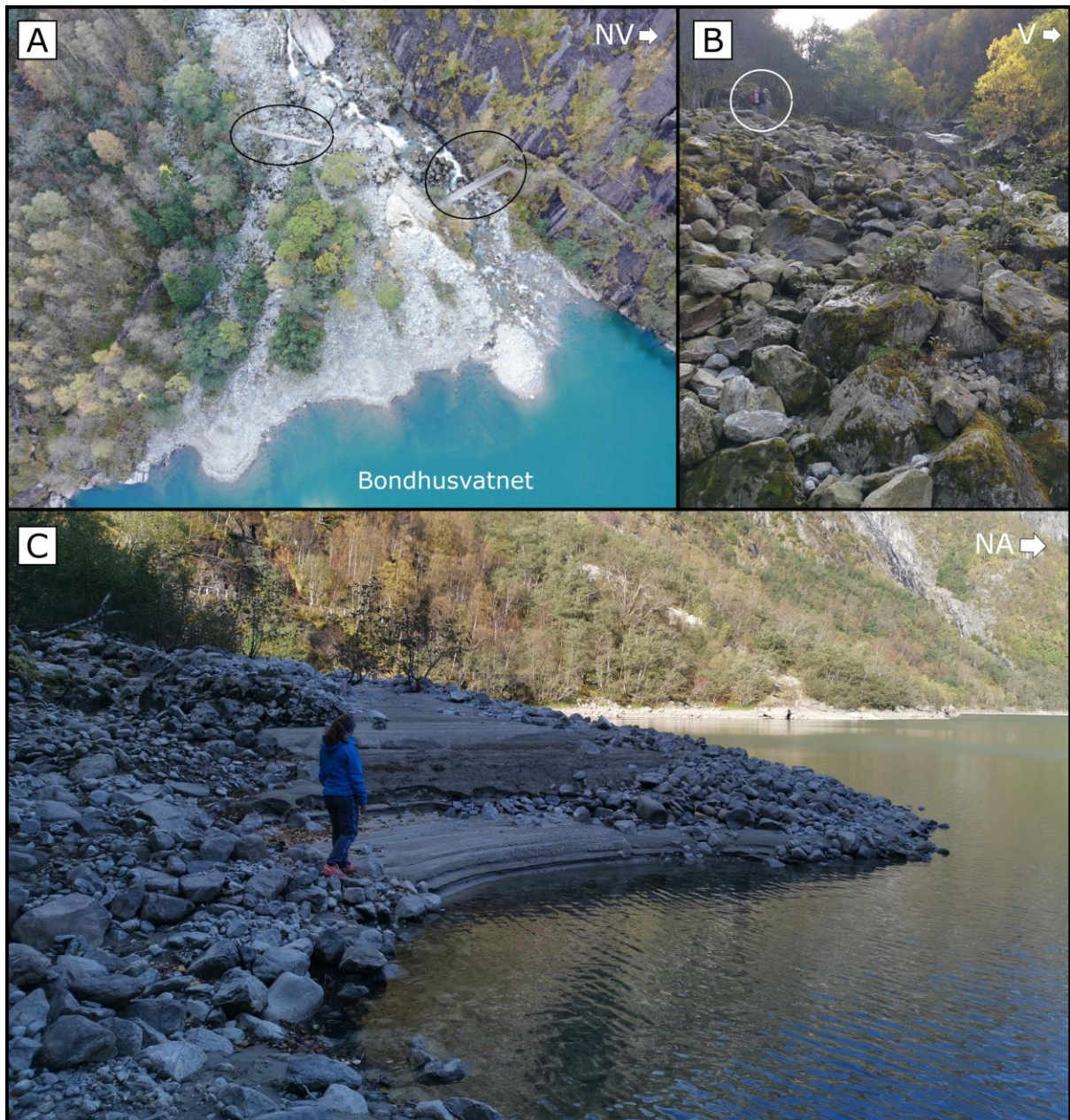
Pyttelva strekk seg frå den vestlege Pyttabreen i Pytten, gjennom Fynderdalen og renn ut sør i Bondhusvatnet. Elva transporterer smeltevatn frå Pyttabreen, men ein del av vatnet går først gjennom Selnutvatnet, Fossavatnet og Fynderdalsvatnet. Sjølv om dreneringa er innom fleire vatn på vegen mot Bondhusvatnet, vert Pyttelva definert som ei breelv. Kjenneteikna ved ei breelv er at elva fører smeltevatn bort frå ein bre, og har typisk varierende vassføring gjennom året (Benn & Evans, 2010). Frå myrområdet nedstrøms Fynderdalsvatnet, renn Pyttelva med relativt slak gradient (5-10 grader), før fallet aukar mot 15 grader i Vasslia mot Bondhusvatnet. Området langs elveløpet består i hovudsak av tjukt morenemateriale på austsida og skredmateriale på vestsida (figur 5.14).

Elveskråningane er somme stadar 7-8 m høge på kvar side av elva, og elveløpet er relativt kaotisk, bestående av lausmassar av stein og blokker (> 6 m i diameter), velta tre og røter (figur 5.15). I nedste del av Vasslia renn Pyttelva gjennom eit smalt 6-10 m høgt skar.



Figur 5.15: Elveløpet til Pyttelva i Vasslia er prega av stein og blokker, velta tre og røter.

Ved Pyttelva sitt utløp i Bondhusvatnet ligg ei vifteforma lausmasseavsetjing, dominert av stein og blokker (> 4 m i diameter) i tillegg til mindre mengder grov grus og sand (figur 5.16a). I midten og på austsida av avsetjinga veks store tre. Stein og blokker nærare elvefaret er dekkja av tynn vegetasjon i form av mose (figur 5.16b). Hovudløpet til Pyttelva renn på vestsida av lausmasseavsetjinga, men elva har eit mindre løp lengre aust. Bruene på figur 5.16a markerer dei to elveløpa. Under feltarbeidet vart ferskt, elvetransportert materiale observert på brua som kryssar hovudelveløpet.



Figur 5.16: Vifteforma lausmasseavsetjing ved utløpet til Pyttelva i Bondhusvatnet. **A)** Dronebilete av Pyttelva sitt utløp i Bondhusvatnet. Bruene som vert nytta i dag er markert for å syne dei to aktive elveløpa. **B)** Avsetjinga består av lausmassar frå sand til blokker, dominert av steinar og blokker. Ringen markerer to personar for å syne skala. **C)** Ved den inaktive delen av avsetjinga, ligg distinkte sandlag i to markante høgder.

Ved strandkanten til Bondhusvatnet, på austsida av lausmassevifta, ligg to distinkte sandlag om lag 1 og 3 m over vassoverflata (figur 5.16c). Sandlaga har ei utstrekning på 5 til 8 m, overlatt av blokker og stein langs sidene. Sandlaga skil seg tydeleg frå resten av lausmassevifta i forhold til sortering og hellingsgrad. Heile vifteavsetjinga har ei helling på 2-10 grader nedover mot Bondhusvatnet, medan sandlaga har ei tilnærma horisontal overflate. I løpet av feltsesongane 2019 og 2020 vart det observert ein skilnad i vasstand på kring 2 m ved Bondhusvatnet. Vasstanden var særskild høg i nedbørsrike periodar, eller på varme sumardagar med høg bresmelting og stor vassføring i breelvane.



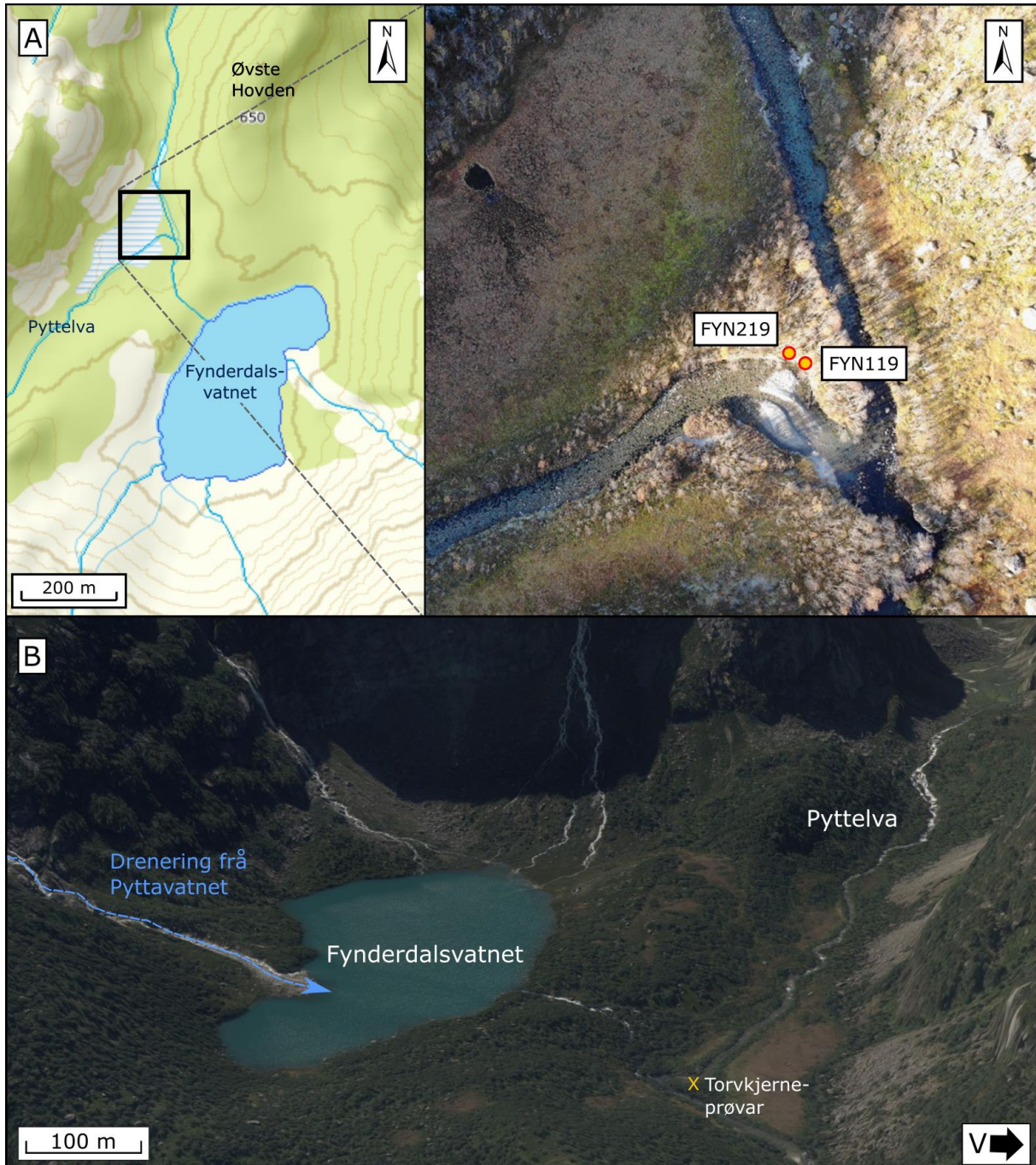
## Oppsummering og tolking

Den vifteforma lausmasseavsetjinga ved utløpet til Pyttelva, vert tolka til å vere ei glasifluvial vifte, beståande av materiale som er transportert med Pyttelva. Det kaotiske elveløpet og den stein og blokkdominerte lausmassevifta, er ein indikasjon på tidvis høg energi og stor vassføring i Pyttelva. Funn av nyleg avsett fluvialt materiale på brua som kryssar elva, syner at vassføringa i elva har variert i seinare tid og at vatnet har gått over brua i løpet av dei siste åra. Lokalkjende frå Sundal fortel at bruene over Pyttelva vart øydelagt av ein kraftig haustflaum i 2005, men at elva ved normal vassføring i sommarhalvåret renn fleire meter nedanfor brua (E. Sundal, pers. med., 2019). Pyttelva har i dag to aktive elveløp gjennom den glasifluviale vifta. Langs elveløpa er ein del av lausmassane tilgrodd eller delvis tilgrodd av eit tynt vegetasjonsdekke, tolka til å representere eldre elveløp eller flaumløp.

Som skildra i kapittel 2.2, er Bondhusvatnet demt opp av fjellskredet Vassura i nord. Ved normal vasstand er ikkje utløpet til Bondhuselva frå Bondhusvatnet synleg i overflata, då vatnet drenerer gjennom skredmaterialet under overflatenivået (Simonsen, 1999). Skreddemninga fører til at vasstanden i innsjøen varierer utifrå tilførsle av nedbør og smeltevatn frå breane i nedslagsfeltet, ettersom berre ei viss mengd vatn kan renne gjennom skredet til ei kvar tid. Overflata på dei to sandlaga på austsida av lausmassevifta, vert tolka til å representere to ulike vasstandsniå i Bondhusvatnet, og er ein indikasjon på at overflata i innsjøen har stått 1 til 3 m over nivået i dag.

## 5.2 Sedimentstudie i Fynderdalen

Resultatet frå den kvartærgeologiske kartlegginga (kap. 5.1) synte spor av stor vassføring mellom Fynderdalsvatnet og myrområdet i Fynderdalen, samt eit potensielt brot i moreneryggen på nordvestsida av Fynderdalsvatnet. For å studere sedimentarkivet i Fynderdalen nærare, vart to torvkjerneprøvar (FYN119 og FYN219) henta inn nedstraums Fynderdalsvatnet (figur 5.17).

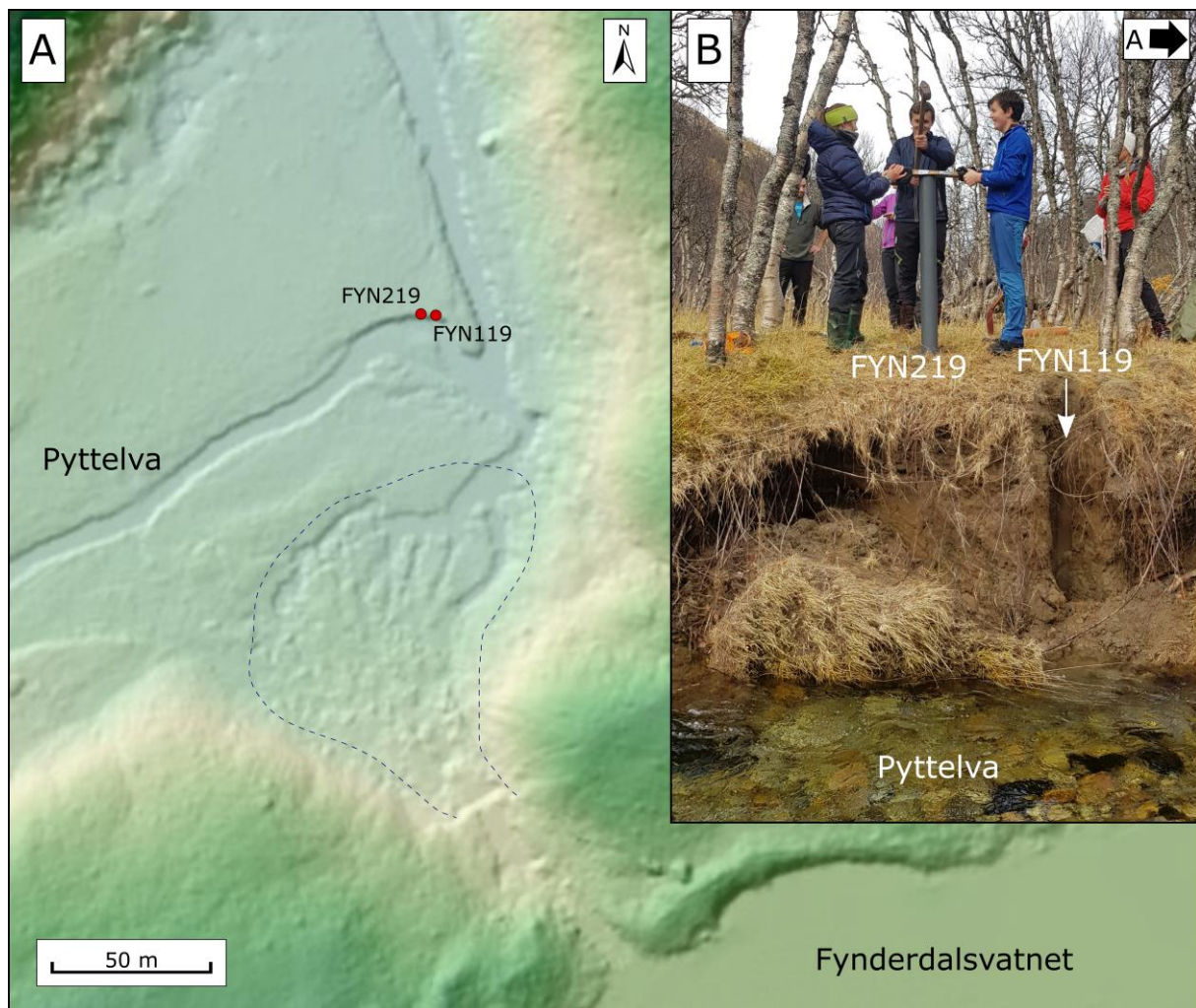


Figur 5.17: Oversiktsfigur over området i Fynderdalen der torvkjerneprøvane vart henta inn.

**A)** Torvkjerneprøvane FYN119 og FYN219, vart henta inn frå elveskråninga til Pyttelva, på austsida av myrområdet nedstraums Fynderdalsvatnet. Den svarte ramma på kartet markerer området som er fotografert med drone til høgre. **B)** Torvkjernelokaliteten si plassering i forhold til Pyttavatnet, Fynderdalsvatnet og Pyttelva. Biletet er modifisert frå norgeibilder.no (Kartverket, 2020c).

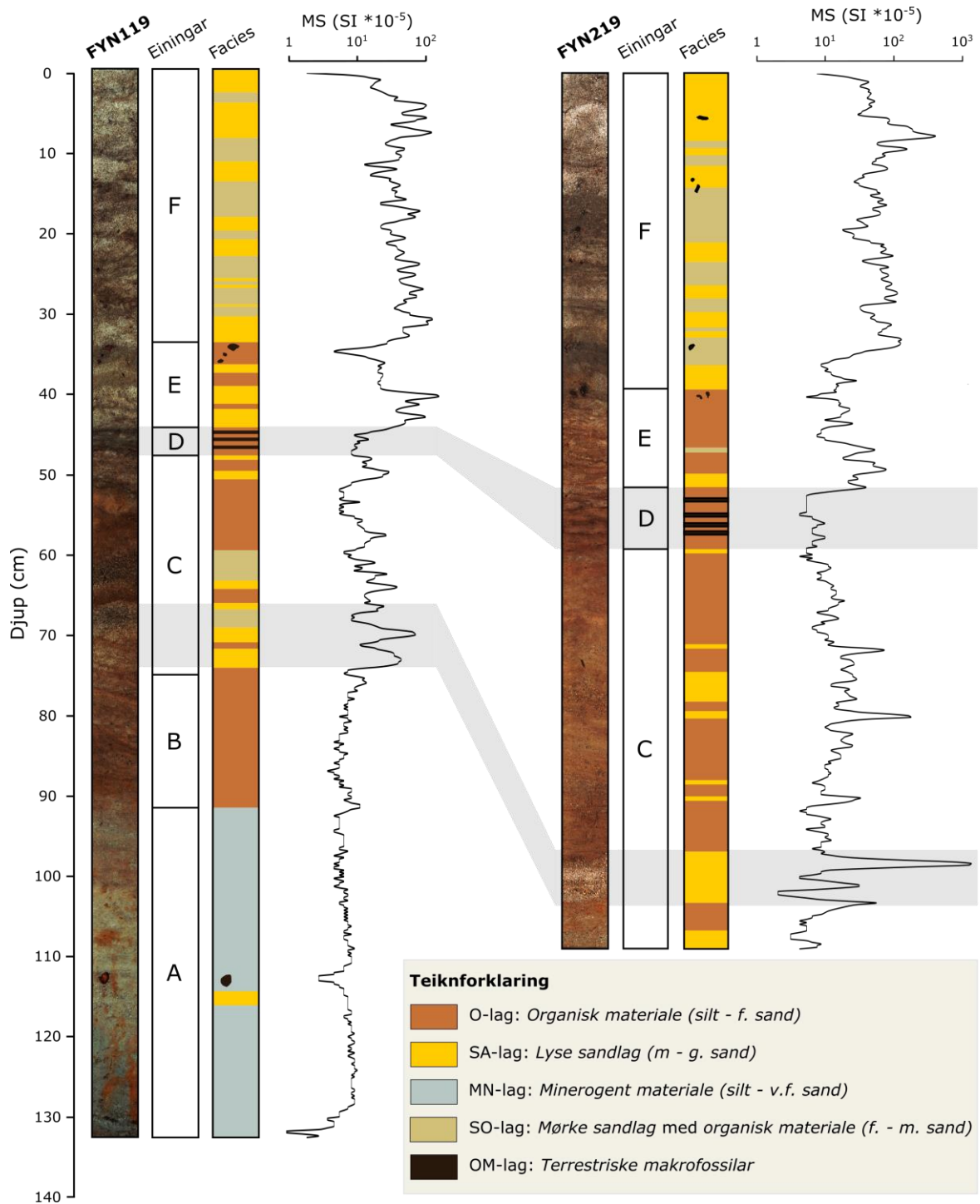
### 5.2.1 Kjerneprøvetaking og presentasjon av torvkjerneprøver

Med utgangspunkt i dreneringsruta til eventuelle jøkullaup frå Pyttavatnet og kartlagde spor av stor vassføring ved utløpet til Fynderdalsvatnet, var dei mest aktuelle kjernelokalitetane på søraustsida av myrområdet i Fynderdalen. For å nytte elveskråninga til utgraving av prøvane, vart både FYN119 og FYN219 teke nær Pyttelva, høvesvis 40 og 70 cm frå der elveløpet går i dag (figur 5.18a). Under kjernetaking gjekk det lett å banke prøverøyret ned i sedimenta, heilt til det brått stoppa opp i møte med eit tett pakka lag av grus og stein. FYN119 vart teke lengst aust, om lag 30 cm nærare elveløpet enn FYN219 (figur 5.18b).



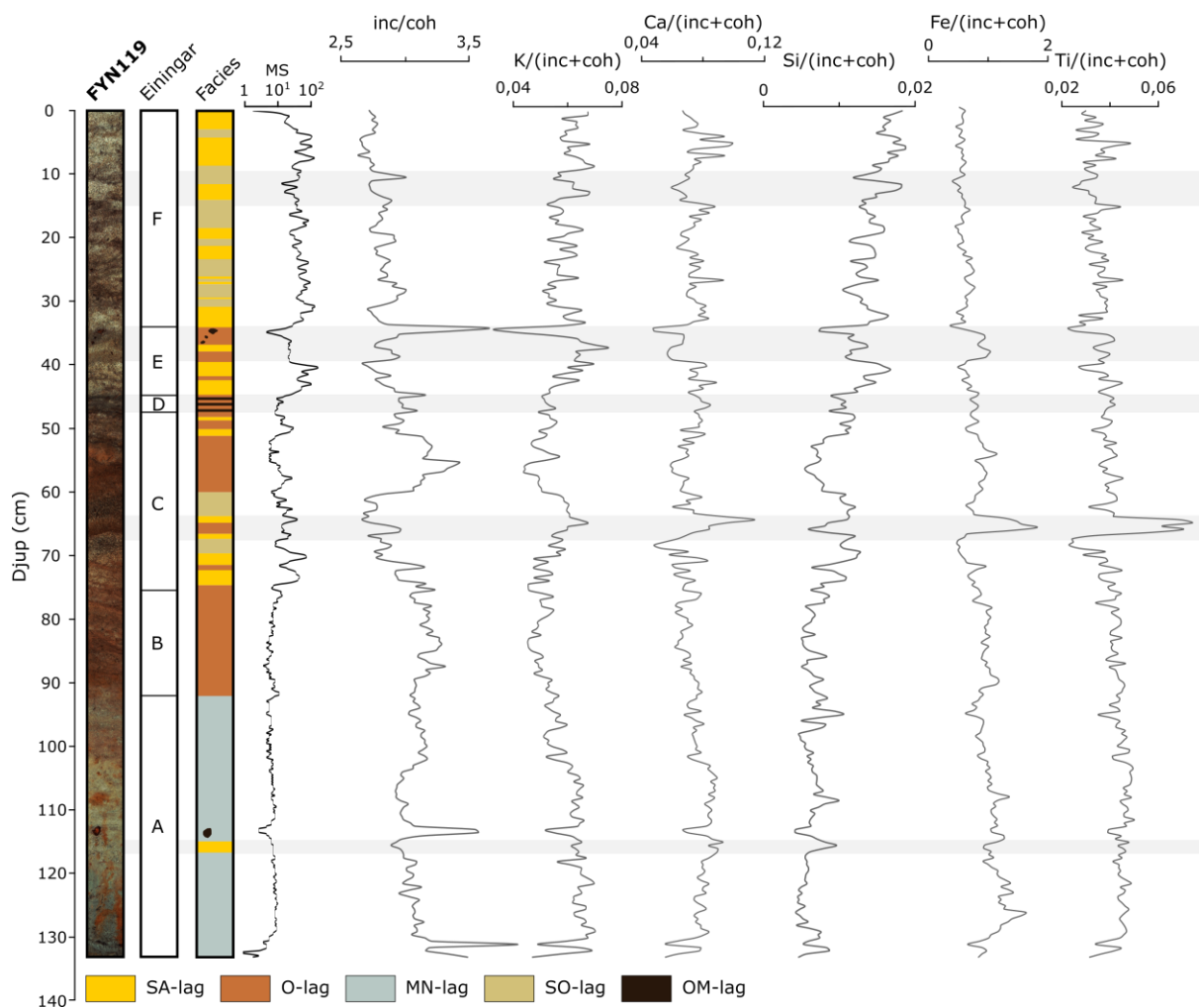
Figur 5.18: **A)** Digital terreng- og skyggerelieffmodell over myrområdet i Fynderdalen og elveløpet mellom Fynderdalsvatnet og Pyttelva. Den blå stipla linja markerer ei vifteforma lausmasseavsetjing, tolka til å vere avsett under stor vassføring. Figuren er utarbeida i ArcMap 10.7 utifrå ein DTM med 0,5 x 0,5 m oppløysing. **B)** Torvkjernelokaliteten ved elveskråninga til Pyttelva, der FYN119 og FYN219 vart henta inn i oktober 2019.

Figur 5.19 syner FYN119 og FYN219 framstilt med foto, inndelte einingar, facies og målingar av magnetisk susceptibilitet (MS). Korrelasjonen er basert på visuelle observasjonar i kombinasjon med variasjonar i MS-signalet. Hovudfunna som vart nytta i korrelasjonen, er tynne lag av tett pakka makrofossilar (OM-lag) i eining D, samt massive sandlag (SA-lag) med høge MS-verdiar i eining C.



Figur 5.19: Framstilling av FYN119 (t.v.) og FYN219 (t.h.) med foto, inndelte einingar, facies og måling av magnetisk susceptibilitet (MS).

Sidan korrelasjonen syner at FYN119 representerer det lengste sedimentarkivet, vert skildring av torvsnittet i Fynderdalen basert på FYN119. I figur 5.20 er variabiliteten til eit utval XRF-parametrar (K, Ca, Si, Fe, Ti og Mo inc/coh) og MS presentert. Val av parametrar er basert på tidlegare sedimentstudiar, i tillegg til høge teljerater som fører til ein god støy-signal ratio (t.d. Kylander et al., 2011; van der Bilt et al., 2015; Røthe et al., 2019a).



Figur 5.20: Framstilling av geokjemiske og magnetiske analysar frå litostratigrafien i FYN119. Frå venstre: foto, einingar, facies, MS og XRF-parametrar (inc/coh, K/(inc+coh), Ca/(inc+coh), Si/(inc+coh), Fe/(inc+coh) og Ti/(inc+coh)). MS er samla inn med ei oppløysing på 2 mm og verdiane er framstilt på logaritmisk skala. XRF-parametrane er målt med ei oppløysing på 0,5 mm og plotta med ti-punkts løpande gjennomsnitt.

### Skildring av litostratigrafi frå torvsnittet i Fynderdalen

Utifrå magnetiske og geokjemiske analysar, kan FYN119 skildrast ved fem definerte litologiske facies. Inndelinga er basert på visuell logging og variabilitet i MS, inc/coh, K/(inc+coh) og Ca/(inc+coh).

- *Organisk materiale (O-lag)*: Mørkt sediment med kornstorleik frå silt til fin sand, med høgt organisk innhald. O-laga har høge verdier for inc/coh (2,7-3,4) gjennom heile kjernen, og generelt relativt låge verdier for MS ( $< 10 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ ), K/(inc+coh) mellom 0,04 og 0,06 og Ca/(inc+coh) på 0,04-0,08.
- *Terrestriske makrofossilar (OM-lag)*: Fragment av røter, pinnar og barkebitar som opptre enkeltvis eller som tynne, kompakte 1-2 mm tjukke lag. Makrofossilane følgjer same trend som O-lag, med høge verdier for inc/coh (3-3,5), og låge verdier for MS ( $1-10 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ ), K/(inc+coh) (0,04-0,05) og Ca/(inc+coh) (0,05-0,07).

