



BACHELOROPPGAVE

Spor etter en seinglasial tsunami fra fjellskred og storeggatsunamien i innsjøer langs Storfjorden

Traces of a late-glacial tsunami from a rock avalanche and the Storegga tsunami in coastal lakes in the Storfjorden area

Erling Thokle Hovden

Sondre Hauken Svevad

Geologi og geofare

Fakultet for ingeniør- og naturvitenskap (FIN)

Veileder: Stein Bondevik

3. juni 2019

Jeg bekrefter at arbeidet er selvstendig utarbeidet, og at referanser/kildehenvisninger til alle

kilder som er brukt i arbeidet er oppgitt, jf. Forskrift om studium og eksamen ved Høgskulen på Vestlandet, § 10.



Spor etter en seinglasial tsunami fra fjellskred og storeggatsunamien i innsjøer langs Storfjorden

Erling Thokle Hovden & Sondre Hauken Svevad

Bacheloroppgave i geologi og geofare

Juni 2019

Forord

Bacheloroppgaven er avslutningen for vårt studium i geologi og geofare ved Høgskulen på Vestlandet. Å produsere en bacheloroppgave er en relativt langvarig prosess. All skriving, lesing, omskriving og slettinger kommer ikke til syne i den endelige versjonen, men må ligge til grunn for å kunne presentere en oppgave uten blindveier eller sidespor. Med dette ønsker vi å rette en takk til vår veileder Stein Bondevik, som med sin kunnskap og erfaring var 'voldsomt intresirte' i arbeidet og har vært en stor ressurs under feltarbeidet og med rettskriving.

Videre bør det nevnes at vær og føre lett kan ha en stor innvirkning på gjennomføringen av, og kvaliteten på feltarbeidet. Hvis mulig bør feltarbeidet rettes etter værmeldingen. I praksis er dette imidlertid vanskelig, da en ofte er presset på tid. Høsten 2018 fikk vi gleden av, eller utfordringen med alt etter hvordan en ser det, å jobbe i typisk norsk vestlandsvær med regn, sludd, kraftig vind og temperaturer ned mot null grader. Naturlig nok skapte dette noen utfordringer med å ta gode kjerneprøver og bilder, og evnen til å metodisk notere observasjonene med omhyggelig presisjon. Vinteren 2019 var vi heldigere med kun noen få regnværsdager. Selv med litt kalde føtter på grunn av overvann favoriserte vi boring på isen fremfor å navigere med flåten. Denne metoden er verdt å anbefale for fremtidig feltarbeid hvis en har muligheten til å dra ut på våren når isen er trygg og det er plussgrader i luften.

Sogndal 30.05.2019

Erling Thokle Hovden & Sondre Hauken Svevad

Innholdsfortegnelse

Forord	I
Innholdsfortegnelse	II
Sammendrag	IV
Abstract	V
1 Innledning	1
1.1 <i>Problemstillinger</i>	2
2 Teoretisk bakgrunn	4
2.1 <i>Modellen for tsunamisedimentasjon i innsjøbassenger</i>	4
2.2 <i>Strandforskyvning</i>	6
2.2.1 <i>Sjøholt og Glomset</i>	8
2.3 <i>Fjellskred som kan ha utløst tsunamier i Storfjorden</i>	10
2.4 <i>Storeggatsunamien</i>	11
3 Metode	12
3.1 <i>Feltarbeidet</i>	12
3.2 <i>Laboratoriearbeid</i>	15
3.2.1 <i>Beskrivelse av prøvene</i>	15
3.2.2 <i>Glødetap</i>	15
3.2.2 <i>¹⁴C-datering</i>	16
4 Resultater	17
4.1 <i>Engjvatnet</i>	17
4.1.1 <i>Områdebeskrivelse</i>	17
4.1.2 <i>Avsetningene</i>	19
4.1.3 <i>Dateringer</i>	35
4.2 <i>Litletjørna</i>	39
4.2.1 <i>Områdebeskrivelse</i>	39
4.2.2 <i>Avsetningene</i>	41
5 Diskusjon	48
5.1 <i>Finnes det avsetninger etter forhistoriske tsunamier utløst av fjellskred i Storfjorden?</i>	48
5.1.1 <i>En seinglasial tsunamihendelse i Storfjorden?</i>	48
5.1.2 <i>Ingen tsunami i Storfjorden etter Storegga?</i>	50
5.2 <i>Finnes det spor etter storeggatsunamien innover i Storfjorden? Og hvor stor er «run-up»?</i>	51
5.2.1 <i>Storegga i Litletjørna</i>	52
5.2.2 <i>Storegga i Engjvatnet</i>	53
6 Konklusjon	58