- *Minerogent materiale (MN-lag):* Lyst, grått, finkorna sediment med kornstorleik mellom silt og veldig fin sand. Ein sprekk i sedimentet ved 130-131 cm fører til utslag i dei framstilte parametrane ved botn av eininga, og utslaget vert ikkje rekna som ein representasjon av magnetisk eller geokjemisk variasjon. MN-laget syner generelt låg variabilitet i alle parametrar, med unnatak av  $Fe/(inc+coh)$ . Resultatet syner MS-verdiar  $< 10 SI \cdot 10^{-5}$ ,  $inc/coh$  mellom 2,7-3,  $K/(inc+coh)$  mellom 0,06 og 0,07 og  $Ca/(inc+coh)$  kring 0,08. Overflatabiletet av torvkjerneprøven syner at delar av stratigrafien i nedre del har korrodert, då det ligg eit tynt brunleg lag i overflata på det minerogene materialet.
- *Lyse sandlag (SA-lag):* Sandlaga består lyst, grått sediment av medium til grov sand med enkelte grusklasar. MS-målingane syner at SA-laga representerer dei høgaste verdiane gjennom torvkjernen, med eit gjennomsnitt kring  $100 SI \cdot 10^{-5}$ . Resultata syner eit liknande mønster for  $Ca/(inc+coh)$  og  $K/(inc+coh)$ , høge verdiar kring høvesvis 0,10-0,12 og 0,07. I motsetnad gjev  $inc/coh$  dei lågaste verdiane i litostratigrafien, med verdiar frå 2,5 til 2,8.
- *Mørke sandlag og organisk materiale (SO-lag):* Distinkte, brunlege lag av fin til medium sand, i kombinasjon med mørkt sediment av finkorna silt med høgt organisk innhald. SO-laga følgjer om lag same trend som SA-laga, men har høgare verdiar for  $inc/coh$  (2,7-3,1), og lågare verdiar for MS ( $10-100 SI \cdot 10^{-5}$ ),  $K/(inc+coh)$  (0,6-0,7) og  $Ca/(inc+coh)$  (0,8-0,11).

$Si/(inc+coh)$  er ikkje omtala i skildringa av faceis. Kurva skil seg frå dei andre geokjemiske parametrane ved å representere ein stigande trend frå 0,01 ved botnen av FYN119 til 0,02 i toppen. SA-lag syner dei høgaste verdiane for  $Si/(inc+coh)$  kring 0,02, medan MN-, O- og OM-materiale utgjør dei lågaste verdiane kring 0,01. Vidare har kurva stor variabilitet, særleg i veksingar mellom lag av sand og organisk materiale. Variabiliteten i  $Fe/(inc+coh)$  og  $Ti/(inc+coh)$  kan heller ikkje knytast opp mot særskilde facies, då kurvene syner låg variabilitet gjennom heile FYN119. Unnataket er i overgangen frå eit SA- til eit O-lag ved 66 cm, der både  $Fe/(inc+coh)$  ( $> 1,5$ ) og  $Ti/(inc+coh)$  ( $> 0,6$ ) har høge verdiar samanlikna med resten av litostratigrafien.

Signalet i K- og  $Ca/(inc+coh)$  korrelerer godt med kvarandre, og til ei viss grad med  $Si/(inc+coh)$  med unnatak av den stigande trenden i sistnemnde element. Dei vekslende SA- og SO-laga i eining F fører til fluktuasjonar i alle framstilte parametrar, og særleg i MS,  $K/(inc+coh)$ ,  $C/(inc+coh)$  og  $Si/(inc+coh)$ . For dei nemnte parametrane har SA-lag relativt sett høgare verdiar samanlikna med SO-lag.

Kombinasjonen av facies gjer det mogeleg å dele FYN119 og FYN219 inn i einingar:

**Eining A:** Homogent MN-materiale dominerer gjennom heile eininga, brote av eit tydeleg SA-lag og ein makrofossil av ein pinne ved 115 cm. Eining A er berre representert i FYN119, og har ei relativt skarp laggrense i overgangen til eining B.

**Eining B:** Eininga består av eit relativt homogent O-lag, og er berre representert i FYN119. Laggrensa i overgangen til eining C er gradvis frå O-lag til SA-lag.

**Eining C:** Lyse SA-lag, samt O-lag opptre vekselvis gjennom eininga. Øvre del er i størst grad prega av O-lag, og nedre del av SA-lag med erosiv base. Eininga er kring 25 cm tjukkare i FYN219 enn i FYN119, og i FYN219 består eininga berre av lyse SA-lag i kombinasjon med O-materiale.

**Eining D:** Eininga består av organisk materiale med mørke, tynne lag av tettpakka terrestriske makrofossilar. I FYN119 opptre tre distinkte OM-lag, medan fire tydelege lag er synlege i FYN219.

**Eining E:** Vekslingar av organisk materiale og sandlag (SA- og SO-lag) opptre i eininga. I FYN219 dominerer O-lag meir enn i FYN119, medan makrofossilar av pinnar og røter er til stades i øvre del i begge kjernane. I FYN119 består eininga av tre distinkte, lyse SA-lag med organisk materiale mellom, medan eitt mørkt og eitt lyst sandlag opptre i FYN219. Begge torvkjernane syner eit lyst SA-lag med erosiv base i botnen av eininga.

**Eining F:** Eininga inneheld vekselvis mørke og lyse sandlag, med varierende tjukk frå 1 til 8 cm. Lyse sandlag er mest dominante i toppen av lagpakken, medan mørke sandlag dominerer i nedre del. Små, lyse røter er innlemma gjennom heile eininga, med høgast konsentrasjon i toppen.

### **Tolking og oppsummering**

Forholdet mellom "coherent" og "incoherent scattering" ( $inc/coh$ ) er basert på gjennomsnittleg atomnummer for grunnstoffa i sedimentet, og har i fleire studiar vorte nytta som prokxy på organisk innhald. Karbon har eit lågare atomnummer enn minerogene partiklar (t.d. silikat og karbonat), og høge verdiar av  $inc/coh$  vil difor indikere meir organisk materiale (Guyard et al., 2007; Burnett et al., 2011). Dei organiske laga, og særleg makrofossilane syner høgare verdiar enn andre facies for  $inc/coh$ , og parameteren vert tolka til å representere innhald av organisk materiale. Resultata syner at mengda av sand aukar kraftig oppover i kjernen. Den einaste parameteren som syner ein aukande trend frå botn til topp er silisium, tolka til at  $Si/(inc+coh)$  er styrt av sandinnhaldet i kjernen.

Eining E består av eit relativt massivt MN-lag, tolka til å vere avsett i ein periode med høg breaktivitet. Breerosjon og transport av finmateriale er den sannsynlege kjelda til kontinuerleg avsetjing av minerogent materiale (Bakke et al., 2005b; Croudace et al., 2006; de Wet et al., 2018).

I eining B, C, D og E er O-lag det dominerande sedimentet, brote av tynnare, distinkte SA-, SO- og OM-lag. O-laga utgjer dei tjukkaste samanhengande laga gjennom kjernen, med unnatak av MN-laget i eining A, og vert tolka til å representere bakgrunns sedimentasjonen i periodar med låg tilførsle av bresediment. Medan O- og MN-materialet vert tolka til å representere kontinuerlege avsetjingsprosessar, vert OM-, SA- og SO-laga tolka som avsett av episodiske avsetjingsprosessar. Resultata frå sedimentanalysane vert sett inn i ein større kontekst og tolka i samband med særskilde sedimentasjonsmiljø og prosessar i kapittel 6.3.

### 5.2.2 Radiokarbondatering

Med mål om å utarbeide ein aldersmodell for stratigrafien i FYN119, vart fire prøvar av organisk materiale datert ved hjelp av radiokarbonmetoden. Tabell 5.2 syner laboratorieresultata, utført på fragment av pinnar, blad, frø og røter.

Tabell 5.2: Laboratorieresultat frå AMS-<sup>14</sup>C-radiokarbondatering av organiske fragment frå fire prøvar i FYN119, kalibrert ved Calib 8.2 (Stuiver et al., 2021) med kalibreringskurva IntCal20 (Reimer et al., 2020).

Djup (cm)	Lab-ID	Materiale	C-14-alder	1 $\sigma$ kal. år BP (median)
52 cm	LuS-15204	Svarte frø, kvite røter	1.025 $\pm$ 0.005 fM	-
73 cm	LuS-15205	Svarte frø, kvite røter	1.076 $\pm$ 0.005 fM	-
90 cm	LuS-15206	Kvite røter, blad	1.026 $\pm$ 0.006 fM	-
133 cm	LuS-15207	Pinnar, blad	655 $\pm$ 35	562-660 (609)

Analysen av dei tre øvste prøvane (52 cm, 73 cm og 90 cm) resulterte i aldrar kring 1 C-14 år, eit resultat som syner at dateringa er gjort på moderne materiale. Dateringsmaterialet i dei tre øvste prøvane innehaldt mellom anna kvite røter, fragment som kan stamme frå nyleg døde organismar. Botndateringa ved 133 cm gav ein alder på 655  $\pm$  35 14C-år, kalibrert til 609 kalenderår før notid (kal. år BP) med Calib 8.2 (Stuiver et al., 2021) ved bruk av *Intcal20* kalibreringskurve for terrestrisk materiale på den nordlege halvkula (Reimer et al., 2020). Den kalibrerte alderen er oppgitt som medianalder, utifrå kalibreringa som er framstilt med eitt standardavvik. På grunn av at dei tre øvste prøvane ikkje var moglege å nytte, kan det ikkje konstruerast aldersmodell for FYN119. Botndateringa kan likevel nyttast til å diskutere det tidsmessige rammeverket for litostratigrafien.



## Tolking og oppsummering

Korrelasjonen av torvkjerneprøvane syner at FYN119 har to einingar meir enn FYN219 (eining A og eining B), eit faktum som vert tolka til at sedimentarkivet i FYN119 strekk seg over eit lengre tidsperspektiv enn FYN219. Botnen av kjerne FYN119 vart datert til  $655 \pm 35$  C-14 år, kalibrert til 609 kal år BP (tabell 5.2), men den erosive botnen i eining E og fleire SA-lag med erosiv base i eining C, indikerer brot i den sedimentære lagrekka. Røter på prøvelokaliteten førte til at tre dateringar ikkje kunne nyttast, og det kan stillast spørsmålsteikn kring validiteten til botndateringane (figur 5.21). Ved prøvelokaliteten veks bjørkeskog (5.18b), og røter som er yngre enn botnsedimentet kan ha påverka dateringsresultatet. Botndateringane vert difor sett på som ein minimumsalder for sedimentarkivet.



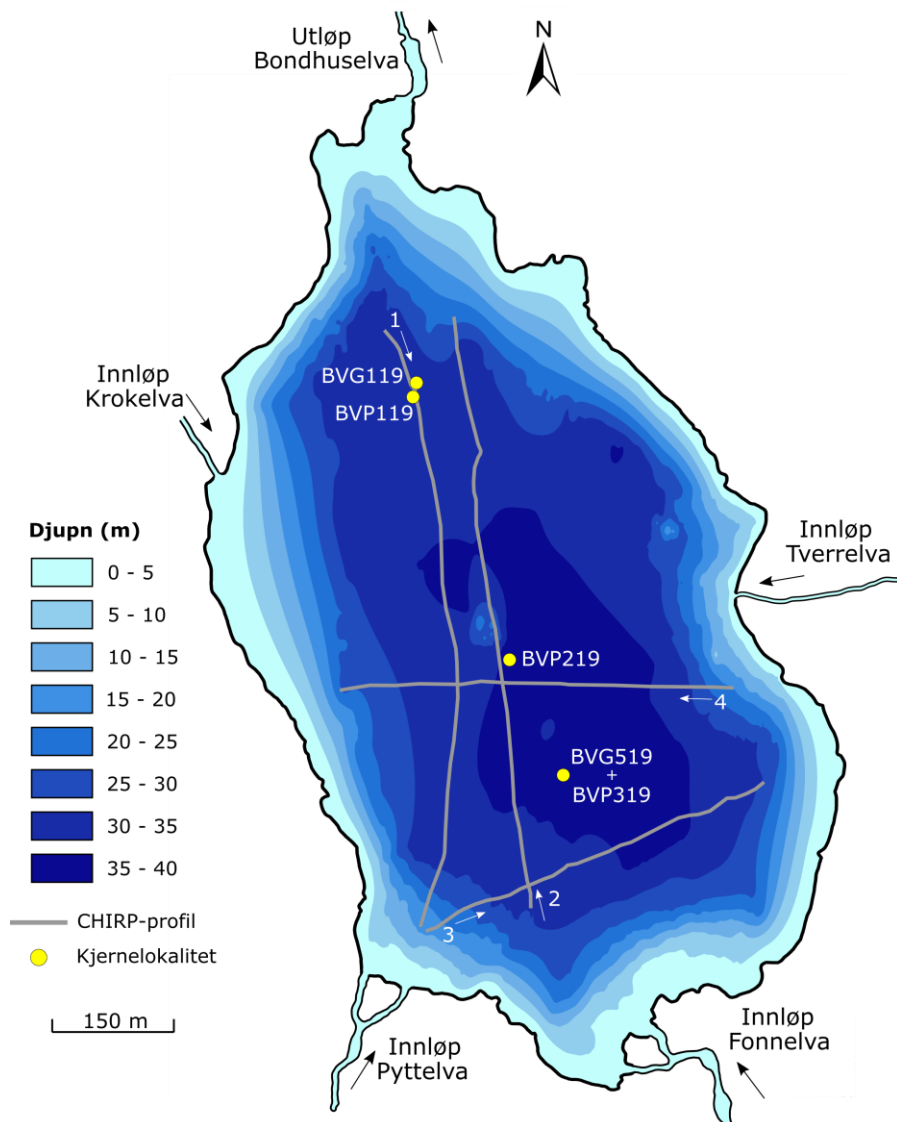
Figur 5.21: Bilete frå torvsnittet der FYN119 vart henta inn syner røter nedover den sedimentære lagpakka. Foto: Hildegunn Furdal.

### 5.3 Innsjøsedimentstudie i Bondhusvatnet

Eit eventuelt jøkullaup frå Pyttavatnet vil drenere mot Bondhusvatnet, og sedimentarkivet i innsjøen er difor interessant i forhold til å studere avsetjingsprosessar i nedslagsfeltet. Kartlegginga (kap. 5.1) syner skredvifter på sør- og austsida av vatnet, ei glasifluvial lausmassevifte ved innløpet til Pyttelva og eit glasifluvialt delta ved innløpet til Fonnelva, i tillegg til spor av tidvis høg vassføring i Pyttelva. Utifrå kartlegginga er det venta å finne både skred-, flaum- og bretransportert materiale i Bondhusvatnet, i tillegg til bakgrunnsedimentasjon frå innsjøen og nedslagsfeltet.

#### 5.3.1 Batymetrisk kartlegging og seismiske undersøkingar

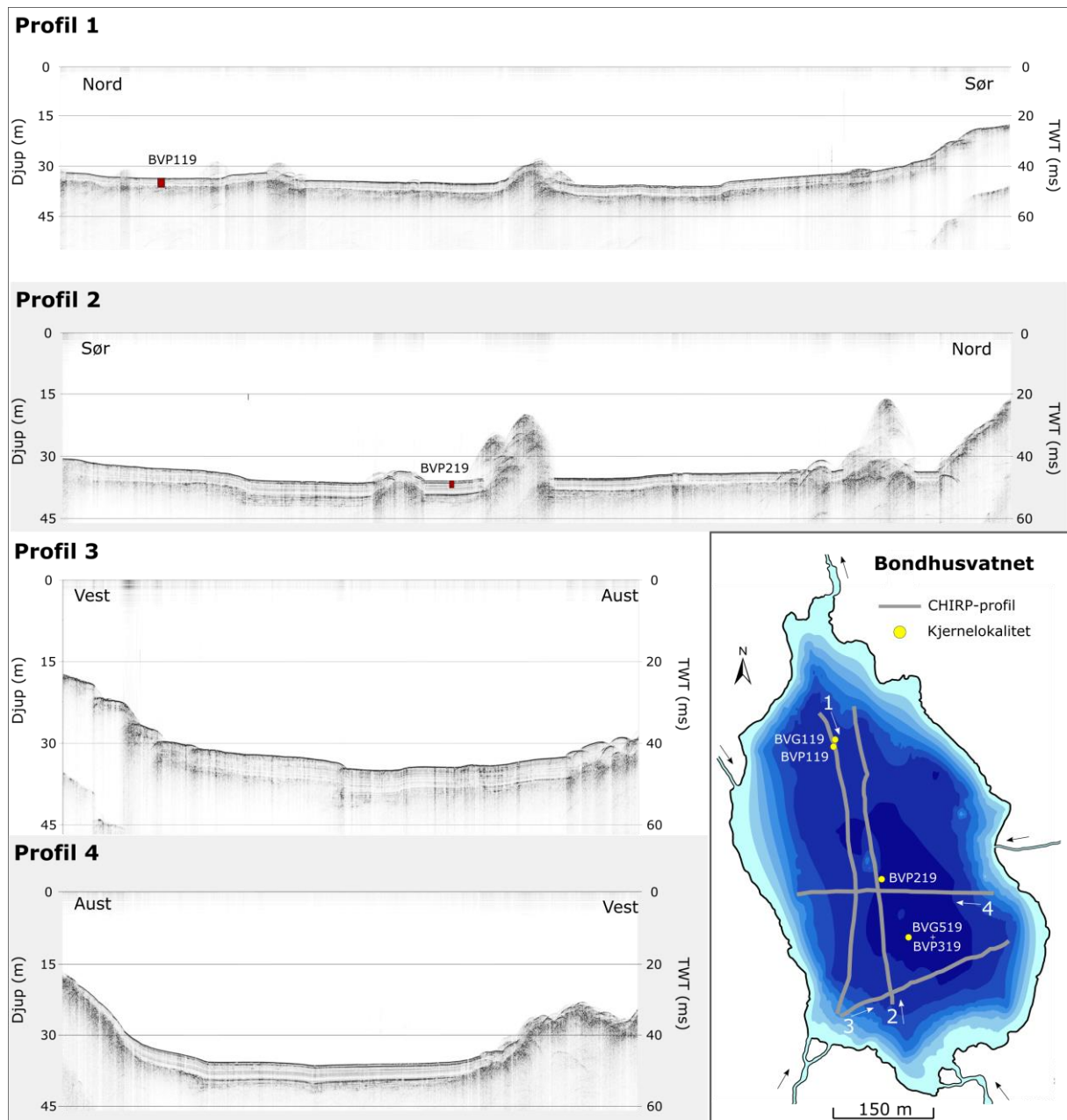
For å finne eigna lokalitetar for innhenting av innsjøsedimentkjernar, vart det gjennomført batymetrisk kartlegging og seismiske undersøkingar i Bondhusvatnet (figur 5.22).



Figur 5.22: Batymetrisk kart over Bondhusvatnet, med sedimentkjernelokalitetar og presenterte CHIRP-profil. Ekvidistansen mellom fargenyansane er 5 m. Kartet er utarbeida i ArcMap 10.7 ved hjelp av interpoleringsmetoden Topo to Raster med standard innstillingar.

Det batymetriske kartet syner at innsjøbassenget i Bondhusvatnet består av eitt basseng med relativt flat botn og bratte sider rundt heile innsjøen. Den største delen av vatnet er kring 30-40 m djupt, med grunnare områder ved utløpet i nord og ved deltaet i sør. Om lag midt i vatnet er eit lite nivå med djupn mellom 20-30 m, som skil seg frå den relativt flate botnen. Kart med GPS-punkt for målte djupneverdiar er tilgjengeleg i vedlegg 1.

Under den seismiske kartlegginga på Bondhusvatnet vart det samla inn data frå 19 profil i ulike retningar. Fire av profila er presentert i figur 5.23, medan resterande er tilgjengelege i vedlegg 2.



Figur 5.23: CHIRP-profil i Bondhusvatnet. Seismikkdataa er prosessert i programmet SeiSee, der lydfart på 1500 m/s er nytta for å rekne TWT (ns) om til djup (m). Avstanden langs x-aksen er ikkje markert ettersom datainnsamlinga ikkje vart gjennomført med konstant fart. BVP119 og BVP219 er teikna inn med riktig vertikal utstrekning, men med uriktig horisontal utstrekning for å gjere dei synlege i figuren.

Dei seismiske profila syner i likskap med det batymetriske kartet at innsjøbotn er relativt flat med bratte sider mot strandlinja. Seismikkprofila syner vidare at det nokre stadar er haugformasjonar over den flate innsjøbotn, noko som kjem tydeleg fram av profil 1 og 2. Overflata på haugane er meir ujamn enn innsjøbotn, som på vestsida av profil 4. Formasjonen midt i profil 2 er 12-15 m høg, og det er denne haugforma som utgjer høgda som ligg over botnflata midt i vatnet på det batymetriske kartet. Profil 3 strekk seg frå den glasifluviale avsetjinga ved innløpet frå Pyttelva, til motsett side av Bondhusvatnet. Profilet syner at innsjøbotn aust for innløpet består av fire distinkte trinn, med svak helling mot den djupaste delen av innsjøen. Det øvste trinnet strekk seg over eit djup på 17-19 m, og har ein skarp, vertikal overgang til neste trinn som ligg 21-23 m under overflata. Dei to nedste trinna strekk seg frå djup på høvesvis 26-28 og 30-32 m, med skrå, trappeliknande overgangar.

### **Tolking og oppsummering**

Den flate botnen og jamne batymetrien i Bondhusvatnet, er ein indikasjon på høg sedimenttilførsle og stor mektigheit av lausmassar, då høg sedimentasjonsrate over tid fører til at små basseng og variasjonar i berggrunnen vert jamna ut til ei relativt slett flate. Stor tilførsle av sediment til Bondhusvatnet er som venta, ettersom innsjøen har tre brearmar i nedslagsfeltet. Som skildra i kap. 2.2, står Bondhusbreen for kring 90 % av sedimenttilførsla til Bondhusvatnet, med ei årleg sedimentasjonsrate estimert til 0,13 mm/år (Roald, 2010). Olsen (2006) finn at sedimentasjonsrata har auka med 0,3-0,4 mm/år etter at sedimentkammeret under Bondhusbreen vart teke i bruk i 1978, noko som vert forklart med at spyling av sedimentkammer fører til at ein større del av sedimenta vert avsett i innsjøen og mindre på sanduren på grunn av høg vassføring.

Georadarundersøkingar frå Bondhusvatnet syner at sedimentpakken er tjukkast ved deltaet i sør (22-27 m) og tynnast ved utløpet i nordenden (1-5 m) (Roald, 2010). Haugformasjonane på innsjøbotn vert tolka som lausmassar i form av store blokker eller ei samling av stein og blokker. Det kvartærgeologiske kartet (kap. 5.1.1) syner mektige skredvifter kring vatnet, og haugane vert tolka som skredmateriale som har rast ut i vatnet frå fjellssidene kring innsjøen. Lausmasseavsetjinga midt i vatnet er over 10 m høg og det er ingen spor av andre lausmassar kring avsetjinga. Formasjonen vert difor tolka til å vere ei enkeltblokk. Tolkinga er i tråd med Roald (2010), som utifrå georadardata tolka strukturen til å vere ei stor blokk, drapert av innsjøsediment som har akkumulert over blokka etter avsetjing.

Batymetrisk kartlegging og seismiske undersøkingar danna grunnlaget for val av borelokalitetar for innsamling av sedimentkjernar. Den djupaste delen av eit innsjøbasseng er minst utsett for erosjon og har vanlegvis størst sedimenttjukk. Sjansen for å hente inn eit kontinuerleg sedimentarkiv som går langt tilbake i tid, er difor størst der innsjøen er djupast (Gilli et al., 2013). Utifrå kartlegginga vart det avgjort å ta kjerneprøvar frå det flate, djupe bassenget midt i vatnet, i relativ avstand frå elveinnløpa.

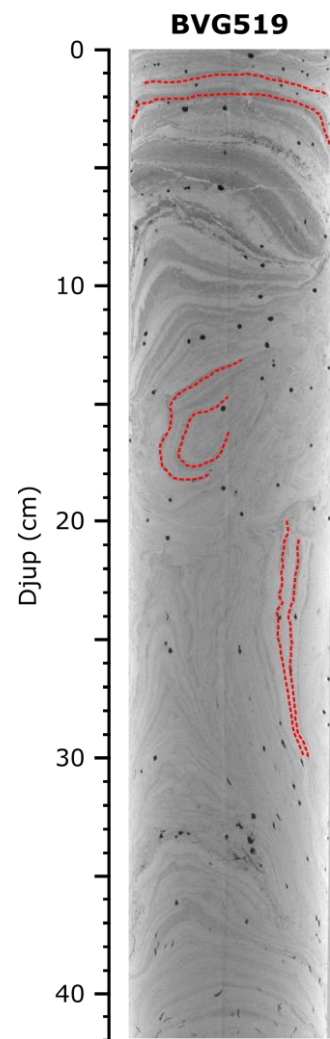
### 5.3.2 Innsjøsedimentkjerner og analyse av innsjøsediment

Under feltarbeid i oktober 2019 vart fem sedimentkjerner henta inn frå tre borelokalitetar i Bondhusvatnet (figur 5.22). BVG519 (42 cm) og BVP319 (311 cm) vart henta frå den djupaste delen av innsjøen, nærast innløpet frå Pyttelva. BVP219 (195 cm) vart henta inn om lag midt i vatnet, og BVP119 (284 cm) og BVG119 (42 cm) nær utløpet til Bondhuselva nord i Bondhusvatnet. Under kjernetakinga var det særleg utfordrande å heise opp BVP219. Prøverøyret sette seg fast under heising, og kjerneprøven måtte jekkast forsiktig ut av sedimenta. Etter mange timar lukkast det å få kjerneprøven om bord på flåten, men prøverøyret kom opp med eit tydeleg rift langs sida utan at det gjekk hol inn til sedimenta.

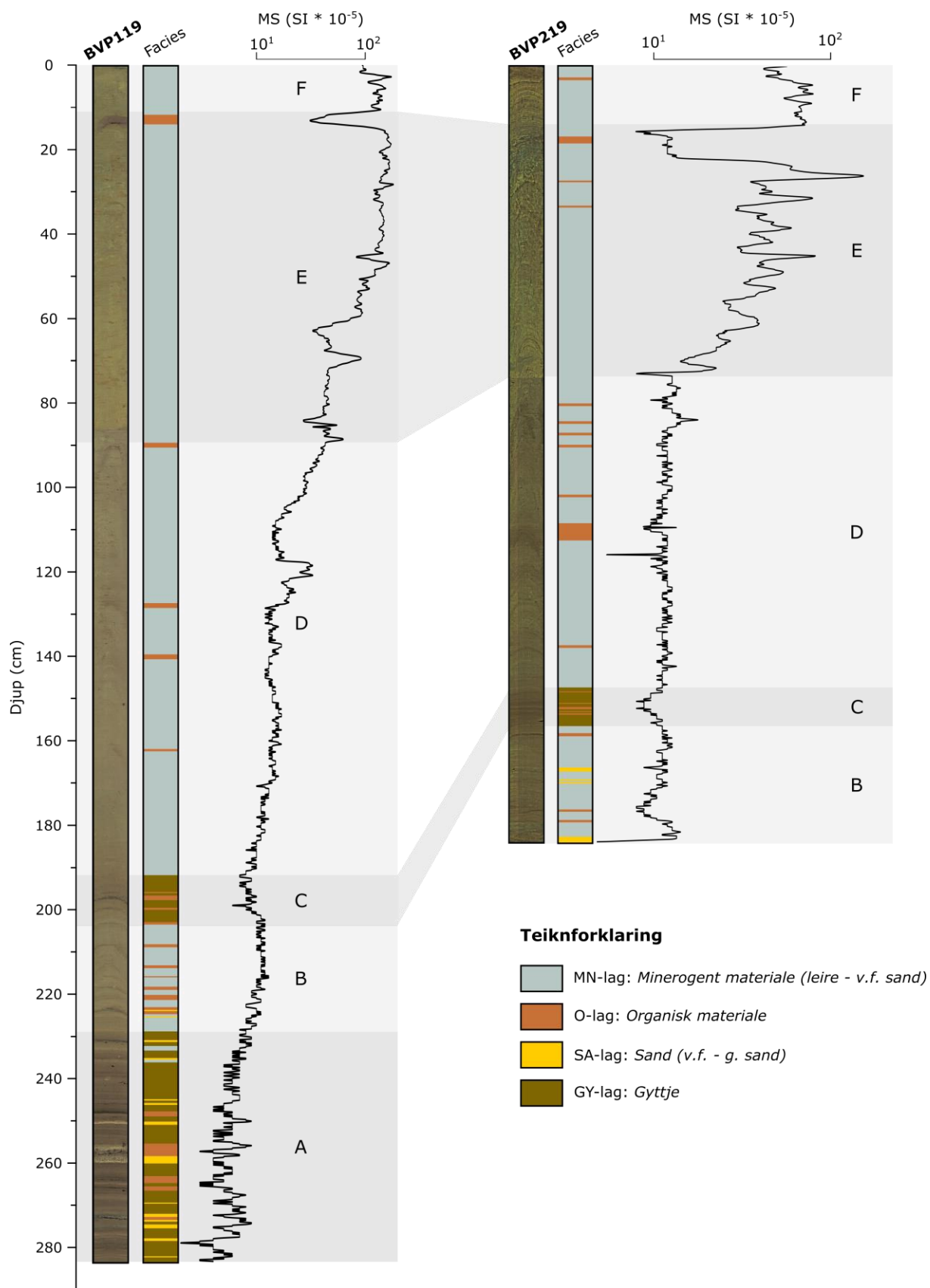
Etter transport til Bergen vart sedimentkjernane splitta og logga visuelt før vidare analysar. BVG519 vart skanna på CT-skannaren før kjernen vart delt i to, med mål om å få gode CT-bilete av ein sedimentkjerneprøve utan forstyrring frå kjernesplittinga. CT-resultata synte forstyrra sedimentstratigrafi i store delar av BVG519 (figur 5.24). Øvre del av sedimentkjernen (0-4 cm) består av lag som er tilnærma horisontale, medan sedimenta djupare i kjernen syner lag som både står tilnærma vertikalt (20-30 cm) og eit lag som danner ein ringstruktur (14-18 cm). Sidan CT-skanninga synte at kjernen er omrørt og difor ikkje representativ for stratigrafien i Bondhusvatnet, vert den ikkje analysert eller omtala ytterlegare i oppgåva.

BVP319, som vart henta inn frå same borelokalitet som BVG519, var òg forstyrra i delar av stratigrafien, særleg dei øvste 90-100 cm. Sidan kjernen er omrørt i toppen vert heller ikkje den vektlagt. Rådata frå MS- og XRF-skanning av BVP319 er tilgjengeleg i vedlegg 3.

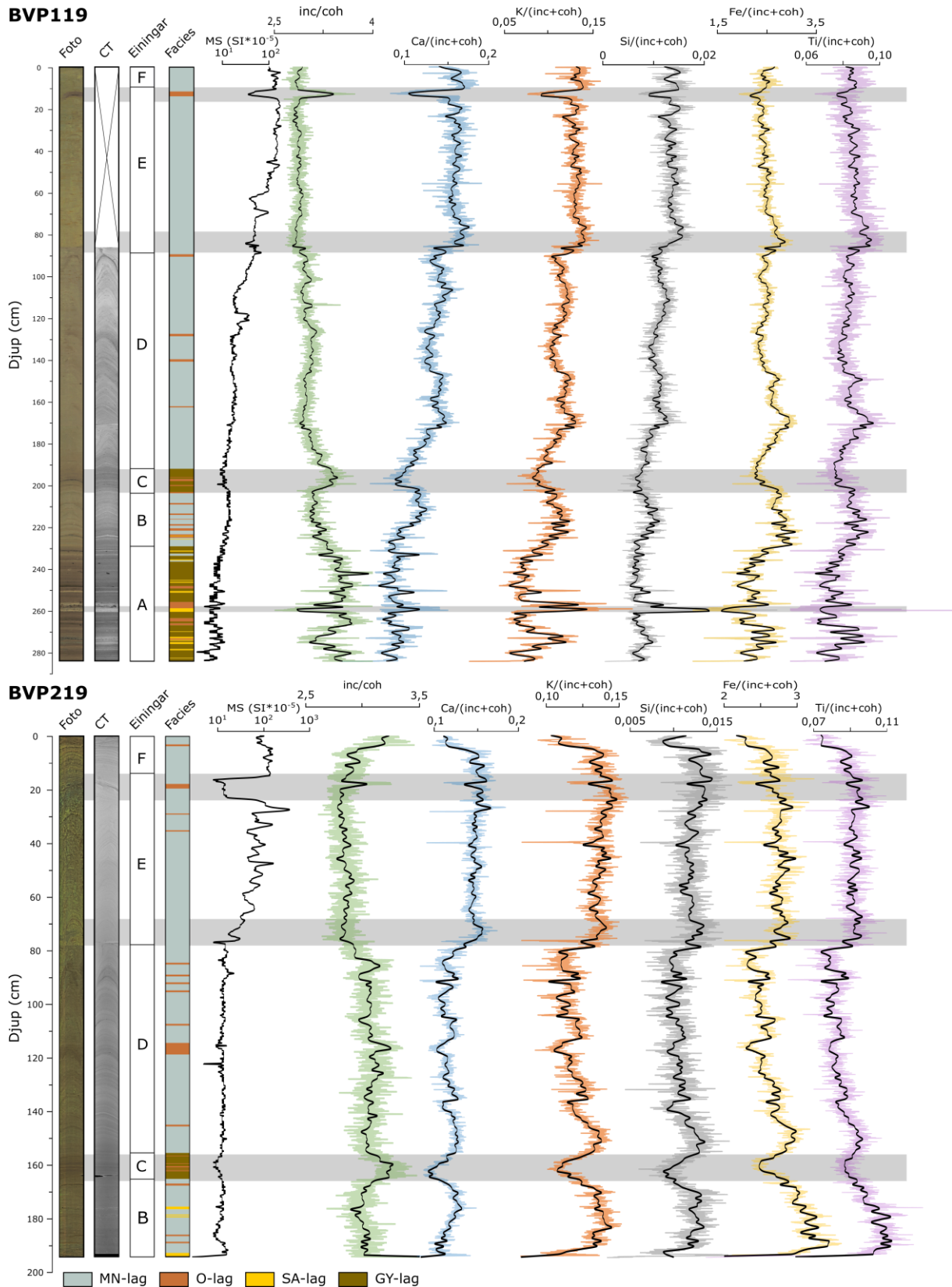
Figur 5.25 syner BVP119 og BVP219 framstilt med foto, facies og målingar av magnetisk susceptibilitet (MS). Korrelasjon av innsjøsedimentkjernane er gjort utifrå definerte litologiske facies og inndeling i einingar, som skildra under. Inndelinga i facies og einingar er basert på av visuell analyse i kombinasjon med variasjonar XRF-parametrar og MS. Variabiliteten til eit utval XRF-parametrar (inc/coh, Ca, K, Si, Fe og Ti), samt MS, er framstilt for BVP119 og BVP219 i figur 5.26. BVG119 er korrelert med toppen av BVP119 i figur 5.29.



Figur 5.24: CT-bilete av BVG519, med markerte døme på horisontale, vertikale og ringforma lag.



Figur 5.25: Framstilling og korrelasjon av innsjøsedimentkjernane BVP119 (t.v.) og BVP219 (t.h.) med overflatebilete, litologi og resultat frå MS. BVP119 og BVP219 er delt inn i einingar frå høvesvis A-F og B-F. Måleintervallet for MS er 0,2 mm og verdiane er framstilt med logaritmisk skala.



Figur 5.26: Framstilling av magnetiske og geokjemiske parametrar for BVP119 og BVP219, samt foto, CT-bilete (orthoslice), einingar og facies. Måleintervallet for MS er 0,2 mm, framstilt på logaritmisk skala, og måleintervallet for XRF parametrane er 0,5 mm (farga kurve), plotta med 20 punkts løpande gjennomsnitt (svart kurve).

Basert på resultatet frå magnetiske og geokjemiske analysar, vert innsjøsedimentkjernane frå Bondhusdalen skildra utifrå fire definerte litologiske facies: minerogent materiale (MN), organisk materiale (O), sandlag (SA) og gyttje (GY).

*Minerogent materiale (MN-lag):* Litologien består av lyst, grått sediment med kornstorleik frå siltig leire til veldig fin sand. MN-materiale dominerer einingane B, D, E og F, og resultatata frå XRF syner låge verdiar for  $\text{inc}/\text{coh}$  ( $< 3$ ). Foto frå XRF-skanninga indikerer ein relativt massiv struktur i MN-laga, men CT-dataa avslører ein lagstruktur av laminert sediment, med veksling mellom tynne lag (1-3 mm) av høg og låg tettleik (figur 5.28). Verdiane for  $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$  varierer stort sett mellom 0,12-0,16 medan  $\text{K}/(\text{inc}+\text{coh})$  ligg litt lågare, mellom 0,11-0,15.  $\text{Si}/(\text{inc}+\text{coh})$  og  $\text{Fe}/(\text{inc}+\text{coh})$  syner relativ låg variabilitet kring høvesvis 0,01 og 2,5, medan verdiane for  $\text{Ti}/(\text{inc}+\text{coh})$  har eit gjennomsnitt kring 0,09. Trenden i dei geokjemiske parametranne, med unntak av  $\text{inc}/\text{coh}$  og  $\text{Fe}/(\text{inc}+\text{coh})$ , er stigande verdiane mot toppen av sedimentkjernen med høgast verdiar i eining E og F. MS-signalet har òg ein stigande trend mot toppen av kjernen, med verdiar frå  $< 10 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$  i eining B til  $> 100 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$  i E og F.

*Gyttje (GY-lag):* GY-materialet består av mørkt, finkorna sediment med høgt organisk innhald. Frå visuell logging og studie av overflatebilete kjem det fram tynne, diffuse, horisontale lag ( $< \text{mm}$ ) med relativt skarpe laggrensar og små fargeskilnadar. Gyttje er dominerande i eining C, samt eining A i BVP119. Eining C ligg mellom to einingar av MN-materiale, og samanlikna med MN-lag fører GY-laga til høge verdiar for  $\text{inc}/\text{coh} > 3$ , samt lågare verdiar for  $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$  kring 0,1,  $\text{K}/(\text{inc}+\text{coh}) < 0,1$ ,  $\text{Si}/(\text{inc}+\text{coh}) < 0,01$ ,  $\text{Fe}/(\text{inc}+\text{coh}) < 2,5$ ,  $\text{Ti}/(\text{inc}+\text{coh})$  mellom 0,08-0,09 og MS kring  $10 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$ . I eining A er det hyppige vekslingar mellom GY-, O- og SA-lag, samt stor variabilitet i alle parametrar.

*Organisk materiale (O-lag):* Sedimentet består av mørkebrune lag, med høgt organisk innhald, samt spreidde makrofossilar av pinnar, røter, blad og bark. O-materialet består av kornstorleik frå finkorna silt til fin sand, og opptre gjennom begge kjerneprøvane, med høgast hyppigheit i eining A og C, samt relativ høg hyppigheit i eining B. Laga varierer i tjukk frå 5 mm til 3 cm. Samanlikna med MN-materiale har O-laga høgare verdiar for  $\text{inc}/\text{coh}$ , samt lågare verdiar for MS og dei resterande geokjemiske parametranne. MS-signalet varierer frå  $< 10 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$  i eining A, til underkant av  $100 \text{ SI} \cdot 10^{-5}$  i eining E.  $\text{inc}/\text{coh}$  syner verdiar  $> 3$  for dei mest markante O-laga i eining A og F. Det øvste O-laget i BVP119 er det laget som gjev det tydelegaste utslaget i forhold til sedimentet over og under, truleg på grunn av tjukkelsen (3 cm). O-laget i toppen av eining E har låge verdiar for  $\text{Ca}/(\text{inc}+\text{coh})$  og  $\text{K}/(\text{inc}+\text{coh}) < 0,1$ ,  $\text{Si}/(\text{inc}+\text{coh}) < 0,01$ ,  $\text{Fe}/(\text{inc}+\text{coh})$  kring 2 og  $\text{Ti}/(\text{inc}+\text{coh}) < 0,08$ .

*Sandlag (SA-lag):* Distinkte lag av veldig fin til grov sand, som opptre i eining A (BVP119) og B (BVP219). Det mest markante SA-laget (SA-1) er 2 cm tjukt, med ein erosiv base ved 260 cm i eining A (figur 5.27). Laget fører til særleg stort utslag og høge verdiar for  $\text{K}/(\text{inc}+\text{coh}) > 0,2$  og  $\text{Si}/(\text{inc}+\text{coh}) >$



0,02, og låge verdiar for  $\text{inc/coh} < 3$  og  $\text{Fe}/(\text{inc+coh}) < 2$ . SA-1 fører derimot ikkje til like markante utslag i  $\text{Ca}/(\text{inc+coh}) < 0,15$  og  $\text{Ti}/(\text{inc+coh}) < 0,07$ . MS-signalet har ein stigande trend frå botnen til toppen av litostratigrafien, og syner generelt høgare verdiar for SA-lag samanlikna med O- og GY-materiale.

Basert på veksling i dei definerte facies, er BVP119 og BVP219 delt inn i 6 einingar:

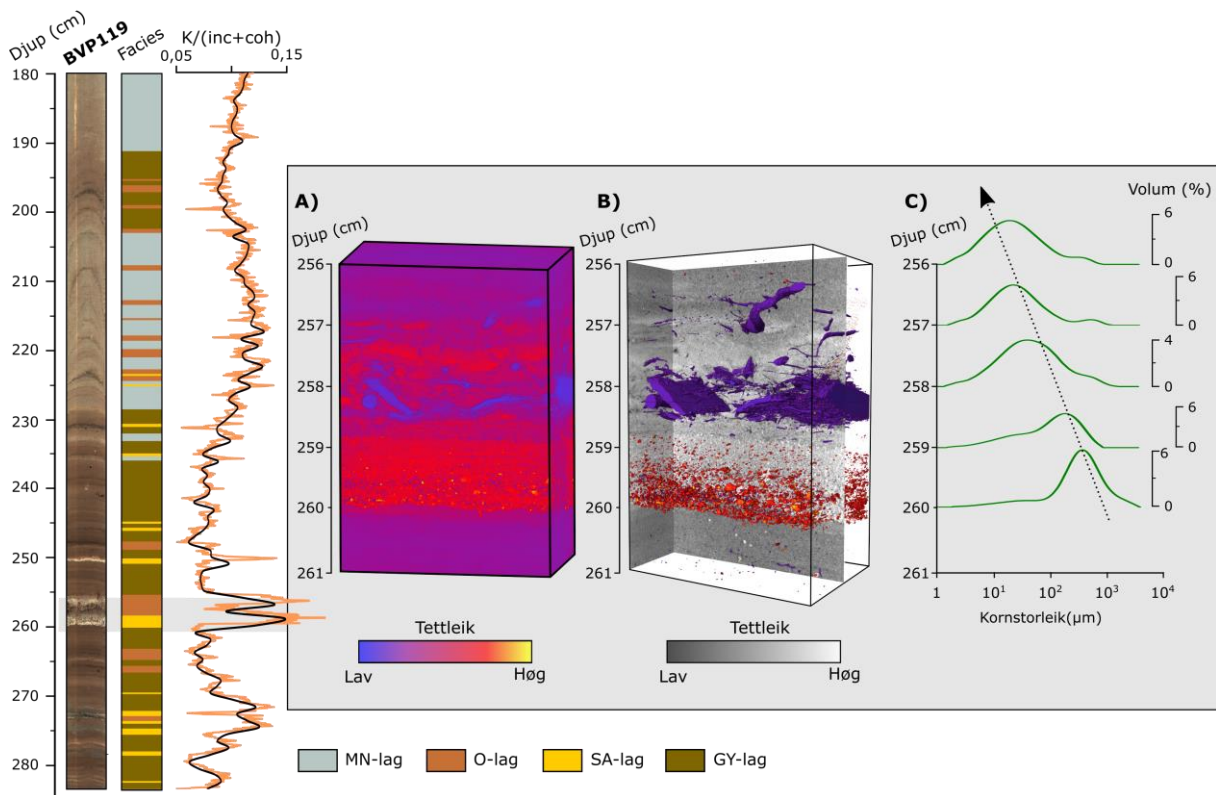
- **Eining A:** Eininga opptre berre i BVP119, og er dominert av GY-lag, samt vekslingar av O-, SA- og MN-lag med varierende tjukn frå 1 mm til 2 cm. Ved 260 cm er det er brå overgang frå GY-lag til SA-1 laget med erosiv base (figur 5.27). MN-lag opptre berre i toppen av eininga.
- **Eining B:** Tynne O- og SA-lag  $< 1$  cm samt meir massive lag av MN-materiale utgjer eining B.
- **Eining C:** GY-lag dominerer eininga, brote av distinkte 0,5-2 cm tjukke O-lag. Overgangen til einingane over og under er gradvise, og syner ingen teikn til erosjon.
- **Eining D:** Eininga består av massivt MN-materiale med distinkte O-lag mellom 1 mm og 1 cm.
- **Eining E:** MN-materiale dominerer eininga, brote av tynne O-lag samt eit meir tydeleg, 2-3 cm tjukt O-lag i toppen. O-laget i toppen av eininga inneheld opp mot 1 cm store makrofossilar.
- **Eining F:** Eininga er relativt homogen og består av MN-materiale utan tydelege visuelle strukturar, samt eit O-lag i BVP219.

Framstilling og korrelasjon av BVP119 og BVP219 syner at eining A berre er representert i BVP119, og at hyppigheita av organiske lag i eining C til F er størst i BVP219. Eining C skil seg tydeleg frå einingane over og under i begge dei presenterte sedimentkjernane. I tillegg til at BVP119 har ei eining meir enn BVP219 (eining A), består førstnemnde av 20 cm meir sediment frå eining B til F.

Framstillinga av dei geokjemiske parametrane syner generelt høgare verdiar for BVP119 samanlikna med BVP219, med unntak av  $\text{inc/coh}$  som har ein motsett trend. Dei geokjemiske parametrane  $\text{K}/(\text{inc+coh})$ ,  $\text{Ca}/(\text{inc+coh})$ ,  $\text{Si}/(\text{inc+coh})$  og  $\text{Ti}/(\text{inc+coh})$  korrelerer relativt bra med kvarandre, samt tilnærma negativt med  $\text{inc/coh}$ .  $\text{Fe}/(\text{inc+coh})$  korrelerer òg generelt godt med dei andre grunnstoffa, med unntak av ved SA-1, der  $\text{Fe}/(\text{inc+coh})$  har same trend som  $\text{inc/coh}$ .

Gjennom eining A fører hyppige vekslingar av gyttje og tynnare lag av O-, SA- og MN-materiale til stor variabilitet i dei geokjemiske parametrane. Dei nedre 100 cm av BVP119 er framstilt med høgare detaljnivå i figur 5.27, med særleg fokus på SA-1 laget i eining A. SA-1-laget er markert som eit 2 cm sandlag i skildringa over, men figur 5.27 set fokus på heile lagpakka av SA- og O-materiale mellom 260-256 cm i BVP119. Lagpakka består av normalgradert sediment, med kornstorleik frå grov sand til veldig fin sand, samt godt bevarte makrofossilar på opp mot 1 cm i diameter. CT-data frå lagpakka syner ein klar tettleiksskilnad frå låg tettleik i GY-materialet og makrofossilane, til høg tettleik i det minerogene materialet og særleg høg tettleik i den grove sanden mellom 260 og 259 cm.

Kurva for  $K/(inc+coh)$  syner høge verdiar ( $> 0,15$ ) for toppen og botnen av lagpakka, samt lågare verdiar ( $0,09$ ) ved makrofossilane (ved 258 cm). Overgangen frå gyttje til grov sand ved 260 cm kjem tydeleg fram av CT-figuren, kjenneteikna ved ei brå tettleiksending og ujamn laggrense.

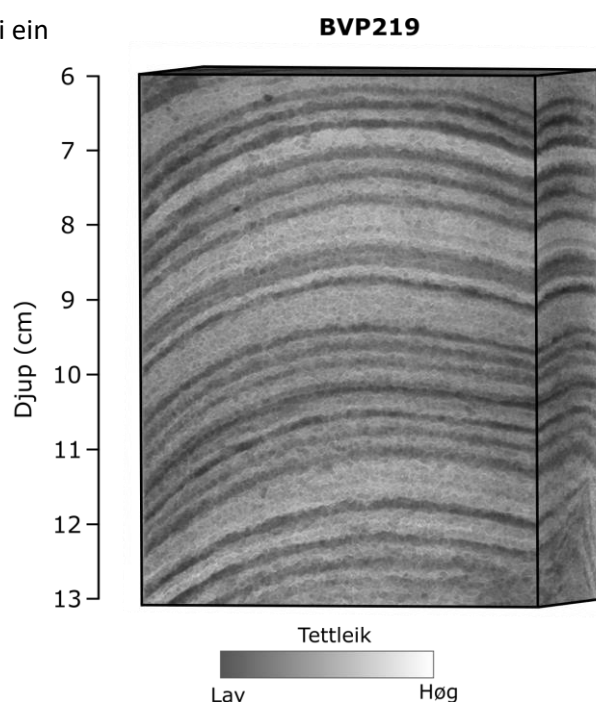


Figur 5.27: Nedre del av BVP119 framstilt ved foto, facies og  $K/(inc+coh)$ . Til høgre er sedimentsekvensen mellom 256-261 cm framstilt ved 3D-modellar basert på CT-data (A og B) og resultat frå kornstorleiksanalyse av fem sedimentprøvar (C). Teiknforklaringa som står under modellen i A gjeld òg det farga materialet i B.

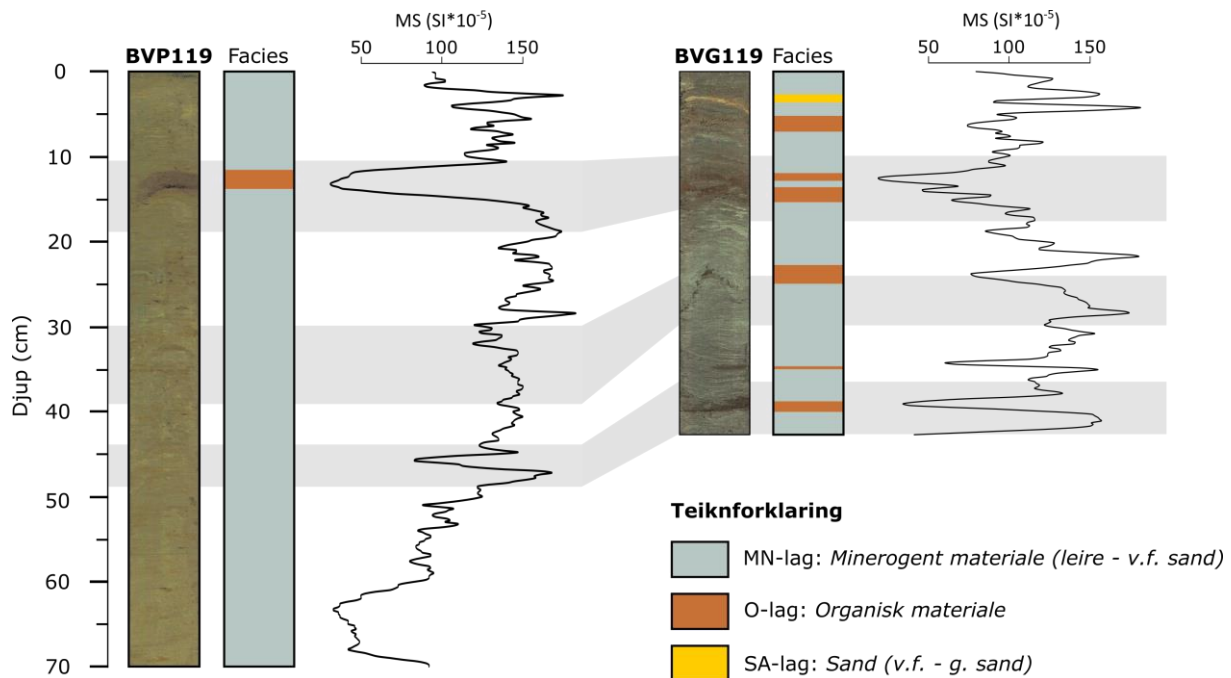
Minerogent materiale (MN) dominerer i øvre del av BVP119 og BVP219, og i figur 5.28 er eit døme på minerogent materiale i høg oppløysing framstilt i ein

3D-modell frå CT-data. Frå overflatabiletet ser sedimentet jamt og homogent ut, med få strukturar eller lag. CT-modellen syner derimot laminerte lag med vekselvis høg og låg tettleik. Laga som er presentert i figur 5.28 varierer i tjukn mellom 1-8 mm, og lyse lag med høg tettleik er generelt tjukkare enn mørke lågtettleikslag.

Figur 5.28: Høgoppløysing CT-framstilling av MN-materiale mellom 6-13 cm frå BVP219. Vekslinga av tynne lag med høg og låg tettleik kjem tydeleg fram i det minerogene materialet.



BVG119 vart henta inn rett ved BVP119 (figur 5.22) for å kombinere kjernane til eit fullstendig sedimentarkiv. Korrelasjon syner relativt små skilnadar mellom sedimenta i BVG119 og toppen av BVP119, trass høgare pakingsgrad i BVG119 (figur 5.29). Toppen av BVP119 vert difor rekna som sediment avsett i 2019.



Figur 5.29: Korrelasjon mellom BVG119 og øvre 70 cm av BVP119, basert på litologi og MS-signal. MS er samla inn med eit måleintervall på 0,2 mm for begge sedimentkjernane.

### Tolking og oppsummering

Det vart henta inn totalt fem innsjøsedimentkjernar frå Bondhusvatnet, men basert på logging og analysar vart det valt å leggja vekt på to av kjernane, BVP119 og BVP219. Rådata frå gjennomførte analysar for frå alle innsamla innsjøsedimentkjernar er tilgjengeleg i vedlegg 3. Resultata syner at BVP119 inneheld ei eining meir enn BVP219, tolka til at førstnemnte dannar det lengste arkivet med omsyn til tid. Lengda på einingane B til F var òg lengst i BVP119, tolka til at sedimentasjonsrata nord i vatnet er høgare enn midt i vatnet. Magnetiske og geokjemiske analysar syner liknande resultat for dei to sedimentkjernane, med små variasjonar i talfesta verdiar. Som skildra i kap. 4.4.4 vil variasjonar i innhald av vatn kunne påverke XRF-skanninga, og verdiskilnadane kan kome av at XRF-analyse av kjernane skjedde til ulike tider, eller at vassinnhaldet i kjernane var ulike frå kjernetakinga.

I kap. 5.2 vart inc/coh nytta til å representere innhald av organisk innhald i torvkjerneprøvene frå Fyndedalen. Same trend er tydeleg frå innsjøsedimentkjernane, der inc/coh representerer høge verdiar for organisk materiale (O- og GY-lag), samt lågare verdiar for minerogent materiale (MN- og SA-lag). Signalet i inc/coh tolkast difor til å styre innhald av organisk materiale, der høge verdiar speglar lågt organisk innhald (Guyard et al., 2007; Burnett et al., 2011).

Dei andre geokjemiske parametrane, og særleg K, Ca, Si og Ti, korrelerte tilnærma negativ med inc/coh. Til dømes synte variasjonen i  $K/(inc+coh)$  frå figur 5.27 høge verdiar for minerogent materiale og låge verdiar for O-lag. Signalet i  $K/(inc+coh)$ ,  $Ca/(inc+coh)$ ,  $Si/(inc+coh)$  og  $Ti/(inc+coh)$  vert difor tolka til å vere styrt av minerogent innhald i sedimentet.

Framstillinga av innsjøsedimentstudien syner at avsetjing av minerogent materiale dominerer den øvre delen av sedimentpakka i Bondhusvatnet. Nedre del er derimot styrt av organisk material, samt hyppige vekslinga av minerogene og organiske lag. Den erosive kontakten under SA-1 i eining A indikerer eit brot i kontinuiteten til arkivet. Tolking av dei sedimentære signala frå Bondhusvatnet og drøfting opp mot prosessar frå nedslagsfeltet vert presentert i kapittel 6.3.

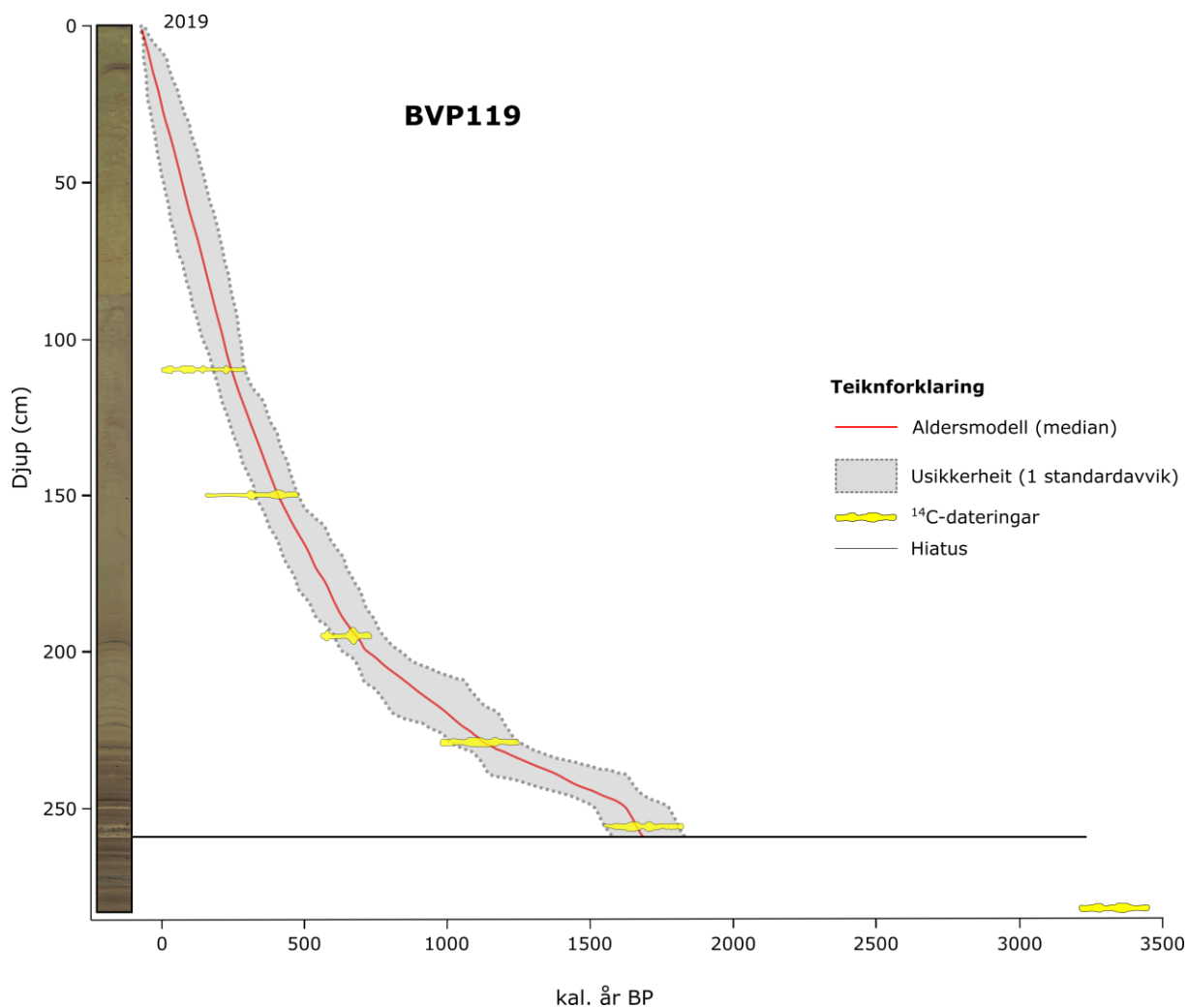
### 5.3.3 Aldersmodell

Ettersom eining A manglar i BVP219, og BVP119 representerer eit lengre arkiv, vart seks prøvar av organisk materiale plukka ut frå BVP119 og datert ved radiokarbonmetoden. Laboratorie- og kalibreringsresultata er presentert i tabell 5.3.

Utifrå dateringane er ein aldersmodell for sedimentstratigrafien i BVP119 konstruert (figur 5.30), ved hjelp av R-pakka Bacon v.2.3.3 (Blaauw & Christensen, 2011) med kalibreringskurva *IntCal20* (Reimer et al., 2020). Toppen av kjernen vart sett til år 2019, som var tidspunktet for innsamling av sedimentkjerneprøvar i Bondhusvatnet. Erosjonskontakten i eining A representerer eit brot i den sedimentære lagrekka og i modellen er ein hiatus lagt inn ved 260 cm.