<i>6.1 Forslag til videre arbeid</i>	58
Referanser	60
<i>Litteratur og nettsider</i>	60

Sammendrag

Innsjøbasseng nær havet og marine basseng er gode arkiv for tidligere tsunamihendelser. Under en tsunamioppskylling vil de eksisterende avsetningene forstyrres, og terrestrisk og marint materiale kan skylles inn i kystnære basseng. Marint materiale blandet med lakustrine avsetninger vil være en indikator på at avsetningene skyldes en hendelse fra sjøsiden. Langs norskekysten er avsetninger fra storeggatsunamien, 8150 kalenderår før nåtid (kal. år BP), nøye beskrevet, og oppskyllingen er på det høyeste kartlagt til minst 10-12 meter langs kysten av Sunnmøre. Det er også sannsynlig at store fjellskred langs norske fjorder har skapt tsunamier som har skylt inn i marine basseng og opp i innsjøbasseng nær fjordene, men dette er ikke undersøkt tidligere. Derfor har vi i denne oppgaven undersøkt stratigrafien i to innsjøbasseng langs Storfjorden ved hjelp av kjerneprøver fra russerbor. Prøvene ble nøye beskrevet og fotografert, og glødetapsprøver og fire radiokarbondateringer ble målt. Stratigrafien i Engjvatnet (58 moh.) i Solnørdalen og Litletjørna (14 moh.) i Glomset avslører avsetninger som tolkes å være avsatt fra tsunamier. I Engjvatnet er det tegn til to ulike tsunamihendelser. Én skjedde i allerød, trolig omkring 13 300-13 000 kal. år BP, og kan være resultat av et fjellskred på 150 mill. m³ kartlagt med seismikk på bunn av Storfjorden. Dateringene våre viser at den andre hendelsen skjedde samtidig med storeggatsunamien (8150 kal. år BP). På dette tidspunktet lå Engjvatnet omtrent 40 moh., noe som betyr en oppskylling fra storeggatsunamien på minimum 40 meter. Bølgen har derfor blitt betydelig forsterket innover i Storfjorden. Stratigrafien i Litletjørna viser ingen tegn til tsunamiavsetninger fra fjellskred, men har klare avsetninger fra storeggatsunamien. Det anbefales videre undersøkelser av flere basseng langs Storfjorden, særlig for å belyse funnene knyttet til oppskylling fra storeggatsunamien i Engjvatnet og om det finnes tsunamiavsetninger fra fjellskred i basseng som ligger lavere enn Litletjørna.