Tabell 5.3: Resultat frå  $^{14}\text{C}$ -datering av utplukka organisk materiale frå BVP119, presentert ved djup i kjernen, Lab-ID, type materiale, C-14-alder frå laboratoriet samt kalibrerte aldrar (oppgjeve som  $1\sigma$  kal. år BP) og medianalder (kal. år BP). C-14 aldrane er kalibrert med kalibreringskurva *IntCal20* (Reimer et al., 2020).

Djup (cm)	Lab-ID	Materiale	$^{14}\text{C}$ -alder	$1\sigma$ kal. år BP	Median (kal. år BP)
111 cm	Poz-128207	Bark, små blad	$140 \pm 30$	61-269	128
152 cm	Poz-128015	Frøskal, bark	$300 \pm 30$	305-429	388
197 cm	Poz-128206	Frøskal, bark	$720 \pm 30$	655-678	668
230 cm	Poz-128205	Frøskal, pinnar	$1195 \pm 30$	1067-1170	1114
258 cm	LuS-15208	Blad, pinnar, bark	$1790 \pm 35$	1622-1720	1663
284 cm	LuS-15209	Blad, pinnar	$3125 \pm 40$	3257-3391	3345



Figur 5.30: Alder-djup-modell for BVP119 basert på seks radiokarbondateringar, utarbeida i R-studio ved hjelp av R-bacon-pakken (Blaauw & Christensen, 2011) med kalibreringskurva IntCal20 (Reimer et al., 2020). Den raude linja syner medianen i aldersmodellen, medan det fylte grå området kring linja syner usikkerheita til modellen. Den svarte vassrette linja representerer ein hiatus som vart plotta inn i modellen ved 260 cm. Overflatebilete av BVP119 er vist til venstre for aldersmodellen.

### Oppsummering

Tabell 5.3 syner at dateringane frå BVP119 er konsistente, med aukande alder nedover i kjernen.

Alderen på innsjøsedimentet strekk seg frå AD 2019 i toppen, til  $3345 \pm 68$  kal. år BP i botnen.

Erosjonskontakten ved 260 cm er markert som ein hiatus i aldersmodellen, noko som fører til at

berre ei datering representerer sedimentet mellom 260 og 284 cm. Det er difor ikkje grunnlag for å

presentere aldersmodell for den nedste delen av kjernen. Dateringane og aldersmodellen vert drøfta

og stilt opp mot tolkinga av dei sedimentære signala frå Bondhusvatnet i kapittel 6.3.

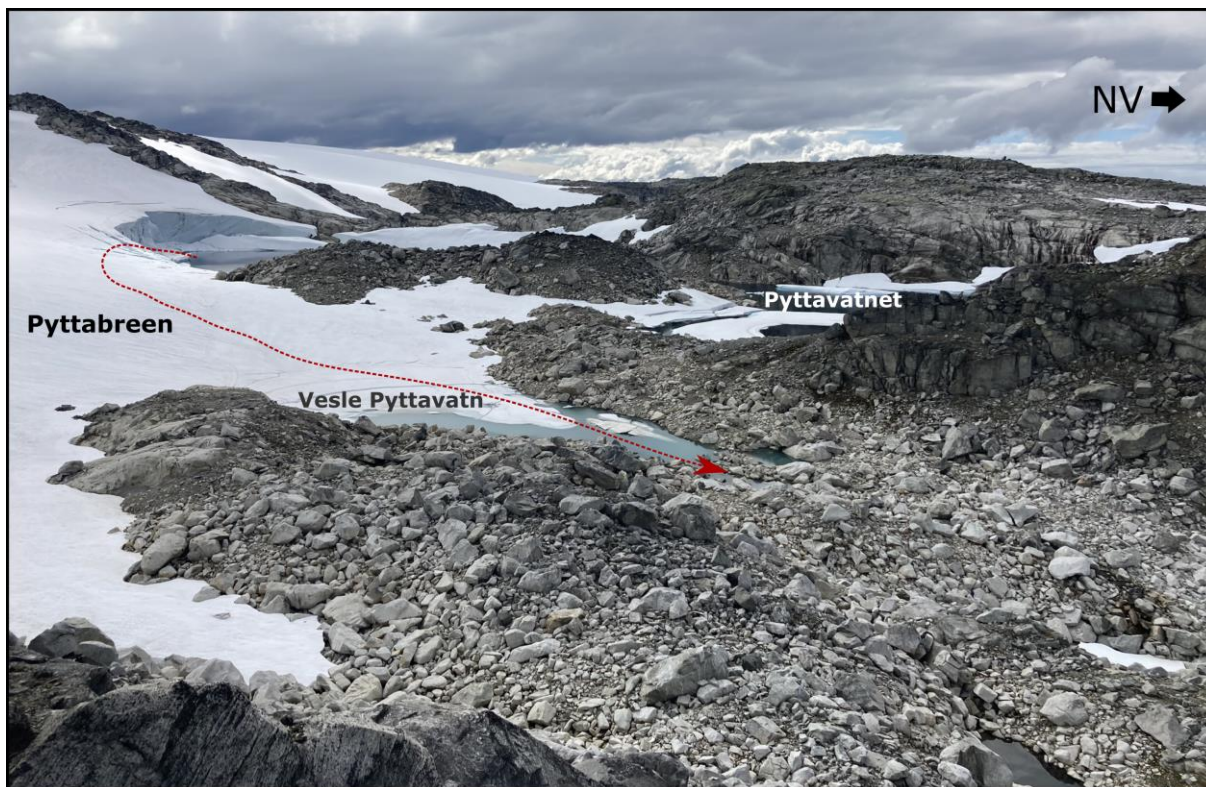
## 6 Drøfting

Hovudmålet med denne oppgåva er å avsløre om Pyttavatnet kan føre til jøkullaup mot Bondhusdalen og Fynderdalen, om det har skjedd før og korleis jøkullaup er knytt til klimavariasjonar. I følgjande kapittel vil datagrunnlaget som vart presentert i kapittel 5 bli drøfta i lys av gjennomførte analysar og problemstillingane som vart presentert innleiingsvis. Potensialet for jøkullaup frå Pyttavatnet i notid vert drøfta i kapittel 6.1 og jøkullaupsspor i terrenget i kapittel 6.2. I kapittel 6.3 vert dei sedimentære einingane frå Bondhusvatnet nytta til å gjere ei tolking av prosessane i nedslagsfeltet, medan den holocene landskaps- og klimahistoria i Bondhusdalen vert presentert i kapittel 6.4. Koplinga mellom klimavariasjonar og jøkullaup vert diskutert i kapittel 6.5, før relevante feilkjelder vert presentert i kapittel 6.6. Avslutningsvis vert det i kapittel 6.7 resonnert kort kring farepotensialet for jøkullaup frå Folgefonna i framtida.

### 6.1 Potensiale for jøkullaup frå Pyttavatnet i dag

I Jackson og Ragulina (2014) vart Pyttavatnet definert som ein "bredemt sjø utan namn", basert på flyfoto frå 2006. Rapporten markerte vatnet som ein potensiell lokalitet for jøkullaup i framtida, med venta drenering under breen, via Vesle Pyttavatn og ut gjennom utløpet der Vesle Pyttavatn renn i dag (figur 6.1). Kartlegginga kring Pyttavatnet syner at det har skjedd store endringar i perioden frå 2006 til 2019. Innsjøarealet har vorte dobbelt så stort, og brefronten har smelta meir enn 150 m tilbake. For at det framleis skal vere potensiale for jøkullaup frå Pyttavatnet, må innsjøen vere bredemt og det må finnast eit anna moglege utløpspunkt som ligg lågare enn dagens utløp i nord.

Ettersom sørenden av Pyttavatnet er i kontakt med brefronten, vert innsjøen definert som ein ismarginal innsjø. Det som avgjer om vatnet i tillegg kan klassifiserast som bredemt, er om ein demning av breis sperrar for eit anna, lågare utløp (Tweed & Russel, 1999). Observasjonen om at Vesle Pyttavatn ligg 4-10 m lågare enn Pyttavatnet, tyder på at smeltevatn frå Pyttavatnet kan ha teke vegen gjennom utløpet ved Vesle Pyttavatn, om leia var fri. Det som er avgjerande for at Pyttavatnet skal kunne klassifiserast som bredemt, er kva materiale som dannar terskelen mellom dei to proglasiale innsjøane. Den morenedekka fjellryggen aust i Pyttavatnet kan potensielt strekkje seg lengre sørover under isoverflata og om det er tilfelle kan ikkje vatnet klassifiserast som bredemt. Utifrå visuell kartlegging på overflata av isen, er det ingen teikn til at brearmen strekk seg over markante ryggar eller søkk. Breoverflata er relativt slett utan framståande sprekkeområder og isen har jamn gradient frå fronten og oppover breutløparen (figur 6.1). Markante subglasiale landformer, både konvekse og konkave, vil føre til danning av bresprekkar ettersom skjærspenninga i isen vert strekt (Benn & Evans, 2010; Nesje, 2012). Fråvær av sprekkdanningar og andre formasjonar på isoverflata kan vera ein indikasjon på at fjell- og lausmasseryggen ikkje er større enn det som er synleg framom breen i dag.



Figur 6.1: Jøkullaup frå Pyttavatnet kan skje om det er eit punkt under breen som ligg lågare enn dagens utløp nord i innsjøen. Den raude stipla linja markerer dreneringsruta til eit framtidig jøkullaup frå Pyttavatnet, som skissert i Jackson og Ragulina (2014). Foto: Johannes Hardeng.

Johansson et al. (2020) har studert istjukn og subglasial topografi ved Sørfonna, gjennom interpolasjon av innsamla isradarprofil i ulike retningar på breen. Studien syner at breutløparen ved Pyttavatnet består av tjukkare is på austsida (50-250 m) enn vestsida (5-100 m). Modellen over subglasial topografi syner ei forseinking på austsida av breutløparen, men ingen oppstikkande formasjonar som kan demme opp Pyttavatnet. Det vart samla inn lite data i området kring Pyttavatnet, berre eitt isradarprofil langs austkanten av brearmen. Den presenterte subglasiale topografien kring Pyttavatnet er difor i stor grad eit resultat av interpolasjon, der lokale topografiske variasjonar under isen ikkje kjem tydeleg fram.

For å avgjere om demningen sørvest i Pyttavatnet består av is, fjell eller lausmassar, ville det beste alternativet vore å køyrt isradar på breutløparen. Undersøkingar med isradar er ein geofysisk metode, der informasjon om subglasial topografi kan hentast inn ved hjelp av elektromagnetiske bølger (Waite & Schmidt, 1962; Annan, 2003). Kartlegging med isradar var ein planlagt del av feltarbeidet kring Pyttavatnet, men måtte kansellerast på grunn av retningslinjene og smittevernstiltaka knytt til koronapandemien. Verken kartlegginga eller data frå Johansson et al. (2020) tyder på at fjellknausen på austsida av Pyttavatnet strekk seg vidare under brefronten. Pyttavatnet vert difor, som i Jackson & Ragulina (2014), tolka til å vere ein bredemt innsjø med ein demning av breis på søraustsida av vatnet.

Sidan Pyttavatnet vert klassifisert som eit bredemt vatn, er det potensiale for jøkullaup frå innsjøen. Om isdemninga søraust i Pyttavatnet brotnar, er storleiken på jøkullaupet avhengig av vassmengda som er tilgjengeleg over den lågaste utløpshøgda. Terskelhøgda under breen er ukjent, men den maksimale storleiken på eit jøkullaup er styrt av høgda på utløpet ved Vesle Pyttavatn og difor høgdeskilnaden mellom Pyttavatnet og Vesle Pyttavatn. Høgdeskilnaden vart målt til høvesvis 4 og 10 m, ved bruk av fjernanalyse frå DTM og målingar med handhaldt GPS. Avviket i den presenterte høgdeskilnaden kan skrive seg frå endring i vasstand ettersom målingane ikkje teke i samtid, men skilnaden kan òg kome av potensielle feil ved metodane.

Datasettet som utgjer ein DTM er bygd opp av eit rutenett av celler, der kvar celle symboliserer ein spesifikk høgdeverdi (moh.). Oppløysinga på datasettet avgjer kor stort areal kvar rastercelle dekkjer, til dømes 1 x 1 m eller 10 x 10 m. Den spesifikke høgdeverdien for kvar celle kan føre til feil i modellen, ettersom høgda sannsynlegvis varierer innanfor arealet avgrensa av cella. Feilpotensialet aukar difor for datasett med låg oppløysing i område med bratt terreng. Terrengmodellen som dekkjer studieområdet har svært høg oppløysing (0,5 x 0,5 m) i tillegg til at området kring Pyttavatnet er relativt flatt. Kombinasjonen fører til at feilmarginen i høgdemålingane frå 2017 vert sett på som låg og høgdeskilnaden på 4 m rekna som reell. GPS-målingane frå 2020 synte ein høgdeskilnad på 10 m, 6 m meir enn terrengmodellen. Figur 5.4 syner at det har vore endringar i både innsjøareal og brefronten sin posisjon i tida mellom 2017 og 2019, noko som kan forklare endring i overflatehøgder. Alternativt kan det stillast spørsmål kring målesikkerheit ved bruk av handhaldt GPS. Studiar av handhaldne GPS-ar syner at ein kan vente nøyaktigheit kring 3-5 m for denne type utstyr (Robinson et al. 2020). GPS-en som vart nytta er trykkbasert og Garmin (2021) vurderer posisjonsnøyaktigheita til å vere innafor 5 til 10 m. Feilmarginen til GPS-en vert difor sett på som større enn LiDAR-dataa frå 2017. Det som derimot taler for at høgdemålingane frå GPS er representative er at målingane vart gjort under like forhold, til same tidspunkt, berre 200 m unna kvarandre. Målingane vart utført i ope terreng utan skog og fleire kontrollmålingar vart gjort langs vassoverflata til begge innsjøane.

Uavhengig av om avvik i overflatehøgder ved Pyttavatnet og vesle Pyttavatnet skuldast endringar i vasstand eller målenøyaktigheit, syner innsamla data og visuelle observasjonar (figur 5.5) at det er ein definert høgdeskilnad mellom vatna. Høgdeskilnaden er avgjerande for å kunne klassifisere Pyttavatnet som bredemt og for å gje eit estimat på omfanget av eit jøkullaup. Ved å nytte arealet til Pyttavatnet, målt til 0,053 km<sup>2</sup> utifrå flyfoto frå 2019, samt ein høgdeskilnad på 4 til 10 m, vil eit jøkullaup frå Pyttavatnet maksimalt kunne frigjere mellom 210 000 til 530 000 m<sup>3</sup> smeltevatn. Til samanlikning utgjorde katastrofejøkullaupet i Simadalen i 1937 kring 11 millionar m<sup>3</sup> vatn (Jackson & Ragulina, 2014; Ekanger & Duesund, 2017). Nøyaktig utrekning av storleik på framtidige jøkullaup krev subglasiale undersøkingar av terrenget og terskelen under isen, samt nøyaktig høgdeskilnad.



For å gjere ei enkel vurdering av kva maksimale verknadar eit jøkullaup vil ha for Fynderdalen og Bondhusdalen, vert det gått utifrå at 530 000 m<sup>3</sup> smeltevatn kan bli frigjort i ei hending. Om jøkullaupet skjer, er vassføringa og storleiken på flaumen styrt av kor raskt vatnet vert tappa. Vassføringa i eit jøkullaup vert skildra som tilnærma eksponentielt stigande over eit par timar eller dagar, før vassføringa minkar raskt etter makismalvassføring (Bauder et al., 2008; Björnsson, 2010). Det er ikkje grunnlag for å avgjere kor lenge eit jøkullaup frå Pyttavatnet vil vare, men til samanlikning varte jøkullaupet frå Jordalsbreen på Nordfonna (kap. 3.2) i to timar medan tappinga i Simadalen strakk seg over fire timar (Ekanger & Duesund, 2017). Vassføringsdata frå Fynderdalsvatnet (NVE, 2021) syner at den høgaste vassføringa i perioden 1980-2020 vart målt under haustflaumen som i 2005 øydelagde bruene over Pyttelva (kap. 5.1.4). 14. september 2005 vart vassføringa frå Fynderdalsvatnet målt til kring 18 m<sup>3</sup>/s. Til samanlikning vil eit jøkullaup frå Pyttabreen som strekkjer seg over fire timar (som i Simadalen) gje vassføring kring 37,5 m<sup>3</sup>/s. Strekkjer jøkullaupet seg derimot over berre to timar (som på Jordalsbreen), vil det resultere i ei snittvassføring kring 74 m<sup>3</sup>/s. Om ei jøkullaupshending derimot skulle strekkje seg over berre ein time, vil hendinga føre til ei vassføring kring 150 m<sup>3</sup>/s, med andre ord åtte gonger styrken på flaumen frå 2005. Då vassføringa i jøkullaup er kjenneteikna som nærast eksponentielt stigane, vil flaumen ved maksimum overstige gjennomsnittsverdien betrakteleg.

Ettersom utløpet nord i Pyttavatnet ligg på same høgd som vassoverflata, kan ikkje innsjøen fyllast ytterlegare opp og utgjere ein større framtidig jøkullaupsfare av den grunn. Det som derimot har innverknad på farepotensiale i framtida, er korleis arealet av Pyttavatnet kjem til å utvikle seg. Samanlikning av flyfoto syner at innsjøarealet vart dobla grunna brefrontending i tidsrommet 2006-2019. I 1962 var derimot heile Pyttavatnet dekkja av is eller snø, tolka til at breen stod så langt framme at det ikkje var grunnlag for at Pyttavatnet kunne eksistere. Observasjonen er i tråd med andre data frå Folgefonna, som syner at breen gjorde eit markant breframstøyt i 1960- og 70 åra (Nesje et al., 2008; Robson, 2012).

Røthe et al. (2019a) studerte jøkullaupshendingar frå Svartenutbreen på austsida av Sørfonna, utifrå ein føresetnad om at breen må ha ein viss storleik for å demme opp eit vatn framom brefronten. Ei liknande presisering kan nyttast om Pyttavatnet, ved at det berre er potensiale for jøkullaup om breen har ein storleik slik at brefronten dannar ein isdemning søraust i vatnet. Om breen går fram (som i 1962 eller lengre), vil potensialet forsvinne fordi Pyttavatnet ikkje kan eksistere. Jøkullaupspotensiale vil òg forsvinne om brefronten trekk seg tilbake og ikkje når fram til å demme opp Pyttavatnet. Utifrå kartlegginga (kap. 5.1) vert det konkludert med at brefronten til den austre Pyttabreen må ha ein storleik omtrent lik i dag for at det skal vera potensiale for jøkullaup frå Pyttavatnet.

Flyfotostudiane syner markante brefrontvariasjonar kring Pyttavatnet det siste tiåret og om bresmeltinga held fram med same hastigheit kan eit jøkullaup skje i løpet av få år. Stabiliteten til isdemninga er styrt av istjukn og trykk frå innsjøen. Faktorar som kan svekkje stabiliteten er auka vasstrykk mot demninga grunna auke i innsjøareal eller at breen vert tynnare og derav demninga svakare (Carrivick & Tweed, 2013). Eit jøkullaup vil skje når isdemninga ikkje lenger er sterk nok til å halde i mot vasstrykket frå innsjøen. Dersom brefronten trekk seg jamt tilbake i etterkant av jøkullaupshendinga, vil ikkje fleire jøkullaup vere mogeleg med mindre breen veks igjen. Om fronten derimot varier fram og tilbake i åra som kjem, kan vi vente fleire jøkullaup frå Pyttabreen, som skildra frå Blåmannsisen (Xu et al., 2017) og Koppangsbreen (Jackson & Ragulina, 2014).

## **6.2 Spor i terrenget som indikasjon på jøkullaup frå fortida**

I område som Himalaya, der store mengder lausmassar ligg tilgjengeleg nedstrøms glasiale område, kan jøkullaup utvikle seg til lausmasserike flaumskred (t.d. Cenderelli & Wohl, 2003; Cui et al., 2010). På Island vil jøkullaup òg utløyse store rørsler i lausmassar, då proglasiale område er rike på laust, grovt vulkansk materiale (Carrivick et al., 2004). I Noreg er det glasiale landskapet generelt meir stabilt, med bart fjell og tynnare lausmassedekke kring breane. Dei norske jøkullaupa er difor kjenneteikna meir som ein flaum enn eit flaumskred (Liestøl, 1956; Xu et al., 2015). Likevel er det vist at sedimenttransporten under jøkullaup i Noreg kan bli mange gongar høgare enn ved andre flaumhendingar (Liestøl, 1956; Maizels, 1997).

Kartlegginga langs dreneringsruta til potensielle jøkullaup frå Pyttavatnet synte ei rekkje fluviale erosjonsspor i terrenget, som kan drøftast opp mot jøkullaupshendingar i fortida (kap. 5.1). For å starta øvst, vart det observert mangel av finkorna materiale ved utløpet av Vesle Pyttavatn, der vatn frå Pyttavatnet vil ta vegen under eit jøkullaup. Utløpet skilde seg tydeleg frå dei resterande morenemassane i området, tolka til at rennande vatn har spylt vekk dei lettaste fragmenta. Ei forklaring er at eitt eller fleire jøkullaup har fjerna finmassane på grunn av rask drenering og høgt vasstrykk. Ei anna tolking er at breen har produsert meir smeltevatn slik at vassføringa ved utløpet var større. Problemet med den forklaringa er at når breen er større enn i dag og produserer meir smeltevatn, vil breisen dekkje over utløpet og dermed føre mindre vatn forbi utløpspunktet. Eit tredje alternativ er påverknad og erosjon frå subglasial drenering i periodar der breen har vore større enn i dag (Swift et al., 2002).

På austsida av Fynderdalsvatnet er ei markant lausmassevifte tolka til å vere ei skredvifte avsett av sørpeskred (kap.5.1.3). I følgje Blikra et al. (1989) er sørpeskred ein viktig geomorfologisk skredprosess, trass høgt innhald av vatn og difor redusert erosiv kraft. Den betydelege landskapsendrande effekten vert forsterka av at skredprosessane typisk skjer om våren, når det vernande snødekket er smelta frå dalbotnen (Rapp, 1960). Sørpeskred har fleire likskapstrekk med

både massestraumar og flaumar, men den viktige skilnaden er at matriksen av snø smeltar bort kort tid etter avsetjing. Eit jøkullaup frå Pyttavatnet vil føre til stor vassføring mot austsida av Fynderdalsvatnet, samt erosjon og transport av tilgjengeleg materiale langs elveløpet. Ei slik flaumhending vil derimot ikkje avsetje lag av sand og grus oppå blokker, slik som vart observert på lausmassevifta (Luckmann, 1978; Blikra & Nemec, 1998). Sørpeskred vert difor tolka til å vere den siste aktive prosessen på vifta, men det er ikkje utelukka at jøkullaup kan ha bidrege til å modifisere landforma tilbake i tid.

Kartlegginga tyder på at utløpet frå Fynderdalsvatnet renn gjennom ein opphaveleg kontinuerleg avsett morenerygg. Ettersom det ikkje er naturleg for vatn å ta vegen direkte gjennom ein morenerygg, må det anten ha føregått erosjon over tid eller skjedd ei brå hending som har ført til eit morenebrot. Ved avsetjingstidspunkt for moreneryggen vert det gått utifrå at Fynderdalsvatnet på eit tidspunkt var ein morenedemt innsjø. Ei brå tapping av Fynderdalsvatnet vert difor omtala som ein GLOF (kap. 3.1). Studiar av GLOF-hendingar som følgje av morenebrot er mellom anna gjort i Nord Amerika (Clague & Evans, 2000), Himalaya (Watanabe & Rochander, 1996), Andesfjella (Reynolds, 1992) og i Alpane (Strasser et al., 2008). Dei nemnte studiane peikar på fleire mekanismar som kan føre til brot i ein morenerygg, mellom anna bølger forårsaka av skred- eller flaumhendingar mot innsjøen. GLOF kan òg forklarast ved at vatn over tid siv gjennom morenedemningen og eroderer i silt- og sandrike avsetjingar eller at isblokker som er innlemma i morenematerialet smeltar og svekkjer demninga som ein konsekvens av varmare klima. Ein kombinasjon av dei nemnte mekanismane er diskutert i Costa & Schuster (1988) og Clague & Evans (2000).

Funn som talar for at brotet i moreneryggen skriv seg frå ei brå hending, er lausmassevifta og samlinga av blokker nedstraums utløpet frå Fynderdalsvatnet (5.11c). Avsetjingane tyder på stor vassføring frå Fynderdalsvatnet, som kan forklarast ved jøkullaup frå Pyttavatnet eller GLOF frå Fynderdalsvatnet. Massive skredvifter på sør- og austsida av vatnet, samt eit bredemt vatn på oversida av Fynderdalsvatnet, kan ha ført til flaum eller skred mot innsjøen og ei påfølgjande bølge mot moreneryggen. Eit anna mogleg hendingsforløp er at isrestar som var isolert i morenedemninga over tid ha smelta og forårsaka erosjon og svake soner i demningen. At vatn har sive gjennom og erodert i demningen over tid vert derimot sett på som mindre sannsynleg, ettersom morenematerialet i Fynderdalen er usortert og samlingar av vatn tyder på låg porøsitet og permeabilitet. Meir sannsynleg er det at vatnet i den morenedemte innsjøen vart fylt opp til randen av demninga, slik at vatn byrja å renne over på det lågaste punktet. Både brotet i 2001-morenen framom Midtdalsbreen på Finse (A. Nesje, pers. med., 2021) og brot i ein mellombels demning ved Munkebotvatnet i Bergen (Instanes et al., 2018), kom av at vatn byrja å renne forsiktig over kanten før vasstraumen auka og eroderte rask nedover i lausmassane.

Høg vassføring kan òg vere knytt til stor bresmelting eller periodevis store nedbørmengder. Blokkene nedstraums utløpet kan vere flyttblokker frå breen, men desse opptrer vanlegvis spreidd og ikkje i klyngjer (Jouvet et al., 2017).

Frå myrområdet i Fynderdalen renn Pyttelva relativt bratt nedover Vasslia mot Bondhusvatnet. Kartlegginga syner at elva har erodert i lausmassane langs elva og at elvefaret er prega av stein og store blokker. Erosjon i lausmassane og blokker i elveløpet er ein indikasjon på stor vassføring og høg energi, men blokkene i elveløpet kan òg vere skredblokker som har rast ut frå dei bratte fjellsidene kring elva. Lausmasseavfallet ved utløpet til Pyttelva i Bondhusvatnet tyder derimot på at materialet er elvetransportert og storleiken på materialet tyder på tidvis stor vassføring.

Langs elvefaret som eit jøkullaup frå Pyttavatnet vil følgje, er det fleire tydelege teikn på tidvis stor vassføring og flaumaktivitet. Datagrunnlaget kan tolkast som at det har skjedd eitt eller fleire jøkullaup i fortida, men området har òg vore prega av ei rekkje andre aktive prosessar som årleg bre- og snøsmelting, holocene brevariasjonar, stor skredaktivitet, varierende nedbørmengder eller ein kombinasjon av desse. Det er likevel såpass mange indikasjonar på stor vassføring at jøkullaup frå Pyttavatnet i fortida vert konkludert som sannsynleg.

### **6.3 Tolking av sedimentære einingar frå Bondhusvatnet**

Føremålet med innsjøsedimentstudien i Bondhusvatnet er å skilje dei ulike avsetjingsprosessane i innsjøen. Fleire element frå kartlegginga (kap. 5.1) tyder på at det kan ha gått jøkullaup ut Fynderdalen og signal frå jøkullaupshendingar vert difor forsøkt identifisert i litostratigrafien. Gjennomførte sedimentanalysar gjer det mogeleg å skilje kontinuerleg bakgrunnssedimentasjon (GY-materiale) frå bresignal (MN-materiale) og episodiske hendingar (O- og SA-lag):

Glasialt signal. *Minerogent materiale (MN)* har lågt organisk innhald og høge verdiar for dei geokjemiske parametrane K, Ca, Si og Ti. Dei nemnte grunnstoffa syner særleg høge verdiar i øvre del av sedimentpakka, med variabilitet gjennom sedimentkjernen. Kornstorleiken i MN-materialet varierer frå leirig silt til fin sand og veksling av tynne lag med ulik tettleik kjem fram av CT-analysen (figur 5.28). Bondhusbreen står for kring 90 % av sedimenttilførsel i Bondhusvatnet (Østrem & Olsen, 1987; Olsen, 2006), som indikerer at bretransport av finmateriale er den sannsynlege kjelda til kontinuerleg avsetjing av MN-materiale i Bondhusvatnet (Bakke et al., 2005b; Croudace et al., 2006; de Wet et al., 2018). Lagstrukturen kunne vore tolka som glasiale varv, eit årleg bresignal som kan dannast i proglasiale innsjøar utifrå sesongvariasjonar i bresmelting. Eit varv består av eit tynt, finkorna vinterlag avsett når smeltinga frå breen er låg, samt eit meir grovkorna lyst lag avsett under relativt høg bresmelting i sommarhalvåret (De Geer, 1908; O'Sullivan, 1983; Regnéll, 2020). Sidan definisjonen av varv krev ei avsetjing per sesong og teljing av varv er utanfor føremålet med denne

studien, vert lagstrukturen i MN-materialet omtala som glasiale lamina. Som skildra i kap. 2.2 drenerer òg Pyttabreen og Brufossbreen til Bondhusvatnet, men Bondhusbreen vert rekna som hovudkjelda til MN-materialet utifrå studiar av sedimenttilførsle (Østrem & Olsen, 1987).

Bakgrunssedimentasjon. *Gyttje (GY)* representerer periodar der autokton produksjon av organisk materiale er den dominerande prosessen i Bondhusvatnet. Som vist i figur 5.26 syner GY-materialet høge verdiar for organisk materiale ( $inc/coh$ ), samt låge verdiar for magnetisk susceptibilitet og dei resterande presenterte geokjemiske elementa. Gjennom gyttja opptre ei rekkje tynne, diffuse lag med overgangar som tyder på variasjonar i sedimenttilførsle frå nedslagsfeltet. Andre studiar frå Skandinavia peikar på at liknande avsetjingar i gyttje skriv seg frå nedbørsrike periodar eller snøsmelting om våren (Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010; Vasskog et al., 2011). Full analyse av desse laga ligg utanfor føremålet med denne studien og laga vert rekna som ein del av bakgrunssedimentasjonen, sjølv om dei truleg er knytt til mindre flaumar eller variasjonar i vassføring til Bondhusvatnet.

Episodiske hendingar i nedslagsfeltet. *Distinkte lag av sand (SA) og organisk material (O)* vert tolka som større episodiske hendingar frå nedslagsfeltet. O-laga syner høge verdiar for  $inc/coh$  som er tolka til å representere organisk materiale, samt låge verdiar for MS og resterande geokjemiske parametarar. O-laga opptre gjennom heile sedimentarkivet, med størst hyppigheit i dei nedste 100 cm av BVP119. SA-laga opptre derimot berre i eining A og B i nedre del av litostratigrafien og syner i motsetnad til O-laga høge verdiar for særskild  $K/(inc+coh)$  og  $Si/(inc+coh)$ , samt låge verdiar for  $Fe/(inc+coh)$  og organisk materiale ( $inc/coh$ ). Både O- og SA-laga har skarpe laggrensar som tyder momentane hendingar, til skilnad frå bakgrunssedimentasjonen (GY) og bretransportert sediment (MN) som kontinuerleg vert tilført sedimentarkivet.

Kvartærgeologisk kartlegging i nedslagsfeltet syner stor skredaktivitet kring Bondhusvatnet, samt spor av flaumar og tidvis stor vassføring frå Pyttelva. Flaumhendingar vert sett på som den mest sannsynlege prosessen for å avsetje SA- og O-lag, då skredhendingar må vere svært vasshaldige for å ha mobilitet til å avsetje sand og planterestar kring midt i innsjøbassenget. Seismiske undersøkingar i Bondhusvatnet syner funn av skredmateriale på innsjøbotnen, men berre langs sidene av innsjøbassenget med unntak av enkeltblokka midt i vatnet. Skredhendingar i Bondhusvatnet kan derimot føre til forstyrring og resedimentering av materialet som allereie er avsett i innsjøen.

Flaum er kjenneteikna ved auka vassføring og høgare kapasitet i elvane, med resulterande remobilisering av lausmassar i eller langs elvefaret. Fleire studiar har peikt på at flaumlag skil seg ut som lysegrå lag av minerogent materiale, med kornstorleik større enn den kontinuerlege bakgrunssedimentasjonen i innsjøen (Nesje et al., 2001; Bøe et al., 2006; Støren et al., 2010).

XRF-parametrar har òg vorte nytta som ein indirekte indikator på innhald av minerogent materiale (Kylander et al., 2011; Vasskog et al., 2011; Røthe et al., 2019a). Davies et al. (2015) har skildra bruksområde for XRF-parametrar og syner at teljerata for grunnstoff som Ca, K og Ti aukar med aukande minerogent innhald. Skildringa stemmer godt overeins med SA-laga i Bondhusvatnet som syner høgt innhald av minerogent materiale, uttrykt ved særskilde høge verdiar for K og Si og relativt høgt innhald av Ca. Kornstorleiken i sandlaga skil seg i tillegg frå den kontinuerlege bakgrunnssedimentasjonen dominert av siltfraksjonar. Andre studiar har identifisert plantefossil som flaumavsetjing i proglasiale sjøar der sedimenttilførsel er høg ved normal vassføring (t.d. Støren et al., 2008; Vasskog et al., 2011; Simonneau et al., 2013). Utifrå tolkinga av dei sedimentære einingane og kartlegginga i nedslagsfeltet, vert både SA- og O-lag tolka som flaumlag, avsett grunna høg vassføring i elvane som drenerer til Bondhusvatnet.

Som nemnt i kap. 6.2 er jøkullaup frå glasiale landskap kjenneteikna som flaumhendingar, men sedimenttransporten kan bli mange gonger større enn ved andre regn- og smeltevassflaumar (Liestøl, 1956; Maizels, 1997). I litostratigrafien i Bondhusvatnet er det berre eitt flaumlag som skil seg klart ut frå dei resterande; det normalgraderte SA-1-laget overlaga av organiske makrofossilar (eining A i BVP119). Normalgradering oppstår når sediment vert avsett frå suspensjon, ved at dei største fragmenta med høg tettleik vert avsett først medan mindre fragment og organisk materiale med lågare tettleik vert avsett seinare. Strukturen i det respektive flaumlaget er konsistent med oppbygginga i ein turbidittstraum, som mellom har blitt skildra som avsetjing frå undersjøiske skred der grus og sand vert skuva i framkant av straumen eller transportert basalt (Lowe, 1982; Weirich, 1989). Mindre partiklar med lågare tettleik vert deretter avsett frå suspensjon i rekkjefølgje etter aukande tettleik. Den skarpe laggrensa under SA-1 tyder på erosjon i lagpakken under, noko som er i tråd med eit skred på innsjøbotnen. Sletten et al. (2003) skildrar eit normalgradert minerogent lag som eit flaumskred frå nedslagsfeltet, med utløpslengd og mobilitet til å nå ut i innsjøen. Avsetjing av turbidittlaget i Bondhusvatnet kan skrive seg frå fleire prosessar. Det batymetriske kartet synte at innsjøen har bratte kantar og vasshaldige skred frå nedslagsfeltet kan difor bli forlengja på innsjøbotnen. Eit anna alternativ er at seismisk aktivitet har utløyst eit skred på botnen av innsjøen, men innhaldet av makrofossilar og kornstorleik opp mot grov sand tyder at det i tillegg må ha skjedd innvasking frå nedslagsfeltet. Sidan turbidittlaget berre er representert i BVP119, og dei andre sedimentkjerneprøvane ikkje nådde langt nok ned i sedimentarkivet, er det ikkje mogeleg å seie noko om laget er lokalt i den nordlege delen av innsjøen eller om det strekkjer seg over heile innsjøbotnen.

For å knyte flaumlaga i Bondhusvatnet til særskilde kjeldeområde, som Pyttavatnet, ville samanlikning av det geokjemiske fingeravtrykket til sedimentprøvar frå dei respektive områda i nedslagsfeltet vore nyttig (Forsmo, 2020; Røthe et al., 2019a; Johansson et al., 2020).

For å avgrense omfanget av studien til eit fornuftig nivå, vart ikkje sedimentprøvar frå nedslagsfeltet henta inn og analysert. Datagrunnlaget legg difor ikkje til rette for å skilje jøkullaupshendingar frå andre flaumhendingar i sedimentarkivet. Røthe et al. (2019a) nytta alderskontroll og identifisering av to kjente, historiske jøkullaupshendingar frå nedslagsfeltet kring Buarvatnet til å peike ut særskilde jøkullaupslag gjennom stratigrafien. Dette er ein metode som ikkje var mogeleg å nytta i Bondhusvatnet, då det ikkje er dokumentert jøkullaup i historisk tid.

Fleire studiar har peikt på svakheita ved å studere ein innsjø og prosessane i nedslagsfeltet utifrå ein enkelt sedimentkjerneprøve (Dahl et al., 2003; Snowball & Sandgren, 1996). Innsjøsedimentstudien i Bondhusvatnet er i hovudsak basert på to innsjøkjernar, BVP119 og BVP219, men BVP119 utgjer eit lengre aldersspenn og vart nytta i utarbeiding av aldersmodell. Samanlikninga mellom BVP119 og BVP219 (eining B-F) synte godt samsvar med omsyn til litologiske variasjonar, samt relativt like resultat frå magnetisk og geokjemisk analyse. I tillegg syner CHIRP-dataa at sedimenta er jamt fordelt på innsjøbotnen. Østrem & Olsen (1987) henta i 1974 inn seks kjerneprøvar frå Bondhusvatnet, der den lengste var 158 cm, medan Simonsen (1999) henta inn ein 250 cm lang kjerne i 1996. Østrem & Olsen (1987) tolkar i grove trekk innsjøsedimentet som bresediment med varv mellom 1-25 mm, samt enkelte flaumlag beståande av sand og organisk materiale. Simonsen (1999) finn i hovudsak silt gjennom heile sin kjerne, samt høgare innhald av organisk materiale heilt i botnen. Verken Simonsen (1999) eller Østrem & Olsen (1987) nådde ned til gyttja i eining A i BVP119 og studie av den eldste delen av sedimentarkivet er difor basert på berre ein enkelt sedimentkjerneprøve.

Korrelasjon av BVP119 og BVP219 syner at sedimentasjonsrata er høgast i BVP119 i nordenden av vatnet. Funnet er i strid med det som er venta i ein proglacial innsjø med breelvar i den sørlege delen av vatnet. Størsteparten av sediment som utgjer eining B-F, som danna grunnlag for samanlikning av sedimentasjonsrate, består av finkorna materiale som kan halde seg lenge i suspensjon. Transport av suspendert innsjømateriale kan vere årsaka til at sedimentasjonsrata er høgare i nord enn i midten av innsjøbassenget. Ei anna forklaring er at BVP119 vart henta inn rett aust for ei stor skredvifte langs innsjøen, som potensielt har tilført materiale til denne delen av bassenget. Problemet med den forklaringa er at skredmateriale ikkje opptreer som finkorna silt i eit innsjøbasseng (Sletten et al., 2003; Vasskog et al., 2011). Det som derimot kan verke inn på dei ulike sedimentasjonsratane er at avstanden frå Bondhusbreen til Bondhusvatnet er kort, noko som indikerer at smeltevatnet frå Fonnelva har låg temperatur og høg tettleik når det renn inn i Bondhusvatnet. Kombinasjonen kan føre til ein hyperpyknal straum der smeltevatnet frå Fonnelva beveger seg under vassøyla i Bondhusvatnet (Mulder & Alexander, 2001).

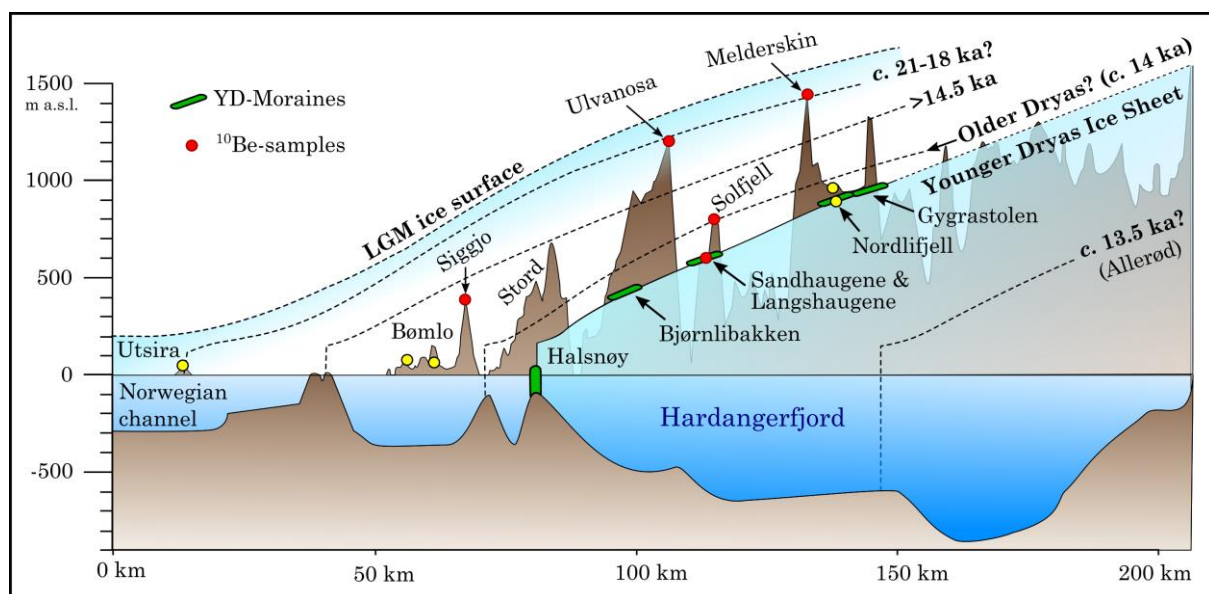
For å oppsummere innsjøsedimentstudien i Bondhusvatnet vert bakgrunns sedimentasjon av minerogent materiale knytt til breaktivitet frå Bondhusbreen, medan gyttje representerer periodar der autokton produksjon i innsjøen dominerer. Dei episodiske hendingslaga i Bondhusvatnet vert tolka som flaumhendingar frå nedslagsfeltet, då innvasking av minerogent og organisk materiale tyder på høgvasseføring. Utifrå innsjøsedimentanalysen er det ikkje isolert særskilde flaumlaga som kan knytast til jøkullaup, men det er heller ikkje grunnlag for å seie at flaumlaga ikkje skriv seg frå jøkullaup. Som nemnt har flaum og jøkullaup liknande signatur, men jøkullaup har potensiale for å utgjere større flaumhendingar.

## 6.4 Landskapsutvikling og klimavariasjonar i Bondhusdalen gjennom holocen

I kap. 6.1 vart det sett som ein føresetnad at Pyttabreen, og dermed Sørfonna, må ha ei utbreiing lik i dag for at det skal vere potensiale for jøkullaup frå Pyttavatnet. For å få betre oversikt over kva periodar som er aktuelle med omsyn til jøkullaup frå fortida, vert den holocene bre- og landskapsutviklinga i studieområdet drøfta utifrå kartlegginga og sedimentstudiane. Kjennskap til landskaps- og klimahistoria i studieområdet er viktig fordi bre- og klimavariasjonar er avgjerande for *når* og *kvifor* jøkullaup skjer. Kartlegginga syner at både Bondhusdalen og Fynderdalen har vore prega av glasiale og fluviale prosessar, i tillegg til massiv skråningsaktivitet. Dette er faktorar som kompliserer tolkinga av landskapsutviklinga gjennom holocen, og ein må gå utifrå at dei nemnte prosessane har modifisert dei opphavelige israndavsetjingane.

### 6.4.1 Tidleg holocen

Under maksimalutbreiings i yngre dryas (11 700 kal. år BP), var Hardangerfjorden fylt av is, og brefronten nådde til Halsnøy ytst i Hardangerfjorden (kap. 2.4.2) (figur 6.2).



Figur 6.2: Rekonstruksjon av breutbreiinga i Hardangerfjorden under yngre dryas-framstøyten 11 700 kal. år BP ved bruk av sidemorenar (Follestad, 1972; Regnéll, 2020). Figuren er modifisert frå Regnéll (2020).



Rekonstruksjon av yngre dryas-breen ved hjelp av sidemorenar, syner at isoverflata hadde ei jamn stigning innover fjorden, frå havnivået ved Halsnøy til kring 900 moh. ved Gygrastolen (Follestad, 1972; Regnéll, 2020). I forhold til Gygrastolen ligg Bondhusdalen kring 7 km lengre inne i Hardangerfjorden og rekonstruksjonen syner at breoverflata i studieområde nådde minst 900 moh. kring 11 700 kal. år BP. Etter yngre dryas-framstøyten kalva breen raskt tilbake innover Hardangerfjorden, før isen trakk seg oppover dalane mot der Folgefonna ligg i dag (Follestad, 1972; Mangerud et al., 2013). Simonsen (1999) konkluderer med at ein dalbre fylte Bondhusdalen på dette stadiet og tolkar ein lausmasseterrasse ved dalmunninga til Bondhusvatnet som eit isranddelta avsett av dalbreen. Randdeltaet ligg om lag 100 moh. og markerer marin grense for området.

Trass generell tilbaketrekking av fjord- og dalbrear gjennom preboreal, er det vist fleire breframstøyt i denne perioden (Nesje et al., 1991; Dahl et al., 2002; Bakke et al., 2005a,b). Bakke et al. (2005a) finn tre periodar med preboreale breframstøyt på Nordfonna, kalla *Jondal Event 1* (11 150-11 050 kal. år BP), *Jondal Event 2* (10 050-10 450 kal. år BP) og *Erdalen Event 1* (10 000-9500 kal. år BP). Medan Jondal Event 1 og 2 er eineståande for Nordfonna, er Erdalen Event vist ved Hardangerjøkulen (Dahl & Nesje, 1994), på Jostedalsbreen (Dahl et al., 2002) og i Jotunheimen (Matthews & Dresser, 2008).

Basert på den kvartærgeologiske kartlegginga i studieområdet og kunnskap frå tidlegare studiar av klimavariasjonar gjennom holocen, vert det forsøkt å gje eit enkelt forslag til deglasiasjonsforløpet i Bondhus- og Fynderdalen. Tolkinga av korleis isen har bevega seg i studieområdet er i hovudsak basert på det kvartærgeologiske kartet (kap. 5.1.1). Særskilde tidspunkt i deglasiasjonen vert ikkje spekulert i, då det naudsynte datagrunnlaget ikkje er henta inn.

Under tilbaketrekkinga etter yngre dryas, trakk ein dalbre innover Bondhusdalen, og delte seg i to brearmar i sørenden av Bondhusvatnet. Den eine brearmen trakk seg mot Vasslia og innover Fynderdalen, medan den andre utløparen følgde Bondhusdalen i retning mot der Bondhusbreen ligg i dag. Randmorenen nord for Bondhusvatnet og dei tre moreneryggane i Vasslia ligg utanfor den neoglasiale maksimumsposisjonen (figur 6.3), og vert tolka til å vere deglasiasjons-morenar avsett under stillstand eller breframstøyt i fyrste del av holocen. Moreneryggane kan vera avsett under eitt av breframstøyt som er vist på Nordfonna i preboreal (Bakke et al., 2005b). Det er ikkje funne deglasiasjonsmorenar mellom Bondhusbreen og Bondhusvatnet, men store skredavsetjingar tyder på at skredaktivitet har dekkja eller øydelagt eventuelle israndavsetjingar. Ein eldre sidemorene til Bondhusbreen er derimot kartlagt på austsida av Fynderdalsvatnet. Tolkinga er basert på at ryggen har konkav side mot vest og tilsvarande morfologi som sidemorenane som er knytt til Bondhusbreen si maksimalutbreiing under LIA (Simonsen, 1999; Furdal, 2010). Randmorenen ligg utanfor neoglasialt maksimum, vert moreneryggen tolka som ein sidemorene til Bondhusbreen i første del av holocen.

Brefronten i Vasslia trakk vidare innover Fynderdalen og vart delt i to brearmar ved myrområdet nedstraums Fynderdalsvatnet. Ein av utløparane følgde dalen vidare innover mot Pytten, medan den andre brearmen bevegde seg mot Fynderdalsvatnet. Innover den tronge dalen mot Pytten ligg fleire delvis tilgrodde sandurar og moreneryggar (kartlagt av Simonsen (1999) og Furdal (2010)), på utsida av moreneryggen som markerer maksimalutbreiing i neoglasial tid (LIA) (figur 6.3). Breelvslettene og randmorenane tyder på at brefronten har stått stille eller gjort små framstøyt i den generelle preboreale tilbaketrekkinga.

Moreneryggen på vestsida av Fynderdalsvatnet tyder på at ein bre har dekkja botnen som i dag er vassfylt og utgjer Fynderdalsvatnet. Den bratte lia på sør- og austsida av Fynderdalsvatnet har ein gradient på over 40 grader frå moreneryggen til toppen av fjellsida, ein indikasjon på at moreneryggen må skrive seg frå ein lokal botnbre. Den bratte gradienten dannar ikkje grunnlag for at det har eksistert ein samanhengande breutløpar. Alternativt kan breen klassifiserast som ein regenerert bre med tilførsle av is frå dei bratte fjellsidene kring Fynderdalsvatnet. Døme på denne bretypen er til dømes Supphellebreen på Jostedalsbreen i dag (Jackson & Ragulina, 2014). Tolkninga om at ein botn- eller regenerert bre har dekkja Fynderdalsvatnet, er i tråd med kartlegginga av eit passpunkt, som syner at det har vore drenering gjennom moreneryggen i sørvest. Passpunktet ligg 10 m høgare enn dagens utløp, men drenering i sørvest kan forklarast ved at breen sperra for andre mogelege dreneringsveggar. Sidan moreneryggen vest for Fynderdalsvatnet ligg høgare i terrenget enn morenane i Vasslia, vert ryggen tolka som ei avsetjing frå eit seinare steg i deglasiasjonen. LIA-maksimumsposisjonen i Fynderdalen tyder på at Fynderdalsvatnet var isfritt i neoglasial tid, ei tolking som vert støtta av dokumentert stølsdrift ved vatnet sidan 1600-talet (Skaala et al., 2011).

Gjennom fyrste del av holocen var det truleg høg skredaktivitet i Bondhusdalen og Fynderdalen på grunn av den glasiale påverknaden på landskapet. Fenomenet kallast *paraglasial aktivitet*, og vert brukt om ikkje-glasiale prosessar som er ein direkte konsekvens av glasial aktivitet (Church & Ryder, 1972). Det kvartærgeologiske kartet syner mektige skredavsetjingar langs dei bratte dalsidene i Fynderdalen, samt langs aust- og vestsida av Bondhusvatnet. Seismiske undersøkingar frå Bondhusvatnet syner i tillegg skredmateriale på innsjøbotn, som tyder på at nokre av skredhendingane har hatt stor nok energi til å nå ut i innsjøen. Dei seismiske undersøkingane synte òg tre distinkte innsjøbotnnivå utanfor den glasifluviale lausmasseavsetjinga ved Pyttelva. Botnnivåa tyder på at vasstanden i Bondhusvatnet har vore lågare enn den er i dag.

Som skildra i introduksjonen demmer fjellskredet Vassura opp Bondhusvatnet i nord, og gjennomstrøyming i skredet styrer dreneringa ved utløpet til Bondhusvatnet (Tvede, 1972; Østrem & Olsen, 1987). Lågare vasstand i Bondhusvatnet kan berre forklarast ved at utløpshøgda har vore

lågare enn den er i dag, eller ved at meir vatn kunne strøyme gjennom skredmaterialet per tidseining. Breane i nedslagsfeltet fører store mengder bresediment til Bondhusvatnet, og endring i gjennomstrøyming kan forklarast ved at finkorna silt og leire over tid har tetta holrom mellom steinar og blokker i skredet. På ei anna side er det usikkert når Vassura losna, og byrja å demme opp Bondhusvatnet. Simonsen (1999) forsøkte å datere fjellskredet ved hjelp av Schmidt-hammar og kom fram til at skredet vart avsett kring 16 000 kal. år BP. Basert på nyare studiar av deglasiasjon i Hardangerfjorden (Svensen et al., 2004), istjukn under yngre dryas (Regnéll et al., 2020) og studie av brevariasjonar gjennom holocen (t.d. Dahl & Nesje, 1994; Bakke et al., 2005a, b), vert det sett på som usannsynleg at Vassura losna for 16 000 år sidan og framleis er bevart i dag. Bevaring av skredet krev vertikal nedsmelting, eit fenomen som mellom anna er vist på Austlandet (t.d. Garnes & Bergersen, 1980; Berthling & Sollid, 1999). Mangerud et al., (2013) m.fl. har derimot vist at deglasiasjonen på Vestlandet var prega av dynamisk nedsmelting og erosjon. Vidare drøfting kring tidsaspektet for skredhendingane i Bondhusdalen kjem utanfor føremålet og datagrunnlaget i denne studien.

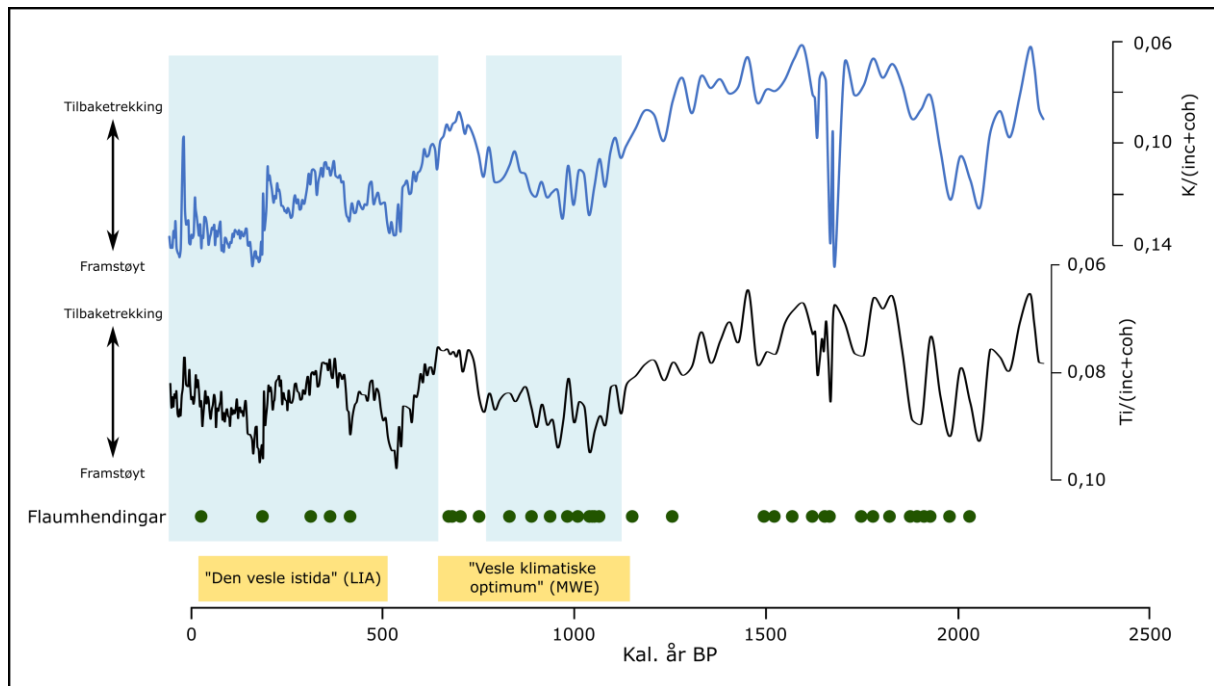
Den varmaste perioden gjennom holocen strekk seg over tidsrommet 8300 til 4000 kal. år BP, og vert kalla *Det holocene klimatiske optimum* eller *Holocene Thermal maximum (HTM)* (Ljungqvist, 2011). I Skandinavia var perioden kjenneteikna ved varme somrar og tørre vintrar, noko som førte til at breane i Noreg smelta bort eller minka kraftig (Bjune et al., 2005; Nesje et al., 2008).

#### **6.4.2 Neoglasial tid**

Etter HTM vart klimaet gradvis kaldare kjenneteikna ved lågare sommartemperaturar og varmare vintrar. Kombinasjonen resulterte i meir vinternedbør og mindre smelting om sommaren, noko som la grunnlag for nydanning (neoglasiasjon) av breane (Nesje, 2009). Neoglasiasjonen byrja kring 5000 kal. år BP og mangel på systematisk redanning i ulike regionar tyder på at breane responderte meir eller mindre individuelt på klimavariasjonane (Nesje et al., 2008; Nesje, 2009; Seppä et al., 2009).

Bakke et al. (2005a, b) nytta innsjøsediment til å syne at den nordlege sektoren av Nordfonna var borte frå nedslagsfeltet i perioden 9600-5200 kal. år BP, før breen bygde seg gradvis opp til dagens storleik mellom 5200 og 2300 kal. år BP. Røthe et al. (2019) finn basert på jøkullaupshendingar frå Svartenutbreen, at Sørfonna i likskap med Nordfonna hadde varierende breutbreiing gjennom holocen. Mellom anna vert to jøkullaup knytt til raske brevariasjonar som følgje av den brå klimahendinga for 8200 år sidan (Alley et al., 1997), då ferskvasstilførsel i Nord-Atlanteren førte til nedkjøling på den nordlege halvkula (Kleiven et al., 2008). Røthe et al. (2019a) finn ikkje sikre teikn på at Sørfonna var smelta heilt bort under HTM, då funn av jøkullaup datert til 6900 og 6400 år kal. år BP tyder på at Sørfonna var til stades til dåverande tidspunkt. Bjønnnes (2006) finn at Møsevasbreen heilt sør på Sørfonna var i nedslagsfeltet gjennom fleire periodar frå 6500 kal. år BP, til den vart verande frå 1400 kal. år og fram til i dag.

Utifrå tolkinga av sedimentære einingar i Bondhusvatnet (kap. 6.3), representerer periodar med dominerande MN-materiale kontinuerleg tilførsle av bresediment til innsjøen, medan dominans av gyttje tyder på overvekt av autokton produksjon (Nesje et al., 2001; Bakke et al., 2005b). Stor tilførsle av MN-materiale vart difor tolka som at Bondhusbreen drenerer til Bondhusvatnet, medan periodar med gyttja tyder på at breen var smelta bort frå nedslagsfeltet. I figur 6.3 er relativ breaktivitet i Bondhusdalen framstilt ved  $K/(inc+coh)$  og  $Ti/(inc+coh)$  (t.d. Røthe et al., 2019).



Figur 6.3: Relativ brevekst for Bondhusbreen i perioden frå 2500 kal. år BP og fram til i dag. Dei blå boksane representerer periodar der Bondhusbreen drenerer til Bondhusvatnet og dei grønne prikkane markerer tidspunkt for flaumhendingar basert på sedimentkjernane.

Utifrå sedimentanalyse og aldersmodell har Bondhusbreen drenert til Bondhusvatnet over to periodar i løpet av siste 2500 kal. år BP (figur 6.3). Breen vaks fram og kom inn i nedslagsfeltet kring 1100 kal. år BP, før den smelta ut av att kring 750 kal. år BP. Breen byrja deretter å drenere til Bondhusvatnet igjen kring 650 kal. år BP og har vore i nedslagsfeltet fram til i dag. Flaumfrekvensen i Bondhusvatnet var størst i perioden 2000-1500 kal. år BP, samt i perioden 1000-700 kal. år BP. Det høge utslaget i  $K/(inc+coh)$  og relativt høge utslaget i  $Ti/(inc+coh)$  mellom 2500 og 1500 kal. år BP, vert tolka til å vere eit resultat av hyppige flaumhendingar frå nedslagsfeltet og ikkje stor breaktivitet då sedimentkjernane syner at perioden var dominert av gyttja.  $K/(inc+coh)$  og  $Ti/(inc+coh)$  vert difor rekna som ein betre representasjon av relativ brerørsle i periodar med låg flaumfrekvens.

### 6.4.3 Vesle klimatiske optimum (MWE)

Innsjøsedimentstudie frå Bondhusvatnet syner at Bondhusbreen kom inn i nedslagsfeltet kring 1100 kal. år BP, ved inngangen til perioden kalla *Det vesle klimatiske optimum* eller *Medieval Warm Epoch (MWE)* (Cronin et al., 2003). Perioden strekkjer seg frå 1200-700 kal. år BP og er sett på som ein varm periode, men førte i Sør-Noreg til både minke og auke i glasial aktivitet (Nesje & Dahl, 1991; Dahl & Nesje, 1996; Bakke et al., 2005b). Rekonstruksjonar frå Hardangerjøkulen syner at MWE var kjenneteikna ved høgare temperaturar, men lågare likevektslinje grunna meir vinternedbør enn i dag (Dahl & Nesje, 1996).

MWE på Folgefonna er karakterisert ved brefluktasjonar, som truleg har samanheng med varmare klima i kombinasjon med høgare nedbør (Bakke et al., 2005b; Bjønnes, 2006). Brevekst i ein periode som i utgangspunktet er prega av varmt klima er truleg knytt til høgare vinternedbør, då milde vintrar ofte er meir nedbørsrike enn kalde vintrar. Bresmelting under MWE kan skuldast at høge vintertemperaturar førte til regn i staden for snø på breen (Bakke et al., 2005b). Folgefonna er klassifisert som ein temperert, maritim bre, der vinternedbør er ein viktigare faktor enn sommartemperatur i forhold til vekst og smelting (Bakke et al., 2005b; Bakke et al., 2008a).

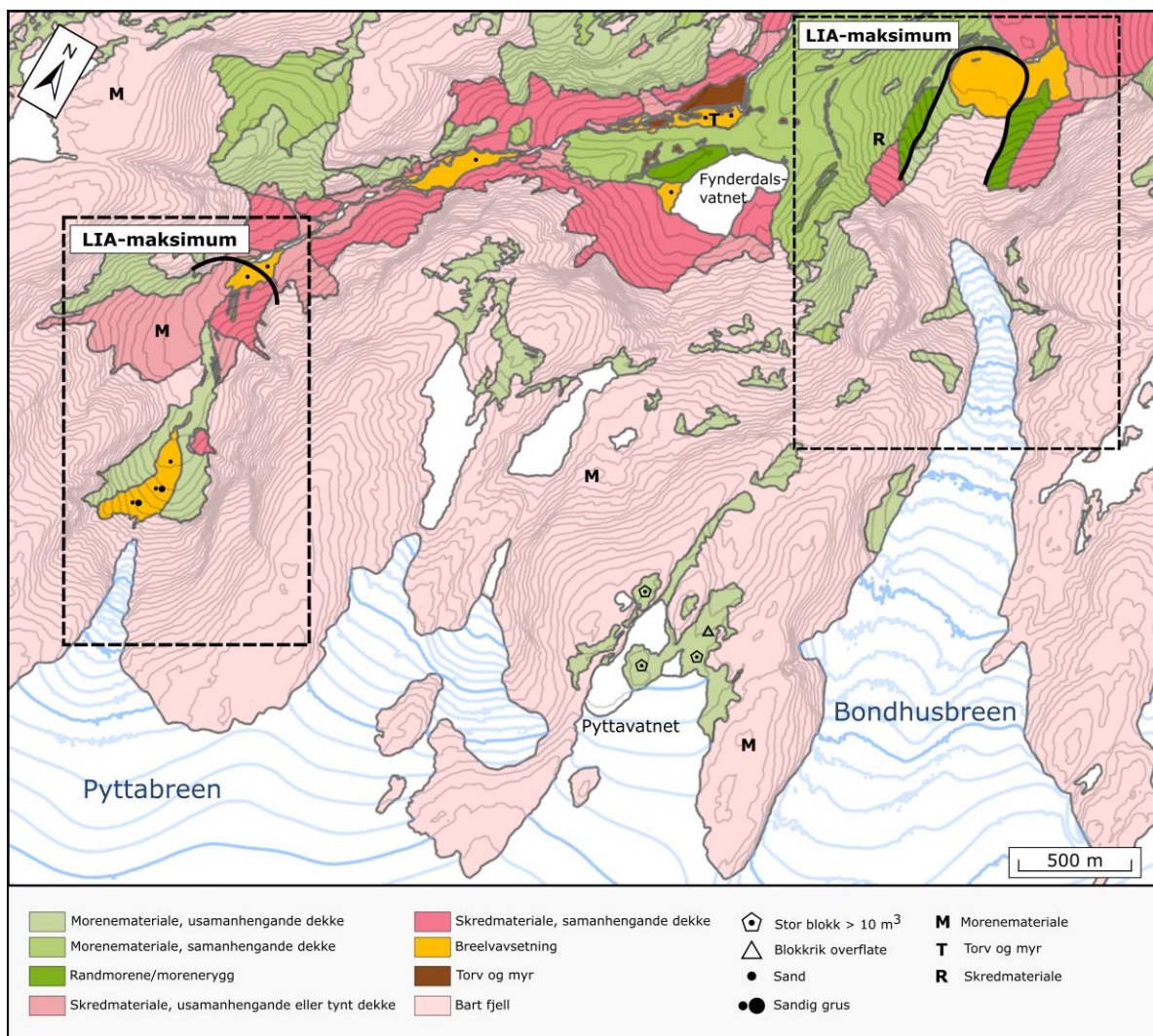
Møsevassbreen på sørsida av Sørfonna vart nydanna kring 1440 kal. år BP, grunna nedbørsauke. I etterkant av neoglasiasjonen rykte brearmen fram, før utløparen var prega av fluktasjonar under MWE (Bjønnes, 2006). Tolo (2008) sine studiar på Dettebrea (Nordfonna) syner at breen hadde lågare ELA enn i dag gjennom heile MWE, med aukande likevektslinje framover i perioden. Ho nyttar Liestølforholdet til å rekne ut vinternedbør på Dettebrea og finn kring 130 % av nedbørsmengda i dag ved 1200 kal. år BP, samt ein sommartemperatur på + 0,5 °C. Nedbørsmengda minka deretter relativt raskt til kring 85 % ved 950 kal. år BP før den steig til nivået i dag mot slutten av perioden.

Rekonstruksjonen av den relative brerørsla til Bondhusbreen syner same trend som er vist på Dettebrea, med breframstøyt i første del av perioden og stigande likevektslinje i siste del. Hovudskilnaden mellom Dettebrea og Bondhusbreen er at Bondhusbreen smelta ut av nedslagsfeltet som følgje av temperaturstigning og mindre nedbør i slutten av perioden. Studien av brerørsla i Bondhusdalen er derimot i strid med Simonsen (1999), som finn at Bondhusbreen byrja å drenere til Bondhusvatnet kring 1850 kal. år BP. Det bør nemnast at alderskronologien presentert i Simonsen (1999) er basert på fem dateringar som ikkje syner høgare aldrar med aukande djup i kjernen. Studien peikar på at botndateringa (1850 kal. år BP) kan representere tidspunktet for då Bondhusvatnet vart danna, noko denne studien syner at ikkje stemmer. I denne oppgåva er det presentert ei botndatering kring 3350 kal. år BP, som syner at Bondhusvatnet har eksistert i minst 1500 år meir enn estimatet frå Simonsen (1999).

#### 6.4.4 Den vesle istida (LIA)

Den vesle istida (LIA) er ein kuldeperiode kjenneteikna ved nedbørsrike vintrar og kalde sumrar. LIA er den siste perioden gjennom holocen med signifikant brevekst og potensielt den kaldaste perioden etter 8000 kal. år BP (Mann et al., 1999; Nesje & Dahl, 2003; Ljungquist, 2011). Regionale klimavariasjonar gjer det vanskeleg å avgrense perioden i tid (Grove, 2001), men kring Folgefonna vert LIA avgrensa til å strekkje seg frå år 1400 til 1930 AD (Bakke et al., 2005b). Majoriteten av norske brear nådde neoglasial maksimalutbreiing i løpet av LIA (t.d. Grove, 1988; 2001), noko som òg er vist på Folgefonna, både på Nordfonna (Bakke et al., 2005b) og Sørfonna (Bjønnes, 2006).

Maksimalutbreiinga under LIA kring Folgefonna er kartlagt ved lichenometri og dokumentert ved historiske fotografi (Rekstad, 1905; Simonsen, 1999; Furdal 2010; Nussbaumer, 2011). Studiane tyder på at Bondhusbreen nådde maksimalutbreiing kring AD 1875, medan den vestre Pyttabreen var størst kring AD 1750 (figur 6.4).



Figur 6.4 Utdrag frå kvartærgeologisk kart (kap 5.1.1), med fokus på moreneryggane som markerer neoglasialt maksimum (LIA) framom Bondhusbreen og den vestre Pyttabreen. Maksimalutbreiinga under LIA er basert på tidlegare studiar av lichenometri og historiske fotografi (Rekstad, 1905; Simonsen, 1999; Furdal, 2010).

Rekonstruksjonen av Bondhusbreen syner at utløparen vaks inn att i nedslagsfeltet kring 650 kal. år BP og har drenert til Bondhusvatnet gjennom heile LIA. Frå figur 6.3 kjem det fram to periodar med brevekst i under LIA, kring 500 kal. år BP og kring 200 kal. år BP. Den siste perioden med brevekst er i tråd med 1750-framstøyten, som mellom anna er vist ved fleire brearmar kring Folgefonna (Furdal, 2010), på Hardangerjøkulen (Dahl & Nesje, 1996) og på Nigardsbreen (Nesje et al., 1991). Breframstøyten kring 500 kal. år BP, ved inngangen til LIA, kjem i ein periode der vinternedbøren stig og sommarterperaturen går ned kring Folgefonna (Bjune et al., 2005). Brevekst kring 500 kal. år BP er òg vist ved Svartenutbreen på austsida av Sjøfonna (Røthe et al., 2019a).

To torvkjerneprøvar vart henta inn frå myrområdet i Fynderdalen, nedstraums utløpet frå Fynderdalsvatnet (kap. 5.2). Sedimentanalysen synte minerogent materiale i botn av torvkjerneprøven, overvekt av organiske lag i midten og ei veksling av sandlag i toppen. Botn av torvkjernen vart datert og kalibrert til 609 kal år BP, som representerer inngangen til LIA. MN-laget i botn vart tolka som bresignal og vert basert på datering knytt til auka transport av bremateriale frå Pyttabreen, som følgje av breveksten i byrjinga av LIA (Bakke et al., 2005b). O-laga over den minerogene botnpakka vart tolka som bakgrunnssedimentasjon i periodar med lågare tilførsle av bresediment. Overgangen til organisk dominert bakgrunnssedimentasjon kan vere eit resultat av mindre tilførsle av bresediment, men kan òg kome av landskapsendringar kring prøvelokaliteten. Torvsnittet ligg rett ved elveskråninga til Pyttelva og er dårleg skjerma for erosjon frå omgjevnadane, i motsetnad til eit verna sedimentarkiv i ein innsjø (kap. 3.3). Eit elveløp vil i tillegg variere over tid, ein faktor som kan ender sedimentasjonen i torvsnittet utan at endringa skriv seg frå ei miljøendring frå nedslagsfeltet.

SA-, SO- og OM-laga i toppen av kjernen vart knytt til episodiske hendingar. Med tanke på torvsnittet si plassering i nærleiken av Pyttelva, vert dei episodiske hendingslaga tolka som flaumlager. Kartlegginga synte at breelva gjekk over sine breidder seinast sommaren 2020, og utifrå omgjevnadane vert variasjonar i vassføring knytt til snøsmelting, bresmelting og nedbørsrike periodar sett på som hovudårsak til avsetjing av flaumlager. Sandlaga gjennom sedimentarkivet kunne òg vorte diskutert opp mot jøkullaup frå Pyttavatnet, men Folgefonna var større enn i dag gjennom heile tidsrommet som sedimentarkivet dekkjer (Bjune et al., 2005; Bakke et al., 2005b; Nesje, 2009). Frå 6.1 vart det slått fast at Sjøfonna må ha ein storleik kring i dag, for at jøkullaup frå Pyttavatnet kan skje. Det bør likevel nemnast at tolkinga av tidsperspektivet frå sedimentarkivet i Fynderdalen er basert på ei enkelt datering, som utgjer eit tynt grunnlag for å dra konklusjonar kring alderskronologien. Feilkjelder kring aldersdatering ved radiokarbonmetoden er drøfta i kap. 6.6.

I åra etter LIA syner har Sørfonna smelta tilbake, trass mindre framstøyt på 1960- og 70-talet og i 1990 åra (Robson, 2012). Frå figur 6.3 opptre ei enkelt flaumhending i perioden 1920-2019, som av Østrem & Olsen (1987) vert tolka til å vere ein nedbørsflaum. Hendinga er kopla til kraftig nedbør i november og desember i 1953. Flaumen frå 2005 (kap 6.1) er derimot ikkje identifisert i sedimentstratigrafien, noko som kan tyde på av 1953-flaumen var større. Alternativt kan 1953-flaumen skilje seg meir ut frå bakgrunnsedimentasjonen i innsjøen sidan hendinga skjedde om vinteren, når tilførsle av smeltevatn og bresediment til Bondhusvatnet er låg.

## 6.5 Klimavariasjonar og jøkullaup

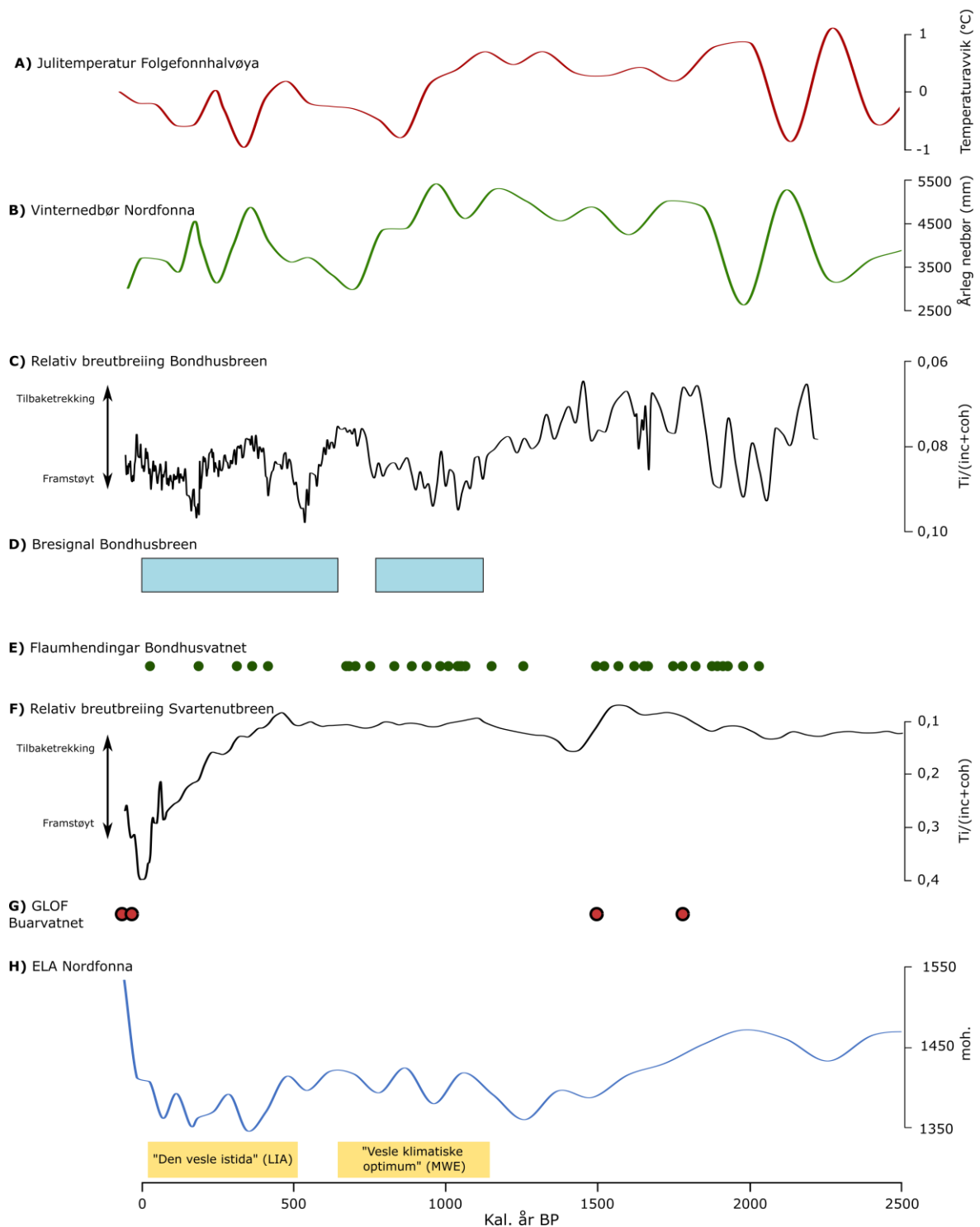
Det er i dag potensiale for jøkullaup frå Pyttavatnet (kap. 6.1) og fleire indikasjonar på fluvial erosjon nedstraums tyder på at jøkullaupshendingar i fortida er sannsynleg (kap. 6.2). Sedimentstudien i Bondhusvatnet avslørte ei rekkje flaumhendingar i løpet av siste 2500 kal. år BP, men det lukkast ikkje å isolere spesifikke jøkullaup i flaumhistorikken (kap. 6.3). Sjølv om det basert på innsjøsedimentstudien ikkje kan peikast på jøkullaup i Bondhusvatnet, er det heller ikkje grunnlag for å utelukke at ei eller fleire av flaumhendingane skuldast jøkullaup. Skildringa av landskaps- og brevariasjonane i Bondhusdalen (kap. 6.4), syner at ELA på Folgefonna har flukuert både under og over dagens likevekstlinje gjennom holocen. Sidan jøkullaup frå Pyttavatnet er klimaavhengige med ein føresetnad om at Sørfonna må ha ei utbreiing lik i dag, kan flaumfrekvensen i Bondhusvatnet koplast til klimavariasjonane for å finne ut om nokre av flaumane i Bondhusvatnet kan vere jøkullaup.

I første del av holocen er jøkullaup frå Pyttabreen mogeleg i samband med den generelle tilbaketrekkinga etter yngre dryas. Rekonstruksjon av ELA på Nordfonna syner at breen smeltar heilt ut av nedslagsfeltet kring 9600 kal. år BP og studiar peikar på at Sørfonna er mindre enn i dag (Bakke et al., 2005b; Bjune et al., 2005). Sidan ELA, samanlikna med 2020-høgda, var høgare i tidleg holocen og lågare i yngre dryas, har brefronten ved Pyttavatnet på eit tidspunkt passert 2020-posisjonen og demt opp innsjøen. Jøkullaup frå Pyttavatnet er difor sannsynleg i tidleg holocen, men eventuelle hendingar er ikkje fanga opp i Bondhusvatnet, då flaumhistorikken er avgrensa til dei siste 2500 kal. år BP.

I neoglasialen stig likevekstlinja og Nordfonna veks fram kring 5200 kal. år BP (Bakke et al., 2005b). Nordfonna strekk seg ikkje til ei utbreiing lik i dag før kring 2300 kal. år BP og det vert difor sett på som lite sannsynleg med jøkullaupshendingar i perioden mellom HTM og 2300 kal. år BP. Sjølv om Nordfonna når ei utstrekning lik i dag kring 2300 kal. år BP, syner innsjøsedimentstudien at Bondhusbreen ikkje drenerer til Bondhusvatnet før 1100 kal. år BP. Subglasiale studiar frå Sørfonna peikar på at ein terskel bak Bondhusbreen bremsar nydanninga av brearmen (Johansson et al., 2019), som tyder på at Pyttabreen når ei utbreiing lik i dag før Bondhusbreen. Det er difor mogeleg at



Pyttabreen er stor nok til å demme opp Pyttavatnet utan at Bondhusbreen drenerer til Bondhusvatnet. Flaumhistorikken syner at dei første flaumane i Bondhusvatnet inntreff kring 2100 kal. år BP og utifrå at tidspunktet truleg fell saman med brevekst og nydanning på Pyttabreen er jøkullaup mogeleg frå kring 2300 kal. år BP.



Figur 6.5: **A)** Julitemperatur på Folgefonna (Bjune et al., 2005). **B)** Vinternedbør på Nordfonna (Bjune et al., 2005) **C)** Relativ breutbreiing for Bondhusbreen. **D)** Bresignal frå Bondhusbreen. **E)** Flaumhistorikk i Bondhusvatnet. **F)** Relativ utbreiing av Svartenutbreen (Røthe et al., 2019a). **G)** Identifiserte GLOF-hendingar frå Svartenutbreen (Røthe et al., 2019a). **H)** ELA-rekonstruksjon for Nordfonna (Bakke et al., 2005b).

I perioden 2000-1500 kal. år BP er flaumfrekvensen i Bondhusvatnet høg. I same tidsrom er sommartemperaturen og vinternedbøren kring Folgefonna høg, og Nordfonna aukar i storleik. Framstillinga av brevekst på Svartenutbreen indikerer derimot at breen er liten, men to GLOF-hendingar peikar på at breen passerer 2002-utbreiinga som er terskelen for å generere jøkullaup mot Buarvatnet (Røthe et al., 2019a) (figur 6.5). Jøkullaup frå Svartenutbreen er ein sterk indikasjon på at jøkullaupshendingar frå Pyttabreen er moglege, trass i at Bondhusbreen ikkje drenerer til Bondhusvatnet. Det vert sett på som sannsynleg at jøkullaup har forårsaka ein eller fleire av flaumhendingane i Bondhusvatnet i denne perioden.

Frå 1500-1200 kal. år BP går Svartenutbreen tilbake, medan Nordfonna syner både framstøyt og tilbaketrekking. Perioden er prega av høg sommartemperatur og vinternedbør (figur 6.5). Det ikkje registrert flaumhendingar i Bondhusvatnet, noko som kan vere ein indikasjon på at Pyttabreen ikkje er stor nok til å demme opp Pyttavatnet og jøkullaup ikkje er moglege.

I MWE (1200-700 kal. år BP) veks Bondhusbreen fram og byrjar å drenere til Bondhusvatnet. Nydanninga kjem seinare enn på Nordfonna og Svartenutbreen, noko som vert knytt til terskelen bak breen. Vinternedbøren har vore høg i fleire hundreår og legg grunnlag for brevekst (figur 6.5). I denne perioden er Pyttabreen stor nok til å generere jøkullaup og flaumfrekvensen i Bondhusvatnet er høg. Mot slutten av MWE går sommartemperatur og vinternedbør ned, som truleg er årsaka til at Bondhusbreen smeltar ut av nedslagsfeltet. Nordfonna trekk seg litt tilbake grunna minkande nedbør (Bakke et al., 2005b), medan Svartenutbreen er relativt stabil (Røthe et al., 2019a). Under MWE kan jøkullaup skje i første del av perioden, før Bondhusbreen smeltar ut frå nedslagsfeltet kring 750 kal. år BP.

I perioden 700-500 kal. år BP vert Bondhusbreen liten att og går bak fjellterskelen. Kring Folgefonna minkar vinternedbøren og flaumfrekvensen i Bondhusvatnet er låg. Situasjonen ved Pyttavatnet i dag, tyder på at vatnet er demt opp samstundes som Bondhusbreen drenerer til Bondhusvatnet. Ytterlegare tilbaketrekking av Bondhusbreen vil truleg føre til at brefronten på Pyttabreen òg trekk seg tilbake. Pyttabreen vert i denne perioden tolka til å vere for liten til å generere jøkullaup.

LIA (550-20 kal. år BP) syner eit todelt breframstøyt på Bondhusbreen, grunna regionale endringar i nedbør og temperatur (Nesje et al., 2003). Nordfonna og Svartenutbreen veks, men det er i Røthe (2019a) peikt på at den brå breframstøyten på Svartenutbreen kan vere knytt til ein fjellterskel under breen. Flaumfrekvensen i Bondhusvatnet er låg, men syner fire flaumhendingar i tidsrommet der breen er minst. Flaumlaga under LIA kan ikkje vere jøkullaup, då likevektslinja på Folgefonna er lågare enn dagens nivå og Pyttabreen for stor til at Pyttavatnet kan eksistere.

Det er derimot vist ein generell auke i flaum og skred på Vestlandet under LIA (t.d. Grove & Battagel, 1983). Flaumlaga i LIA vert difor tolka som flaumar, då jøkullaup frå Pyttabreen ikkje er mogeleg.

I perioden etter LIA er ei flaumhending identifisert i Bondhusvatnet og hendinga er knytt til ein nedbørsrik periode i 1953 (Østrem & Olsen, 1987). Etter LIA har både Nordfonna, Svartnutbreen, Bondhusbreen og Pyttabreen gått tilbake (NVE, 2020a; Bakke et al., 2005b), og Pyttabreen vert ikkje liten nok til å demme opp Pyttavatnet før kring 2006. Studie av flyfoto (kap. 5.1) syner at heile Pyttavatnet var dekkja av bre i 1962 og at innsjøen har auka i storleik i takt med at breen har minka.

Bre- og klimavariasjonar i Bondhusdalen og kring Folgefonna, peikar på at det har vore potensiale for jøkullaup frå Pyttabreen i tre periodar gjennom holocen: i tidleg holocen, i perioden 2100-1500 kal. år BP og under MWE (1200-700 kal. år BP). Flaumhistorikken i Bondhusdalen i første del av holocen er ukjent, men dersom morenebrotet ved utløpet til Fynderdalsvatnet skuldast jøkullaup (kap. 6.2), er det sannsynleg at hendinga fann stad i tidleg holocen, relativt kort tid etter avsetjing av moreneryggen (Clague & Evans, 2000). Periodane 2100-1500 kal. år BP og MWE er både kjenneteikna av høg flaumfrekvens i Bondhusvatnet og potensiale for jøkullaup frå Pyttabreen. Ergo aukar flaumfrekvensen i Bondhusdalen i periodar med potensiale for jøkullaup frå Pyttabreen. Utifrå koplinga mellom flaumhistorikken i Bondhusvatnet og bre- og klimavariasjonane kring Folgefonna, er det sannsynleg at ein del av flaumane i Bondhusvatnet skriv seg frå jøkullaup frå Pyttabreen. Det er samstundes vist at ikkje alle flaumhendingane er jøkullaup, til dømes flaumane under LIA og nedbørsflaumen i 1953 (Østrem & Olsen, 1987). Desse hendingane er knytt til eit tidsrom der Pyttabreen er for stor til å generere jøkullaup frå Pyttavatnet.

Utifrå denne studien kan ikkje jøkullaup skiljast frå andre flaumlaga i Bondhusvatnet. Det er derimot vist at nokre av flaumlaga ikkje er jøkullaup, men at nokre av flaumlaga sannsynlegvis skuldast jøkullaupshendingar. Eit jøkullaup kan utvikle seg til ein stor flaum, men vassføringa er avhengig av storleik på det bredemte vatnet, høgdeskilnaden frå vassoverflate til utløpet og tidsrommet for tappinga (kap. 6.1). Jøkullaup frå Pyttavatnet treng difor ikkje utgjere flaumar som er større enn andre smelte- og nedbørsstyrte flaumar. Eit anna poeng er at flaumsignalet i eit jøkullaup, vil dempast i Fynderdalsvatnet og på myrområdet i Fynderdalen før det treff Bondhusvatnet. På same måte vil Bondhusvatnet dempe signalet ytterlegare før jøkullaupet treff innbyggjarane i Sundal. Det er i denne studien ikkje gjort kvantitative vurderingar av påverknad frå jøkullaup i bygda Sundal, men sidan jøkullaup ikkje skil seg klårt frå andre flaumhendingar i Bondhusvatnet og at signalet vert dempa i fleire omgangar før vatnet når fjorden, vert jøkullaup frå Pyttavatnet ikkje sett på som katastrofale for innbyggjarane i Sundal. Turgåarar i Bondhus- og Fynderdalen vil derimot vere meir utsett dersom ei tapping skulle finne stad.

## 6.6 Mogelege feilkjelder

Rekonstruksjonen av Bondhusbreen og hendingshistorikken i Bondhusvatnet, må drøftast i lys av at det er usikkerheit i aldersmodellen (figur 5.30). Alderskronologien for sedimentkjerne BVP119 er basert på seks radiokarbondateringar utført på terrestriske makrofossilar som vart plukka ut frå innsjøsedimenta. Terrestriske makrofossilar vert ofte føretrekt for å unngå feilkjelder som *hardvannseffekten*, ein verknad som kan føre til overestimering av alder ved at organismar som lever i ein innsjøen tar opp "gammalt karbon" frå nedslagsfeltet (Shotton, 1972; Turney et al., 2000). Datering på terrestrisk materiale medfører derimot ei anna feilkjelde, ved at resedimentering av organisk materiale grunna skråningsaktivitet og fluviale prosessar kan føre til at ein daterer på gamalt materiale som ikkje reflekterer alderen på sedimenta (Törnquist et al., 1992). Resedimentering er svært aktuelt i Bondhusvatnet, då skred-, og flaumhendingar, samt periodar med høg vassføring knytt til snø- og bresmelting, fører organiske fragment frå nedslagsfeltet til innsjøen. Datering på resedimentert materiale vil berre kunne gje ein maksimalalder for avsetjing i innsjøen. Barnekow et al. (1998) argumenterer difor for at val av plantefossil har mykje å seie for dateringsresultatet, og at skjøre makrofossil som barnåler og blad bør veljast framfor pinnar og bark, då sistnemnde er meir resistente mot nedbryting under resedimentasjon.

Kalibrering av  $^{14}\text{C}$ -dateringar til kalenderår medfører òg usikkerheit, særleg for relativt unge radiokarbonaldrar som kan gjenspegle fleire periodar med tilsvarande  $^{14}\text{C}$ -nivå i atmosfæren, representert ved platå i kalibreringskurva (Reimer et al., 2020). Radiokarbondatering har vist seg å vera ein nyttig dateringsmetode for organisk material som er eldre enn 300 kal. år BP, medan yngre prøvar fører til større usikkerheit på grunn av store variasjonar i  $^{14}\text{C}$ -nivå i atmosfæren (Walker, 2005). Dei to yngste dateringane frå Bondhusvatnet vart estimert til høvesvis  $140 \pm 30$  og  $300 \pm 30$   $^{14}\text{C}$ -år, og har difor eit feilpotensiale. For å få betre alderskontroll i øvre del av sedimentkjernen ville datering med ein bly-serie vore nyttig (Appleby, 2008), samt at fleire radiokarbondateringar gjennom litostratigrafien ville gjort aldersmodellen meir robust. Dei få radiokarbondateringane som er presentert i denne studien, er ikkje tilstrekkeleg for å utarbeide ein høgoppløyselig vurdering av klimavariasjonar gjennom siste del av holocen (Hormes et al., 2009).

Det er òg potensielle feilkjelder knytt til kjernetaking i innsjøbasseng. Sediment kan bli virvla opp i vassøyla der prøvetakaren treff innsjøbotnen, og stampelet på stempelkjerneprevetaking kan påverke stratigrafien til dei øvste 10-15 cm av sedimentpakken (Bakke et al., 2005b). Vidare kan sediment bli forstyrra og flytta frå opphavsleg posisjon under boring eller når kjernen vert jekka ut or sedimenta. Under kjernetakinga i Bondhusvatnet sette BVP219 seg fast, og førte til ekstra utfordring under heising. Ved å studere batymetrikartet, kjernelokalitet og seismiske data vart kjernen henta inn rett ved skredblokka midt i innsjøen. Rifta langs sida av kjerneprøven kan indikere at

sedimentkjernen har kilt seg fast inntil skredblokka. Då kjerneprøvane frå Bondhusvatnet vart opna på laboratoriet, hadde dei minerogene laga i sedimentet ei markant bogeform (kap. 5.2.3). Det GY-dominerte materialet i nedre del av BVP119, var derimot prega av ein horisontal lagstruktur. I framstillinga av innsjøsedimentstudien er alle sedimentlag presentert som horisontale lag, utifrå ei tolking om at lagpakka i Bondhusvatnet består av horisontale lag medan bogestrukturen er eit resultat av kjernetakinga.

Dei største feilkjeldene knytt til innsamling og tolking av seismiske data er multiplar, støy og dårleg oppløysing (Schock & LeBlanc, 1990). Metoden er basert på reisetida til ei lydølge gjennom eit materiale og tjukkuden på avsetjingane vert kalkulert utifrå den målte reisetida.

Seismikkinnsamlinga i Bondhusvatnet vart gjennomført utan forkunnskap om hastigheit i sedimentpakken, og det vil difor vere usikkerheit knytt til tjukkelsen på avsetjingane.

Signal-til-støy ratio er eit kjent problem ved bruk av XRF-data. Torvkjerneprøvane hadde eit høgt innhald av sand, i tillegg til enkeltklastar av grus. Kornstorleikar større en fin sand kan resultere i ein dårleg støy-signal-ratio, noko som kom fram av XRF-analysane gjort på FYN119 (Croudace, 2006). Resultatet synte stor variabilitet og låg støy-signal-ratio, særleg i rådataa. Plotting av ti-punkt løpande gjennomsnitt gav derimot ein tydelegare trend i målingane (kap. 5.2).

## 6.7 Framtida

Prognosar for framtida peikar på at inneverande hundreår vert prega av temperaturstigning, meir nedbør og hyppigare episodar med svært kraftig nedbør (kap. 2.3.3). Med temperaturauking følgjer stigande snøgrense og smeltande brear (Hanssen-Bauer et al., 2009). Den subglasiale topografien under Sørfonna legg til rette for ei rekkje innsjøar og truleg semipermanente bredemte sjøar, med påfølgjande fare for jølkullaup mot fjordbygdene kring Folgefonna (Johansson et al., 2020).

Pyttavatnet er ein slik semipermanent bredemt sjø, men på grunn av omgjevnadane kring innsjøen vert det ikkje rekna med at jølkullaup frå Pyttavatnet vil få katastrofale følgjer. Det er ikkje busetnad like nedstraums vatnet, i tillegg vil flaumen dempast i Fynderdalsvatnet og Bondhusvatnet før den rekk ned til innbyggjarane i Sundal. Sidan Bondhusdalen er ein turistmagnet er det likevel grunn til å følgje med på utviklinga og eventuelt stenge dalen for turistar dersom ein ser fare for tapping.

Med klimaprognosane og eit venta varmare klima vil nye bredemte sjøar dukke opp i det glasiale landskapet og naturfarepotensialet knytt til jølkullaupshendingar er venta å auke (Jackson & Ragulina, 2014). Johansson et al. (2020) syner til dømes at bresmelting kan leggje grunnlag for store bredemte sjøar på sørsida av Sørfonna, med potensiale for å øydelegge SKL sine demningar, tunnelar, infrastruktur og verdiar for milliardar av kroner.

## 7 Konklusjon

Gjennom fjernanalyser og feltarbeid i 2019 og 2020 er det gjort kvartærgeologisk kartlegging i nedslagsfeltet til Bondhusvatnet, framstilt ved eit kvartærgeologisk kart. Vidare er torvsedimentkjernar frå Fynderdalen og innsjøsedimentkjernar frå Bondhusvatnet henta inn, analysert og datert. Utifrå sedimentparametrar og aldersmodell, er det gjort ei tolking av sedimentsignalet med relasjon til avsetjingsprosessar i nedslagsfeltet. Hovudmålet med oppgåva har vore å finne ut om Pyttavatnet kan føre til jøkullaup, om det har skjedd før og om det er ei kopling mellom jøkullaupshendingar og klimavariasjonar. Utifrå datainnsamling og analysar kan følgjande konklusjonar trekkast fram:

Pyttavatnet er i dag eit bredemt vatn, med ein isdemning søraust i innsjøen. Sidan vatnet er bredemt, er det potensiale for jøkullaup med drenering mot Fynderdalsvatnet og Bondhusvatnet. Basert på bresmelteraten dei seinare åra, kan jøkullaupet skje innan få år. Dersom isdemninga ved Pyttavatnet vert broten i dag, kan maksimalt 500 000 m<sup>3</sup> smeltevatn bli frigjort og flaumen vil truleg ikkje få katastrofale følgjer for innbyggjarane i Sundal. Sidan Bondhusdalen er ein turistmagnet er det likevel grunn til å følgje med på utviklinga og eventuelt stengje dalen for turistar dersom ein ser fare for tapping.

Langs elvefaret som eit jøkullaup frå Pyttavatnet vil følgje, tyder fleire fluviale erosjonsspor på tidvis stor vassføring. Utifrå kartlegginga er ei eller fleire jøkullaupshendingar sannsynleg, men høg vassføring kan òg skuldast store flaumar utløyst av snøsmelting, store nedbørsmengder, høg smeltrate frå Pyttabreen eller ein kombinasjon av desse. Frå torvsnittet i Fynderdalen vart jøkullaup ikkje identifisert, då sedimentarkivet strekkjer seg frå 600 kal. år BP til i dag, ein periode då Pyttabreen var for stor til å demme opp Pyttavatnet.

I Bondhusvatnet er ei rekkje flaumlager identifisert, men det har ikkje lukkast å skilje jøkullaupssignalet frå andre store flaumhendingar. Flaumfrekvensen i Bondhusvatnet var særskild høg i periodane 2000-1500 kal. år BP og 1000-700 kal. år BP. Samanstilling av brefluktusjonar og klimavariasjonar kring Folgefonna syner at Pyttabreen kan ha generert jøkullaup i tre periodar gjennom holocen; tidleg holocen, 2100-1500 kal. år BP og først del av MWE (1200-700) kal. år BP. Koplinga mellom flaum i Bondhusvatnet og potensialet for jøkullaup frå Pyttavatnet i fortida, syner at flaumfrekvensen er høgast i dei periodane Pyttabreen har ein storleik som er konsistent med å demme opp innsjøen.

## 7.1 Forslag til vidare arbeid

I denne oppgåva er det gjort ei vurdering av jøkullaupspotensialet frå Pyttabreen, ved å knyte situasjonen i dag saman med spor av jøkullaup i fortida, flaumfrekvensen i Bondhusdalen og bre- og klimavariasjonane i Bondhusdalen gjennom holocen. Det er framleis stort potensiale for ytterlegare studiar i området. Fleire dateringar frå innsjøsedimenta i Bondhusvatnet ville gjort alderskronologien meir robust og ein bly-serie kunne ført til betre alderskontroll i øvre del av litostratigrafien. Analyse av sedimentprøvar frå ulike delar av nedslagsfeltet kunne knytt særskilde sedimentære lag i innsjøen til flaumar frå ulike område i nedslagsfeltet.

For å hente inn meir informasjon om jøkullaup frå Pyttavatnet i fortida, kunne kjerneprøvetaking i Fynderdalsvatnet vore interessant. Hovudgrunnen til at Fynderdalsvatnet vart valt bort i denne studien, var dei praktiske grunnane med trong for helikopter ved kjerneprøvetaking. I tillegg avslører bratte fjellsider og store skredvifter langs vatnet at innsjøen truleg er lite eigna til å arkivere eit uforstyrra sedimentarkiv. Ein sedimentkjerneprøve frå Fynderdalsvatnet hadde likevel hatt den store fordelten med å fjerne alt bresignal frå Bondhusbreen, då berre Pyttabreen drenerer til innsjøen.

Ved Pyttavatnet kunne omfattande undersøkingar med isradar avslørt bretjukn og subglasial topografi. Studiar med isradar ville danna eit betre kunnskapsgrunnlag kring den ståande jøkullaupssituasjonen og utviklinga i framtida. Med innsamla georadardata ville modellering av breen si framtidige utvikling vere mogeleg.

## Kjeldeliste

- Aa, A.R., Sjøstad, J., Sønstegeard, E. & Blikra, L.H.** (2007) Chronology of Holocene rock-avalanche deposits based on Schmidt-hammer relative dating and dust stratigraphy in nearby bog deposits, Vora, inner Nordfjord, Norway. *The Holocene*, 17(7), 955-964.
- Aarseth, I.** (2004a) Den skrå halvøya. Landformer og geomorfologi, i: Brekke, N.G. (red.) *Folgefonna og fjordbygdene*. Bergen: Nord 4, 77-85.
- Aarseth, I.** (2004b) Vidde, dal, fjord. Det vestnorske landskapet, i: Helland-Hansen, W. (red.) *Naturhistorisk vegbok. Hordaland*. Bergen: Bergen museum - Nord 4, 60-66.
- Alley, R., Mayewski, P., Sowers, T. & Stuiver, M.** (1997) Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25(6), 483-486.
- Andreassen, L.M., Elvehøy, H. & Kjøllmoen, B.** (2005) Store endringer i Norges isbreer. *Cicerone*, 2, 12-14.
- Andreassen, L.M., Winsvold, S.H., Paul, F. & Hausberg, J. E.** (2012) *Inventory of Norwegian glaciers*. Report no 28-2012. Oslo: NVE, 242 s.
- Annan, P.** (2003) Ground penetrating radar principles, procedures and applications. *Sensors and software*, 278.
- Ashley, G.M.** (2002) Glaciolacustrine Environments, i: Menzies, J. (red) *Modern and past Glacial Environments*. Oxford: Butterworth-Heinemann, 335-359.
- Appleby, P.G.** (2008) Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review. *The holocene*, 18(1), 83-93.
- Bajracharya, S.R. & Mool, P.** (2009) Glaciers, glacial lakes and glacial lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal. *Annals of Glaciology*, 50(53), 81-86.
- Baker, V.R.** (2007) Greatest floods and largest rivers. *Large rivers: Geomorphology and management*, 65-74.
- Bakke, J.** (1999) *Rekonstruksjon av bre- og klimavariasjonar på Nordre Folgefonna med kringliggjande botnar*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Bakke, J.** (2004) *Late Weichselian and Holocene Glacier Fluctuations along a South-north Coastal Transect in Norway. Climatic and Methodological Implications*. PhD avhandling. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Bakke, J., Dahl, S.O. & Diesen, M.** (2000) *Folgefonna Nasjonalpark. Oppfølgjande utgreiingar 2000 Kvartærgeologi*. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Bakke, J., Dahl, S.O. & Nesje, A.** (2005a) Lateglacial and early Holocene palaeoclimatic reconstruction based on glacier fluctuations and equilibrium-line altitudes at northern Folgefonna, Hardanger, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 20(2), 179-198.
- Bakke, J., Lie, Ø., Dahl, S.O., Nesje, A. & Bjune, A.E.** (2008a) Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change*, 60(1-2), 28-41.
- 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 Folgefonna, western Norway. *The Holocene*, 15(2), 161-176.
- Bakke, J. & Røthe, T.O.** (2018) Smeltevatn på ville vegar. *Naturen*, 142, 258-266.



- Bakke, J., Skaar, E. & Aarseth, I.** (2008b) Det farlege landskapet, i: Brekke, N.G. (red.) *Folgefonna og fjordbygdene*. Bergen: Nord 4, 288-297.
- Ballantyne, C.K.** (2002) Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017.
- Barnekow, L., Possnert, G. og Sandgren, P.** (1998) AMS 14C chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, northern Sweden - a comparison between dated bulk sediment and macrofossil samples. *Gff*, 120(1), 59-67.
- Bauder, A., Blatter, H., Deichmann, N., Funk, M., Huss, M., Luthi, M., Riesen, P., Sugiyama, S., Walter, F. & Werder, M.** (2008) On the outburst og glacierveddammed lakes: Gornergletscher, Valais. *Bulletin für Angewandte Geologie*, 13, 17-21.
- Beierle, B.D., Lamoureux, S.F, Cockburn, J.M.H. & Spooner, I.** (2002) A new method for visualizing sediment particle size distributions. *Journal of Paleolimnology*, 27(2), 279-283.
- Berthling, I. & Sollid, J.L.** (1999) The drainage history of glacial lake Nedre Glåmsjø, southern Central Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 53(4), 190-201.
- Benn, D. & Evans, D.J.** (2010) *Glacier and Glaciation*. 2. utg. New York: Routledge, 802 s.
- Berthling, I. & Sollid, J.** (1999) The drainage history of glacial lake Nedre Glåmsjø, southern Central Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 53, 190-201.
- Bjelland, T.** (1998) *Rekonstruksjon av Holocen skredaktivitet og brefluktuasjon i Buerdalen, Hardanger, Sør-Norge*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- 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.
- Bjønnes, E.** (2006) *Rekonstruksjon av brefluktuasjonar og klimavariasjon på Møsevassbreen, Folgefonna gjennom Holosen med hovudvekt på neoglasial tid og "Den vesle Istida"*. Masteroppgåve. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Björnson, H.** (1992) Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation. *Annals of Glaciology*, 16, 95-106.
- Björnson, H.** (2010) Understanding jökulhlaups: from tale to theory. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1002-1010.
- Blaauw, M. and Christen, J.A.** (2011) Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457-474.
- Blikra, L.H., Hole, P.A. & Rye, N.** (1989) Hurtige massebevegelser og avsetningstyper i alpine områder, Indre Nordfjord. *Norges geologiske undersøkelse, Skrifter*, 92, 1-17.
- Blikra, L.H. & Nemeč, W.** (1998) Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-959.
- 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(6), 631-658.
- Braathen, A., Blikra, L.H., Berg, S.S. & Karlsen, F.** (2004) Rock-slope failures in Norway; type, geometry, deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology*, 84, 67-88.

- Bradley, R.S.** (1999) *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. 2. utg. San Diego: Elsevier, 613 s.
- Breien, H., De Blasio, F.V., Elverhøi, A. & Høeg, K.** (2008) Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway. *Landslides*, 5(3), 271-280.
- Broecker, W.S.** (1991) The Great Ocean Conveyor. *Oceanography*, 4(2), 79-89.
- Brooks, R.A., & Di Chiro, G.** (1976). Beam hardening in x-ray reconstructive tomography. *Physics in medicine & biology*, 21(3), 390.
- Burnett, A.P., Soreghan, M.J., Scholz, C.A. og Brown, E.T.** (2011) Tropical East African climate change and its relation to global climate: a record from Lake Tanganyika, Tropical East Africa, over the past 90+ kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 303(1-4), 155-167.
- Bøe, A., 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.
- Carey, M.** (2005) Living and dying with glaciers: people's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru. *Global and Planetary Change*, 47(2-4), 122-134.
- Carey, M., Molden, O.C., Rasmussen, M.B., Jackson, M., Nolin, A.W. & Mark, B.G.** (2017) Impacts of Glacier Recession and Declining Meltwater on Mountain Societies. *Annals of the American Association of Geographers*, 107(2), 350-359.
- Carrivick, J.L., Russell A.J., Tweed F.S. & Twigg D.** (2004) Palaeohydrology and sedimentary impacts of jökulhlaups from Kverkfjöll, Iceland. *Sedimentary Geology*, 172, 19-40.
- Carrivick, J.L. & Tweed, F.S** (2013) Proglacial lakes: character, behaviour and geological importance. *Quaternary Science Reviews*, 78, 34-52.
- Carrivick, J.L., Tweed, F.S., Ng, F., Quincey, D.J., Mallalieu, J., Ingeman-Nielsen, T., Mikkelsen, A.B., Palmer, S.J., Yde, J.C., Homer, R., Russell, A.J. & Hubbard, A.** (2017) Ice-dammed lake drainage evolution at Russell Glacier, West Greenland. *Frontiers in Earth Science*, 5, 100.
- Cenderelli, D.A. & Wohl, E.E.** (2003) Flow hydraulics and geomorphic effects of glacial-lake outburst floods in the Mount Everest region, Nepal. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 28(4), 385-407.
- Church, M. & Ryder, J.M.** (1972) Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3059-3072.
- Clague, J.J. & Evans, S.G.** (2000) A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, 19(17-18), 1763-1783.
- Clarke, G.K.** (1982) Glacier outburst floods from "Hazard Lake", Yukon Territory, and the problem of flood magnitude prediction. *Journal of Glaciology*, 28(98), 3-21.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W. & McCabe, A. M.** (2009) The last glacial maximum. *Science*, 325(5941), 710-714.

- Cook, S.J., Kougkoulos, I., Edwards, L.A., Dortch, J. & Hoffmann, D.** (2016) Glacier change and glacial lake outburst flood risk in the Bolivian Andes. *The Cryosphere*, 10(5), 2399-2413.
- Costa, J.E. & Schuster, R.L.** (1988) The formation and failure of natural dams. *Geological society of America bulletin*, 100(7), 1054-1068.
- Cronin, T.M., Dwyer, G.S., Kamiya, T., Schweide, S. & Willard, D.A.** (2003) Medieval Warm Epoch, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. *Global and planetary change*, 36, 17-29.
- Croudace, I.W., Rindby, A. & Rothwell, R.G.** (2006) ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society, London, Special Publications*, 267(1), 51-63.
- Cui, P., Dang, C., Cheng, Z. & Scott, K.M.** (2010) Debris flows resulting from glacial-lake outburst floods in Tibet, China. *Physical Geography*, 31(6), 508-527.
- Dahl, S.O., Bakke, J., Lie, O. & Nesje, A.** (2003) Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: An evaluation of approaches and selection of sites. *Quaternary Science Reviews*, 22(2-4), 275-287.
- Dahl, S.O. & Nesje, A.** (1994) Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits. *The Holocene*, 4(3), 269-277.
- Dahl, S.O. & Nesje, A.** (1996) A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits: a case stud from Hardangerjøkulen, central southern Norway. *The Holocene*, 6(4), 381-398.
- Dahl, S.O., Nesje, A., Lie, O., Fjordheim, K. & Matthews, J.A.** (2002) Timing, equilibriumline altitudes and climatic implications of two early Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalsbreen, western Norway. *The Holocene*, 12, 17-25.
- Davies, S.J., Lamb, H.F. & Roberts, S.J.** (2015) Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments, in Micro-XRF studies of sediment cores. *Springer*, 189-226.
- De Geer, G.** (1908) On late Quaternary time and climate. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 30(7), 459-464.
- DeVries-Zimmerman, S., Fisher, T.G., Hansen, E.C., Dean, S. & Björck, S.** (2014). Sand in lakes and bogs in Allegan County, Michigan, as a proxy for eolian sand transport. *Geological Society of America Special Papers*, 508, 111-131.
- de Wet, G.A., Balascio, N.L., D'Andrea, W.J., Bakke, J., Bradley, R.S. & Perren, B.** (2018) Holocene glacier activity reconstructed from proglacial lake Gjòavatnet on Amsterdamøya, NW Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 183, 188-203.
- Edvardsen, I.** (2006) *Paleoklimatisk rekonstruksjon av Sauabreen*. Masteroppgåve. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Engeset, R.V., Schuler, T.V. & Jackson, M.** (2005) Analysis of the first jökulhlaup at Blåmannsisen, northern Norway, and implications for future events. *Annals of Glaciology*, 42, 35-41.

- Follestad, B.A.** (1972) The deglaciation of the south-western part of the Folgefonn peninsula, Hordaland. *Norges geologiske undersøkelse*, 280, 31-64.
- Forsmo, J.** (2020) *Flom i Tovdalsvassdraget gjennom 800 år – Flomrekonstruksjon basert på sedimentkjerner fra Flakksvann*. Masteroppgåve. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Fossen, H.** (2004) Fast fjell. Vestlandets berggrunn, i: Helland-Hansen, W. (red.) *Naturhistorisk vegbok. Hordaland*. Bergen: Bergen museum - Nord 4, 20-27.
- Fossen, H. & Hurich, C.A.** (2005) The Hardangerfjord Shear Zone in SW Norway and the North Sea: a large-scale low-angle shear zone in the Caledonian crust. *Journal of the Geological Society, London*, 162, 675-687.
- Fredin, O., Lyså, A., Sveian, H. & Viola, R.** (2014) *Kvartærgeologisk kartlegging ved NGU – Informasjon og instruks*. Trondheim: Norges geologiske undersøkelse, 2014:002.
- Furdal, H.** (2010) *Brefluktusjonar og klimaendringar under "Den Vesle Istid" kring Folgefonna*. Masteroppgåve. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Førre, E.** (2012) *Topografi og dreneringsretninger under Nordfonna, Folgefonna*. Masteroppgåve. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Gardner, J.S.** (1983). Observations on Erosion by Wet Snow Avalanches, Mount Rea Area, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, 15(2), 271-274.
- Garnes, K. & Bergersen, O.F.** (1980) Wastage features of the inland ice sheet in central South Norway. *Boreas*, 9(4), 251-269.
- 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: *Dating torrential processes on fans and cones*. Springer. 225-242.
- Gravdal, J. & Belkeraen, K.I.** (1993) *Kvit terror. Et sekund i vestnorsk historie*. Odda: Januar forlag - Nord 4 Bokverksted, 121 s.
- Grove, J.M. & Battagel, A.** (1983) Tax records from western Norway, as an index of Little Ice Age environmental and economic deterioration. *Climatic Change*, 5, 265-82.
- Grove, J.M.** (1988) *The Little Ice Age*. London: Methuen, 89 s.
- Grove, J.M.** (2001) The initiation of the " Little Ice Age" in regions round the North Atlantic. *Climatic change*, 48(1), 53-82.
- 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.
- Haakensen, N.** (1989) Akkumulasjon på breene i Norge vinteren 1988–89. *Været*, 13, 91-94.
- Haeberli, W.** (1983) Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 4, 85-90.
- Hagen, J.O., Liestøl, O., Sollid, J.L., Wold, B. & Østrem, G.** (1993) Subglacial investigation at Bondhusbreen, Folgefonna, Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 47, 117-162.

- 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.
- Haugen, T.A.** (2020) *Rekonstruksjon av storflommer i Tovdalsvassdraget gjennom holocen, ved terskelinnsjøen Berse*. Masteroppgåve. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Head, M.J., Gibbard, P. & Salvador, A.** (2008) The Quaternary: its character and definition. *Episodes*, 31(2), 234-238.
- Heckmann, T., McColl, S. & Morche, D.** (2016) Retreating ice: research in pro-glacial areas matters. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41, 271-276.
- Hewitt, G.** (2000) The genetic legacy of the Quaternary ice ages. *Nature*, 405(6789), 907-913.
- Holtedahl, H.** (1967) Notes on the Formation of Fjords and Fjord-Valleys. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 49(2/4), 188-203.
- Holtedahl, H.** (1975) The geology of the Hardangerfjord, Western Norway. *Norges geologiske Undersøkelse*, 323, 1-87.
- Hormes, A., Gjermundsen, E.F. & Rasmussen, T.L.** (2013). From mountain top to the deep sea—Deglaciation in 4D of the northwestern Barents Sea ice sheet. *Quaternary Science Reviews*, 75, 78-99.
- Hooke, R.L., Wold, B., & Hagen, J.O.** (1985) Subglacial hydrology and sediment transport at Bondhusbreen, southwest Norway. *Geological Society of America Bulletin*, 96(3), 388-397.
- Hounsfeld, G.N.** (1973) Computerized transverse axial scanning (tomography): Part 1. Description of system. *British Journal of Radiology*, 46, 1016-1022.
- Hughes, A.L., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J. & Svendsen, J. I.** (2016) The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45(1), 1-45.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J. & Hutchinson, J.N.** (2001) A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience VII*, 221-238.
- Hurrell, J.** (1995) Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269(5224), 676-679.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G. & Visbeck, M.** (2003) The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact. *Geophysical monograph*, 134, 1-35.
- Ishii, Y., Hori, K., & Momohara, A.** (2017) Middle to late Holocene flood activity estimated from loss on ignition of peat in the Ishikari lowland, northern Japan. *Global and Planetary Change*, 153, 1-15.
- 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, A.
- Instanes, A.** (2018) *Gjennomgang av brudd på fangdam i Munkebotn*. Rapport. Bergen: Bergen kommune, 66 s.
- Jackson, M. & Ragulina, G.** (2014) *Inventory of glacier-related hazardous events in Norway*. Report no 83-2014. Oslo: NVE, 213 s.

- Jansson P., Rosquist, G & Schneider T.** (2005) Glacier fluctuations, suspended sediment flux and glacio-lacustrine sediments. *Geografiska Annaler: Serier A, Physical Geography*, 18, 37-50.
- Johansson, F.E.** (2020) Glacial and extreme flood variability during late holocene and into the future. Studies from Folgefonna in south-west Norway and Ata Sund in west Greenland. PhD avhandling. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Johansson, F.E., Bakke, J., Støren, E.N., Paasche, Ø., Engeland, K. & Arnaud, F.** (2020) Lake sediments reveal large variations in flood frequency over the last 6,500 years in south-western Norway. *Frontiers in Earth Science*, 8.
- Jouvet, G., Seguinot, J., Ivy-Ochs, S. & Funk, M.** (2017) Modelling the diversion of erratic boulders by the Valais Glacier during the last glacial maximum. *Journal of Glaciology*, 63(239), 487-498.
- Karlèn, W.** (1976) Lacustrine sediments and tree-line variations as indicators of climate fluctuations in Lappland, northern Sweden. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 63, 273-281.
- Kjøllmoen, B.** (2004) *Jøkulhlaup sør for Svartenut*. Rapport nr. 23-2004. Oslo: NVE, 14 s.
- Kleiven, H., Kissel, C., Laj, C., Ninnemann, U., Richter, T. & Cortijo, E.** (2008) Reduced North Atlantic deep water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *Science*, 319, 60-64.
- Krigström, A.** (1962) Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geografiska Annaler*, 44(3-4), 328-346.
- 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.
- Larsen, L.** (1987) *Geologisk undersøkelse av grusavsetting i Bondhusdalen, Kvinnherad kommune*. Oppdrag 659 - 02, Hordaland Vegvesen, Vegkontoret, 1-14.
- Laumann, T. & Reeh, N.** (1993) Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway. *Journal of Glaciology*, 39(133), 656-665.
- Libby, W.F.** (1960) *Nobel lecture: Radiocarbon dating*. i: Nobel Lectures, Chemistry 1942-1962. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 1964. 593-610.
- Libby, W.F.** (1961). Radiocarbon Dating. *Science*, 133, 621-629.
- Liestøl, O.** (1956) Glacier dammed lakes in Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 15, 122-149.
- Ljungqvist, F.C.** (2011) The spatio-temporal pattern of the mid-Holocene thermal maximum. *Geografie –Sborník ČGS*, 116(2), 91-110.
- Lohne, Ø.S., Mangerud, J. & Svendsen, J.I.** (2012) Timing of the Younger Dryas glacial maximum in western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 27(1), 81-88.
- Lowe, D.R.** (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1), 279-297.
- Luckman, B.H.** (1978) Geomorphic Work of Snow Avalanches in the Canadian Rocky Mountains. *Arctic and Alpine Research*, 10(2), 261-276.
- Lüthi, M.P. & Vieli, A.** (2015) Multi-method observation and analysis of an impulse wave and tsunami caused by glacier calving. *Cryosphere Discussions*, 9(6), 6471-6493.
- Löwemark, L., Bloemsa, M., Croudace, I., Daly, J.S., Edwards, R.J., Francusf, P., Galloway, J.M., Gregory, B.R.B., Huang, J.J.S, Jones, A.F., Kylander, M., Luon, Y., Maclachlano, S.,**

- Ohlendorf, C., Petterson, R.T., Pearceq, C., Profep, J., Reinhardts, E.G., Strannel, C., Tjallingiit, R. & Turnerk, J.** (2019) Practical guidelines and recent advances in the Itrax XRF core-scanning procedure. *Quaternary International*, 514, 16-29.
- Maizels, J.** (1997) Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quaternary Science Reviews*, 16(7), 793-819.
- Mangerud, J.** (2021) The discovery of the Younger Dryas, and comments on the current meaning and usage of the term. *Boreas*, 50(1), 1-5.
- Mangerud, J., Aarseth, I., Hughes, A.L.C., Lohne, Ø.S., Skår, K., Sønstegaard, 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.
- Mangerud, J., Goehring, B.M., Lohne, Ø.S., Svendsen, J.I. & Gyllencreutz, R.** (2013) Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 67, 8-16.
- Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D. & Ni, F.** (2009) Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957), 1256-1260.
- Matthews, J.A., Dahl, S.O., Berrisford, M.S., Nesje, A., Dresser, P.Q. & Dumayne-Peaty, L.I.S.A.** (1997) A preliminary history of Holocene colluvial (debris-flow) activity, Leirdalen, Jotunheimen, Norway. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 12(2), 117-129.
- Matthews, J.A. & Dresser, P.Q.** (2008) Holocene glacier variation chronology of the Smorstabbtinden massif, Jotunheimen, southern Norway, and the recognition of century- to millennial-scale European Neoglacial events. *The Holocene*, 18, 181–201.
- Matthews, J.A. & Karlén, W.** (1992) Asynchronous neoglaciation and Holocene climatic change reconstructed from Norwegian glaciolacustrine sedimentary sequences. *Geology*, 20, 991-994.
- 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.
- Meidell, S.** (2014) *Rekonstruksjon av holosen breaktivitet i vestlig sektor av Nordfonna, Folgefonna. En studie basert på analyser av innsjøkjerner og kvartærgeologisk kartlegging.* Masteroppgåve. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Mulder, T. & Alexander, J.** (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Munsell, A.H.** (1905) *A color Notation*. Boston: G. H. Ellis Company, 89 s.
- Nesje, A.** (1992) A piston corer for lacustrine and marine sediments. *Arctic and alpine research*, 24(3), 257-259.
- Nesje, A.** (2009) Latest Pleistocene and Holocene alpine glacier fluctuations in Scandinavia. *Quaternary Science Reviews*, 28(21), 2119-2136.
- Nesje, A.** (2012) *Brelære*. Kristiansand: Høyskoleforlaget, 159 s.

- 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.** (1991) Late Holocene glacier fluctuations in Bevringsdalen, Jostedalbreen region, western Norway (ca 3200-1400 BP). *The Holocene*, 1, 1-7.
- Nesje, A. & Dahl, S.O.** (2003) The "Little Ice Age" – only temperature?. *The Holocene*, 13(1), 139-145.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Matthews, J. & Berrisford, M.** (2001) A 4500 yr record of river floods obtained from a sediment core in Lake Atnsjøen, eastern Norway. *Journal of Paleolimnology*, 25(3), 329-342.
- Nesje, A., Dahl S.O., & Lie Ø.** (2004b) Holocene millennial-scale summer temperature variability inferred from sediment parameters in a non-glacial mountain lake: Danntjørn, Jotunheimen, central southern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 23(20), 2183-2205.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Tvede, A. & Bakke, J.** (2004a) Breen. Klimaindikator og landskapsskulptør, i: Helland-Hansen, W. (red.) *Naturhistorisk vegbok. Hordaland*. Bergen: Bergen museum - Nord 4, 80-86.
- Nesje, A., Dahl, S.O., Valen, V. & Øvstedal, J.** (1992) Quaternary erosion in the Sognefjord drainage basin, western Norway. *Geomorphology*, 5, 511-520.
- Nesje, A., Kvamme, M., Rye, N. & Løvlie, R.** (1991) Holocene glacial and climate history of the Jostedalbreen region, western Norway: Evidence from lake sediments and terrestrial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 10, 87-114.
- Nesje, A., Lie, Ø., & Dahl, S.O.** (2000) Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 15(6), 587-601.
- Nesje, A., Matthews, J.A., Dahl, S.O., Berrisford, M.S., Andersson, C.** (2001) Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine records. *The Holocene*, 11, 267–280.
- Neukom, R., Barboza, L.A., Erb M.P., Shi, F., Emile-Geay, J., Evans, M.N., Franke, J., Kaufmann, D.S., Lücke, L., Rehfeld, K., Schurer, A., Zhu, F., Brönnimann, S., Hakim, G.J., Henley, B.J., Lungquist, F.C., McKay, N., Valler, V. & von Gunten, L.** (2019) Consistent multidecadal variability in global temperature reconstructions and simulations over the Common Era. *Nature Geoscience*, 12(8), 643-649.
- Nielsen, P.R.** (2011) *Brefluktuasjonar og klimaendringar på Botnabrea, Folgefonna, gjennom seinholosen. Ein studie basert på kvartærgeologisk kartlegging og innsjøkjernar*. Masteroppgåve. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Nielsen, P.R., Dahl, S.O., Jansen, H.L., & Støren, E.N.** (2016) Holocene aeolian sedimentation and episodic mass-wasting events recorded in lacustrine sediments on Langøya in Vesterålen, northern Norway. *Quaternary Science Reviews*, 148, 146-162.
- Nussbaumer, S.U., Nesje, A. & Zumbühl, H.J.** (2011) Historical glacier fluctuations of Jostedalbreen and Folgefonna (southern Norway) reassessed by new pictorial and written evidence. *The Holocene*, 21(3), 455-471.
- Nye, J.F.** (1976) Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. *Journal of Glaciology*, 17(76), 181-207.



- Olsen, H.C.** (2006) *Bondhusvatn. Sedimenttilførsel før og etter reguleringen*. Rapport nr. 04-2006. Oslo: NVE, 36 s.
- Orelemans, J.** (2005) Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science*, 308, 675-677.
- Orsi, T.H., Edwards, C.M. & Anderson, A.** (1994) X-ray Computed tomography: A nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, 64(3), 690-693.
- O'Sullivan, P.E.** (1983) Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes - a review. *Quaternary Science Reviews*, 1(4), 245-313.
- Paul, F., Kääb, A. & Haeberli, W.** (2007) Recent glacier changes in the Alps observed by satellite: Consequences for future monitoring strategies. *Global and Planetary Change*, 56(1-2), 111-122.
- Pawłowski, D., Kowalewski, G., Milecka, K., Płóciennik, M., Woszczyk, M., Zieliński, T., Okupny, D., Włodarski, W & Forysiak, J.** (2015) A reconstruction of the palaeohydrological conditions of a flood-plain: a multi-proxy study from the Grabia River valley mire, central Poland. *Boreas*, 44(3), 543-562.
- Peel, M.C, Finlayson, B.L. & McMahon, T.A.** (2007) Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(5), 1633-1644.
- Purdie, H.** (2013) Glacier Retreat and Tourism: Insights from New Zealand. *Mountain Research and Development*, 33(4), 463-472.
- Pytte, R.** (1969) *Glasiologiske undersøkelser i Norge 1968*. Rapport nr. 05-1969. Oslo: NVE, 156 s.
- Rapp, A.** (1960) Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42(2/3), 65-200.
- Regnéll, C.** (2020) *Tracing the European Ice Sheet Complex – Studies from the Polar Ural Mountains and Scandinavia*. PhD avhandling. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M. & van der Plicht, J.** (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years Cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1869-1887.
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L, Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schilz, A., Freidrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Soodeo, A. & Talamo, S.** (2020) The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4), 725-757.
- Rekstad, J.** (1905) lagttagelser fra Folgefonnens bræer. *Norges geologiske Undersøkelser, Aarbok for 1905*, 43(4), 1-18.
- Roald, A.G.** (2010) *Er det mulig å bruke georadar som verktøy for å estimere Holosene erosjonsrater?* Masteroppgåve. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.

- Robinson, S.G., Weithman, C.E., Bellman, H.A., Prisley, S.P., Fraser, J.D., Catlin, D.H. & Karpanty, S.M.** (2020) Assessing error in locations of conspicuous wildlife using handheld GPS units and location offset methods. *Wildlife Society Bulletin*, 44(1), 163-172.
- Robson, B.A.** (2012) *A Remote Sensing Investigation into the evolution of Folgefonna Glacier over the last 150 years*. Masteroppgåve. Institutt for geovitenskap, Universitetet I Bergen.
- Ross, H.I., Jørgensen, P., Reite, A.J., Rosenqvist, I.T. & Skjeseth, S.** (1974) *Kvartærgeologisk kartlegging*. Norges offentlige utredninger, 1974:10.
- Rubensdotter, L. & Rosqvist, G.** (2009) Influence of geomorphological setting, fluvial-, glaciofluvial- and mass-movement processes on sedimentation in alpine lakes. *The Holocene*, 19(4), 665-678.
- Røthe, T.O.** (2019) *Reconstructions of Palaeoenvironmental Variations from Lacustrine Sediments in Sub-Arctic and Arctic Lakes, and Their Climatic Implications*. PhD avhandling. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- 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.
- Schock, S.G., & LeBlanc, L.R.** (1990) Some applications of the chirp sonar. *Oceans*, 90(24), 69-75.
- Schomacker, A.** (2010) Expansion of ice-marginal lakes at the Vatnajökull ice cap, Iceland, from 1999 to 2009. *Geomorphology*, 119(3-4), 232-236.
- Seppä, H., Bjune, A.E., Telford, R.J., Birks, H.J.B. & Veski, S.** (2009) Last nine-thousand years of temperature variability in Northern Europe. *Climate of the Past*, 5(3), 523-535.
- Sexe, S.A.** (1864) *Om Sneebræen Folgeføn*. Christiania: Brøgger & Christie's Bogtrykkeri, 36 s.
- Shotton, F. W.** (1972) An Example of Hard-Water Error in Radiocarbon Dating of Vegetable Matter. *Nature*, 240, 460-461.
- Simonneau, A., Chapron, E., Vanni`ere, B., Wirth, S., Gilli, A., Di Giovanni, C., Anselmetti, F., Desmet, M. & Magny, M.** (2013) Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy: implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards. *Climate of the Past*, 9(2), 825-840.
- Simonsen, J.R.** (1999) *Rekonstruksjon av Holocene brevariasjonar for vestre dal av Søndre Folgefonna*. Hovudfagsoppgåve. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Skaar, E.** (2004) Nedbør. Regn og snø i Noregs våtaste fylke, i: Helland-Hansen, W. (red.) *Naturhistorisk vegbok. Hordaland*. Bergen: Bergen museum - Nord 4, 101-104.
- Skaala, K. & Ulvenes, O.** (2011) *Stølar og setrar i Kvinnherad*. Rosendal: Kvinnherad Mållag, 256 s.
- 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, 907-920.
- Snowball, I. & Sandgren, P.** (1996) Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. *The Holocene*, 6(3), 367-372.

- Snowball, I., Sandgren, P., Petterson, G.** (1999) The mineral magnetic properties of an annually laminated Holocene lake sediment sequence in northern Sweden. *The Holocene*, 9, 353–362.
- Spring, U. & Hutter, K.** (1981) Numerical studies of jökulhlaups. *Cold Regions Science and Technology*, 4(3), 227-244.
- Strasser, M., Schindler, C. & Anselmetti, F.S.** (2008) Late Pleistocene earthquake-triggered moraine dam failure and outburst of Lake Zurich, Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113.
- Støren, E.N., Dahl, S.O., Nesje, A. & Paasche, Ø.** (2010) Identifying the sedimentary imprint of high-frequency Holocene river floods in lake sediments: development and application of a new method. *Quaternary Science Reviews*, 29(23-24), 3021-3033.
- Støren, E.N., Dahl, S.O. og Lie, Ø.** (2008) Separation of late-Holocene episodic paraglacial events and glacier fluctuations in eastern Jotunheimen, central southern Norway. *The Holocene*, 18(8), 1179-1191.
- 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.
- Swift, D.A., Nienow, P.W., Spedding, N., & Hoey, T.B.** (2002). Geomorphic implications of subglacial drainage configuration: rates of basal sediment evacuation controlled by seasonal drainage system evolution. *Sedimentary Geology*, 149(1-3), 5-19.
- Thompson, R., Battarbee, R., O'Sullivan, P. & Oldfield, F.** (1975) Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography*, 20(5), 687-698.
- Tolo, A. J.** (2008) *Brefluktuasjonar og klimaendringar på Dettebrea, Folgefonna, gjennom Sein-Holosen*. Masteroppgåve. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- 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, 114-121.
- Tvede, A.M.** (1972) *En glasio-klimatisk undersøkelse av Folgefonna*. Hovedfagsoppgåve. Geografisk institutt, Universitetet i Oslo.
- Tvede, A.M.** (1973) Folgefonna - en glasiologisk avvikar, *Naturen*, 97, 11-16.
- Tvede, A.M.** (1989) Floods caused by a glacier-dammed lake at the Folgefonna ice cap, Norway. *Annals of glaciology* 13, 262-264.
- Tvede, A.M.** (2008) Den store fonna. Om glasiologi, hydrologi og klima, i: Brekke, N.G. (red.) *Folgefonna og fjordbygdene*. Bergen: Nord 4, 25-43.
- Tvede, A.M. & Liestøl, O.** (1977) Blomsterskardbreen, Folgefonna, mass balance and recent fluctuations. *Norsk Polarinstitutt Årbok 1976*, 225-234.
- Törnqvist, T.E., De Jong, A.F., Oosterbaan, W.A. & Van Der Borg, K.** (1992) Accurate dating of organic deposits by AMS <sup>14</sup>C measurement of macrofossils. *Radiocarbon*, 34(3), 566-577.

- Carrivick, J.L. & Tweed, F.S.** (2013) Proglacial lakes: character, behaviour and geological importance. *Quaternary Science Reviews*, 78, 34-52.
- Tweed, F.S. & Russell, A.J.** (1999) Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 23, 79-110.
- Undås, I.** (1944) Sørfjordbygdene i seinglasial og postglasial tid, i: *Festskrift til Ullensvang Hagebrukslag 1897-1947*. Bergen, 59 s.
- Utaaker, K.** (2004) Vestavêr. Vêr og klima på vestkysten, i: Helland-Hansen, W. (red). *Naturhistorisk Vegbok Hordaland*. Bergen: Bergen Museum - Nord 4, 93-104.
- van der Bilt, W.G., D'Andrea, W. J., Werner, J.P., & Bakke, J.** (2019) Early Holocene temperature oscillations exceed amplitude of observed and projected warming in Svalbard lakes. *Geophysical Research Letters*, 46(24), 14732-14741.
- van Der Bilt, W.G., Bakke, J., Vasskog, K., D'Andrea, W. J., Bradley, R. S. & Ólafsdóttir, S.** (2015) Reconstruction of glacier variability from lake sediments reveals dynamic Holocene climate in Svalbard. *Quaternary Science Reviews*, 126, 201-218.
- van der Bilt, W.G., Rea, B., Spagnolo, M., Roerdink, D.L., Jørgensen, S.L. & Bakke, J.** (2018) Novel sedimentological fingerprints link shifting depositional processes to Holocene climate transitions in East Greenland. *Global and Planetary Change*, 164, 52-64.
- 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.
- Vilímek, V., Zapata, M.L., Klimeš, J., Patzelt, Z. & Santillán, N.** (2005) Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palcacocha Lake area, Peru. *Landslides*, 2(2), 107-115.
- Vefring, I.N.** (2016) *Identifisering av opphavet til minerogene avsetninger i sedimentkjerner. Ein studie basert på analysar av innsjøsediment og jordartsprøvar frå nedslagsfeltet til den proglasiale innsjøen Dravladalsvatnet nedstraums Nordfonna, Folgefonna*. Masteroppgåve. Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen.
- Waite, A.H. & Schmidt, S.J.** (1962) Gross errors in height indication from pulsed radar altimeters operating over thick ice or snow. *Proceedings of the IRE*, 50(6), 1515-1520.
- Walder, J.S. & Fountain, A.G.** (1997) Glacier generated floods. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports. International Association of Hydrological Sciences*, 239, 107-114.
- Watanbe, T. & Rothacher, D.** (1996) The 1994 Lugge Tsho glacial lake outburst flood, Bhutan Himalaya. *Mountain Research and Development*, 16(1), 77-81.
- Weirich, F.H.** (1989) The generation of turbidity currents by subaerial debris flows, California. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 278-291.
- Wellington, S.L. & Vinegar, H.J.** (1987) X-ray computerized tomography. *Journal of Petroleum Technology*, 39(08), 885-898.
- Wittmeier, H.** (2010) *Glacier fluctuations and sediment transport at Vestre Blomsterskardsbreen, Folgefonna*. Masteroppgåve. Institutt for geografi, Universitetet i Bergen.
- Xu, M., Bogen, J., Wang, Z., Bønsnes, T.E. & Gytri, S.** (2015) Pro-glacial lake sedimentation from jökulhlaups (GLOF), Blåmannsisen, northern Norway. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(5), 654-665.

Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S.U., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrøm, A.P. & Anderson, B. (2015) Historically unprecedented global glacier decline in the early 21<sup>st</sup> century. *Journal of Glaciology*, 61, 745-762.

Zemp M., Huss M., Thibert E., Eckert, N., McNabb, R., Huber, J., Barandun, M., Machgut, H., Nussbaumer, S.U., Gärtner-Roer, I., Thomson, L., Paul, F., Maussion, F., Kutuzov, S. & Cogley, J.G. (2019) Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*, 568(7752), 382-386.

Østrem, G. & Olsen, H.C. (1987) Sedimentation in a Glacier Lake. *Geografiske Annaler: Series A, Physical Geography*, 69(1), 123-138.

Øyen P.A. (1900) Bidrag til vore brægenes geografi. *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne*, 37, 73-229.

Åkesson, H., Nisancioglu, K.H., Giesen, R.H. & Morlighem, M. (2017) Simulating the evolution of Hardangerjøkulen ice cap in southern Norway since the mid-Holocene and its sensitivity to climate change. *The Cryosphere*, 11(1), 281-302.

## Nettsider

ESRI Resources (2020a) *How Hillshade works*. Tilgjengeleg frå: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/tool-reference/3d-analyst/how-hillshade-works.htm> (Lest: 01.09.2020).

ESRI Resources (2020b) *How IDW works*. Tilgjengeleg frå: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/how-idw-works.htm> (Lest: 23.09.2020).

ESRI Resources (2020c) *How Topo to Raster works*. Tilgjengeleg frå: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/3d-analyst/how-topo-to-raster-works.htm> (Lest: 29.09.2020).

ESRI Resources (2020d) *How Watershed works*. Tilgjengeleg frå: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/tool-reference/spatial-analyst/how-watershed-works.htm> (Lest: 20.09.2020).

Ekanger, A. & Duesund, J. (2017) *Då breen tok bygda*. Tilgjengeleg frå: <https://www.nrk.no/da-breen-tok-bygda-1.13728864> (Lest: 01.04.2020).

Garmin (2021) *GPS nøyaktighet*. Tilgjengeleg frå: <https://support.garmin.com/nb-NO/?faq=aZc8RezeAb9LjCDpjITy7> (Lest: 12.03.2021).

Malvern Instruments Ltd. (2013) *Mastersizer 3000 User Manual*. Tilgjengeleg frå <http://fdn.montana.edu/eal-lres/documents/Mastersizer-3000-user-manual-English-MAN0474-2-1.pdf> (Lest 19.03.2021).

Miljødirektoratet (2021) *Folgefonna nasjonalpark*. Tilgjengeleg frå: <https://faktaark.naturbase.no/?id=VV00002339> (Lest: 10.01.2021).

NVE (2021) *Jøkullaup (GLOF)*. Tilgjengeleg frå: <https://www.nve.no/hydrologi/bre/jokullaup-glof/?ref=mainmenu> (Lest: 15.03.2021).

Norsk Klimaservicesenter (2016) *Klimaprofil Hordaland – et kunnskapsgrunnlag for klimatilpasning*. Tilgjengeleg frå: <https://klimaservicesenter.no/kss/klimaprofiler/hordaland> (Lest: 05.05.2020).

UWITEC (2021) *UWITEC*. Tilgjengeleg frå <http://www.uwitec.at/html/frame.html> (Lest: 12.02.2021).

## Nettbaserte kart og tenester

**Kartverket** (2020a) *Norgeskart*. Tilgjengeleg frå: <https://www.norgeskart.no/>

**Kartverket** (2020b) *Høydedata*. Tilgjengeleg frå: <https://www.hoydedata.no/LaserInnsyn/>

**Kartverket** (2020c) *Norge i Bilder*. Tilgjengeleg frå: <https://www.norgeibilder.no/>

**Kartverket** (2020d) *N5000 Kartdata*. Tilgjengeleg frå: <https://kartkatalog.geonorge.no/>

**Meteorologisk institutt** (2020) *Seklima: Observasjoner og værstatistikk*. Tilgjengeleg frå: <https://seklima.met.no/observations> (Henta: 10.04.2020).

**NGU** (2020) *Berggrunn: Nasjonal berggrunnsdatabase*. Norges geologiske undersøkelse. Tilgjengeleg frå: [http://geo.ngu.no/kart/berggrunn\\_mobil/](http://geo.ngu.no/kart/berggrunn_mobil/)

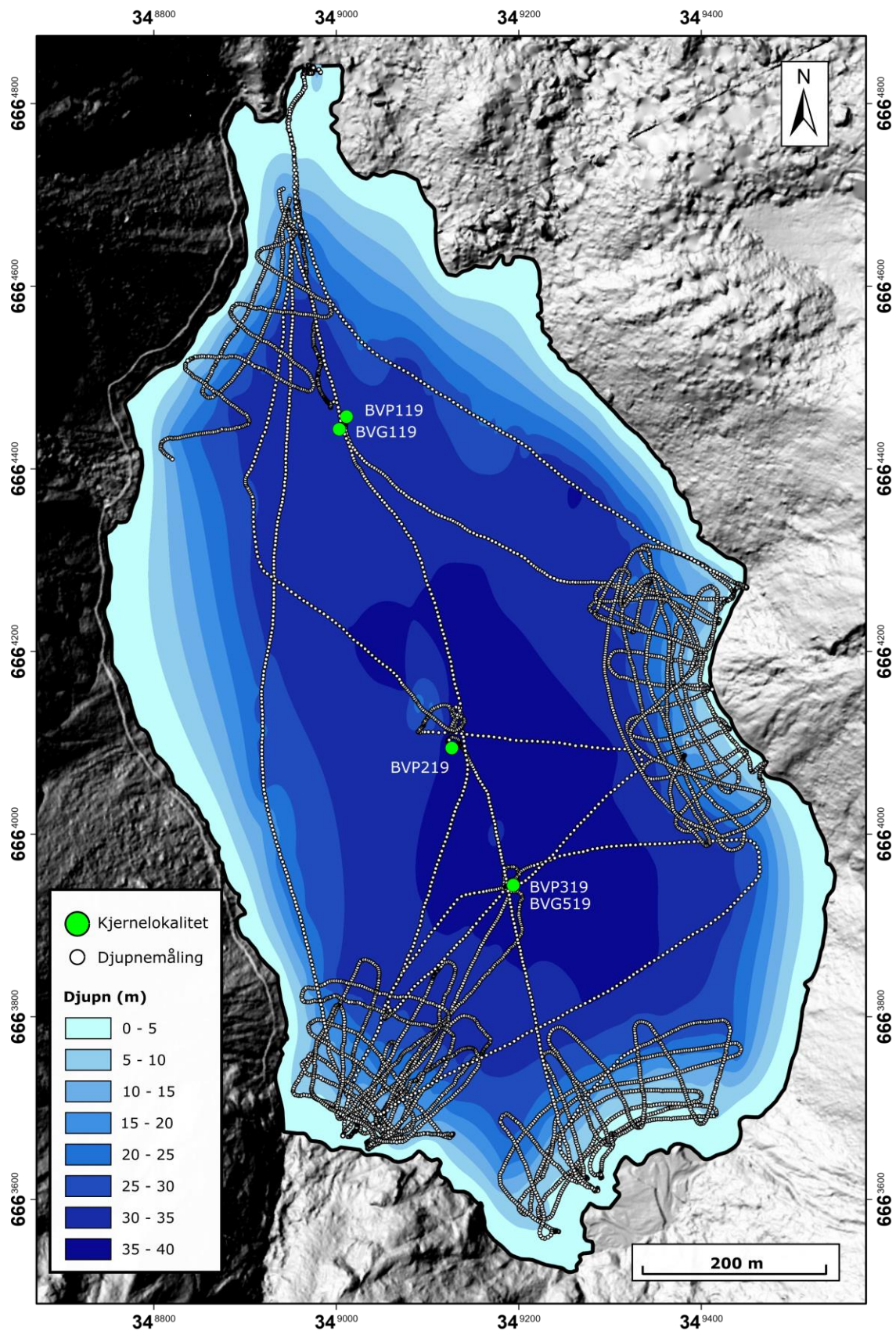
**NVE** (2020a) *Klimaprodukter bre*. Tilgjengeleg frå: <http://glacier.nve.no/glacier/viewer/ci/no/> (Henta: 09.03.2020).

**NVE** (2020b) *Nedlasting av fagdata fra NVE*. Tilgjengeleg frå: <https://nedlasting.nve.no/gis/> (Henta: 30.09.2020).

**NVE** (2021) *Data i Hydra II databasen*. Tilgjengeleg frå: <https://www.nve.no/hydrologi/hydrologiske-data/historiske-data/data-i-hydra-ii-databasen/> (Nyttå: 22.03.2021).

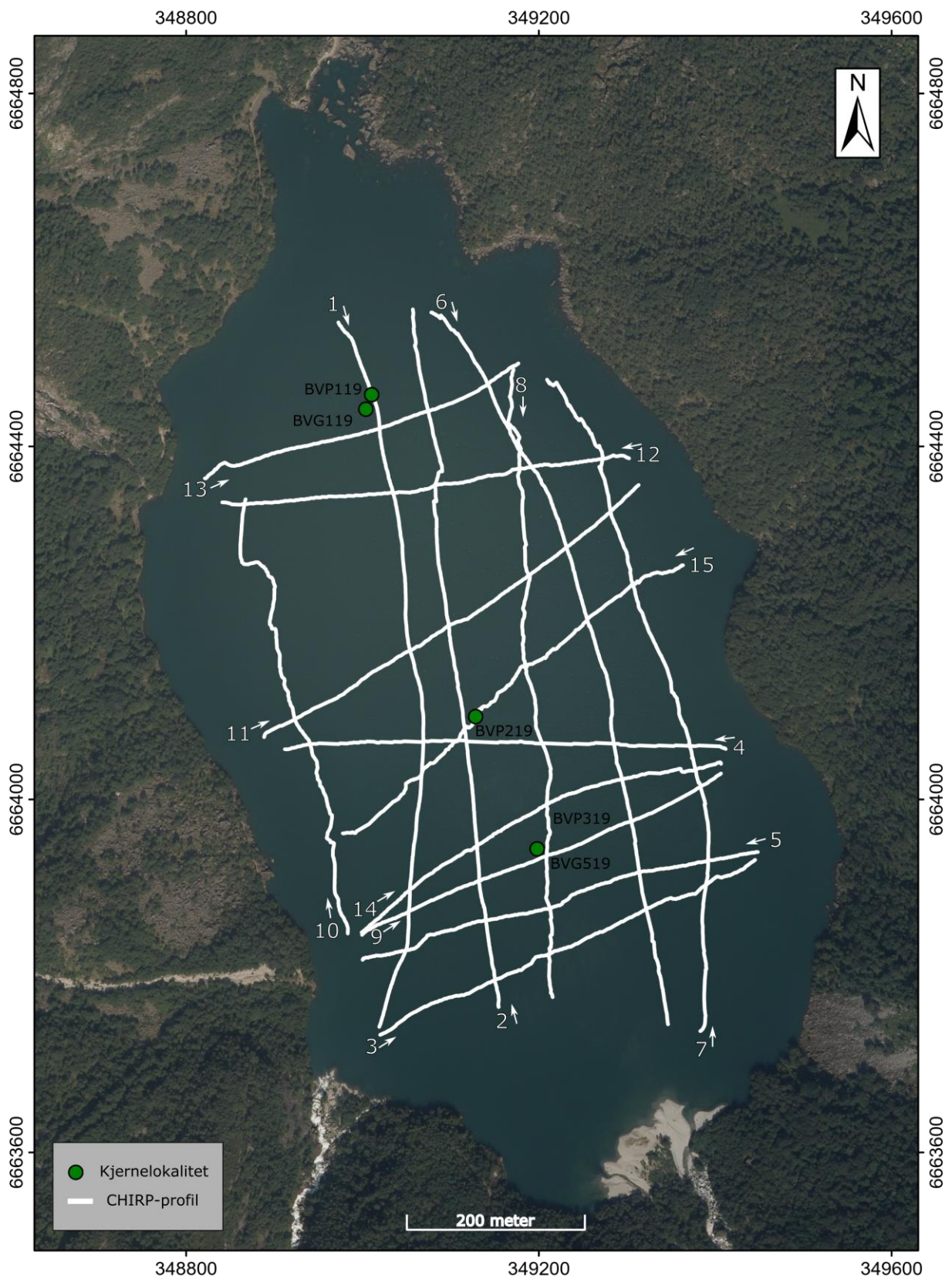
**Stuiver, M., Reimer, P.J. & Reimer, R.W.** (2021) *Calib8.2*. Tilgjengeleg frå: <http://calib.org/> (Nyttå: 10.03.2021).

## Vedlegg 1: Batymetrisk kart med GPS-punkt for målte djupneverdiar



Batymetrisk kart over Bondhusvatnet med GPS-punkt for alle djupneverdiar som vart henta inn under batymetrisk kartlegging. Lokalitetar for innsamla innsjøsedimentkjernar er markert.

## Vedlegg 2: Innsamla CHIRP-profil frå Bondhusvatnet



Oversiktskart over innsamla CHIRP-profil (1-15) frå Bondhusvatnet. Rådata og prosesserte profil frå alle transekta er tilgjengelege i Geodatabasen ([geosamples.app.uib](https://geosamples.app.uib.no)). Kjernelokalitetane er markert.



### **Vedlegg 3: Rådata frå MS, XRF og CT**

Vedlegget inneheld rådata frå XRF-målingane og MS. Gråskalaverdiar og orthofoto frå CT-skanninga er òg inkludert. Alle data er tilgjengeleg i Geodatabasen ([geosamples.app.uib](http://geosamples.app.uib)).