Abstract

Coastal lakes and shallow marine basins are good archives for detecting past tsunami events. Incoming tsunami waves will disturb the existing deposits and may transport terrestrial and marine material into coastal basins. Marine material found in lacustrine deposits will be an indicator that the deposits are a result of a sea side event. Along the Norwegian coast deposits from the Storegga tsunami, 8150 calendar years before present (cal. yr BP), are well described and the run-up is at the highest mapped to minimum 10-12 meters along the coast of Sunnmøre. It is also likely that large rock avalanches along Norwegian fjords have created tsunamis that have inundated marine basins and coastal lakes, but this has not been investigated earlier. Therefore, in this study, we have investigated the stratigraphy in two lakes along Storfjorden with cores from a Russian peat corer. The cores were carefully described and photographed, and weight loss on ignition samples and four radiocarbon dating samples were measured. The stratigraphy in Engjvatnet (58 m a.s.l.) in Solnørdalen and Litletjørna (14 m a.s.l.) in Glomset revealed deposits interpreted to be tsunami deposits. In Engjvatnet there are signs of two different events. One event happened during Allerød, probably about 13 300-13 000 cal. yr BP, and may be the result of a 150 million m³ rock avalanche that were found during seismic mapping of the bottom of Storfjorden. Our radiocarbon dates suggest that the second event occurred at the same time as the Storegga tsunami (8150 cal. yr BP). At this time, Engjvatnet was about 40 m a.s.l., which means that the run-up from the Storegga tsunami must have been at least 40 meters. The wave has therefore been considerably amplified in Storfjorden. The stratigraphy in Litletjørna shows no signs of tsunami deposits from rock avalanches but clearly contains deposits from the Storegga tsunami. We recommend further investigations of basins along Storfjorden, in particular to clarify the findings related to the run-up in Engjvatnet and whether there are tsunami deposits from rock slides in basins located lower than Litletjørna.

1 Innledning

Tsunamier er store bølger som oftest skyldes forflytning av havbunnen under jordskjelv, men kan også oppstå som resultat av store fjellskred som raser ut i en fjord eller en innsjø. Slike fjellskredutløste tsunamier kan lokalt få katastrofale følger fordi bølgehøyden øker dramatisk innover mot fjordbunnen og mot grunnere vann, der folk gjerne bor. I Norge kjenner vi godt ulykkene i Lovatnet i Bødalen i 1905 og 1936, og Tafjord og Fjøra innerst i Storfjorden i 1934. Disse krevde til sammen 174 menneskeliv. Skafjellulykka i 1731 ved Stranda er også en historisk hendelse der tsunamibølgen krevde 17 menneskeliv (Åknes/Tafjord-Beredskap).

Storfjorden i Møre og Romsdal har bratte fjordsider og på fjordbunnen er det kartlagt store skredavsetninger. NVE overvåker to større ustabile fjellpartier, Åkneset og Hegguraksla (**Figur 1**), som vil rase ut en gang i fremtiden. Det ustabile Åkneset har et volum på 54 mill. m³ og dersom hele dette volumet går i fjorden samtidig, vil det kunne generere en tsunami med en oppskyllingshøyde på 85 meter i Hellesylt og 70 meter i Geiranger (Harbitz et al., 2014). På fjordbunnen er det kartlagt en rekke avsetninger fra skred som har gått etter isavsmeltingen og mange har volum som er langt større enn skredet i Tafjord i 1934 (Longva et al., 2009). Det er god grunn til å tro at noen av skredene har generert tsunamier.

Det er funnet spor etter storeggatsunamien i basseng langs kysten med oppskyllingshøyde kartlagt til minst 10-12 meter på Sula (Bondevik et al., 2005a). Dette gjør det interessant å finne ut hvordan bølgen har forplantet seg innover i Storfjorden. Forundersøkelser med «russerbor» utført av Oddvar Longva og Stein Bondevik viste lovende resultater angående funn av mulige tsunamiavsetninger. Undersøkelser av basseng langs kysten er tidligere utført i forbindelse med utarbeiding av strandforskyvningskurver for Sunnmøre (Svendsen and Mangerud, 1987) og litostratigrafien i innsjøer i Ålesundsområdet er nøye kartlagt og beskrevet (Kristiansen et al., 1988). Det er derimot ikke gjort undersøkelser av sedimentene i basseng under marin grense videre inn i Storfjorden, hverken av stratigrafi eller for å finne tsunamiavsetninger.

Vi har undersøkt stratigrafien i to basseng som ligger langs Storfjorden, Engjavatnet og Litletjørna. Bassengene er valgt med hensyn til tsunamioppskylling, som betyr at høyde over havet og beliggenhet er viktige faktorer. Begge ligger under marin grense. Svendsen og Mangerud et al. (1987) laget et strandlinjediagram fra Sunnmøre til Sør-Trøndelag, og ved hjelp av deres arbeid har vi kunnet anslå bassengenes høyde over havet tilbake i tid. På grunn

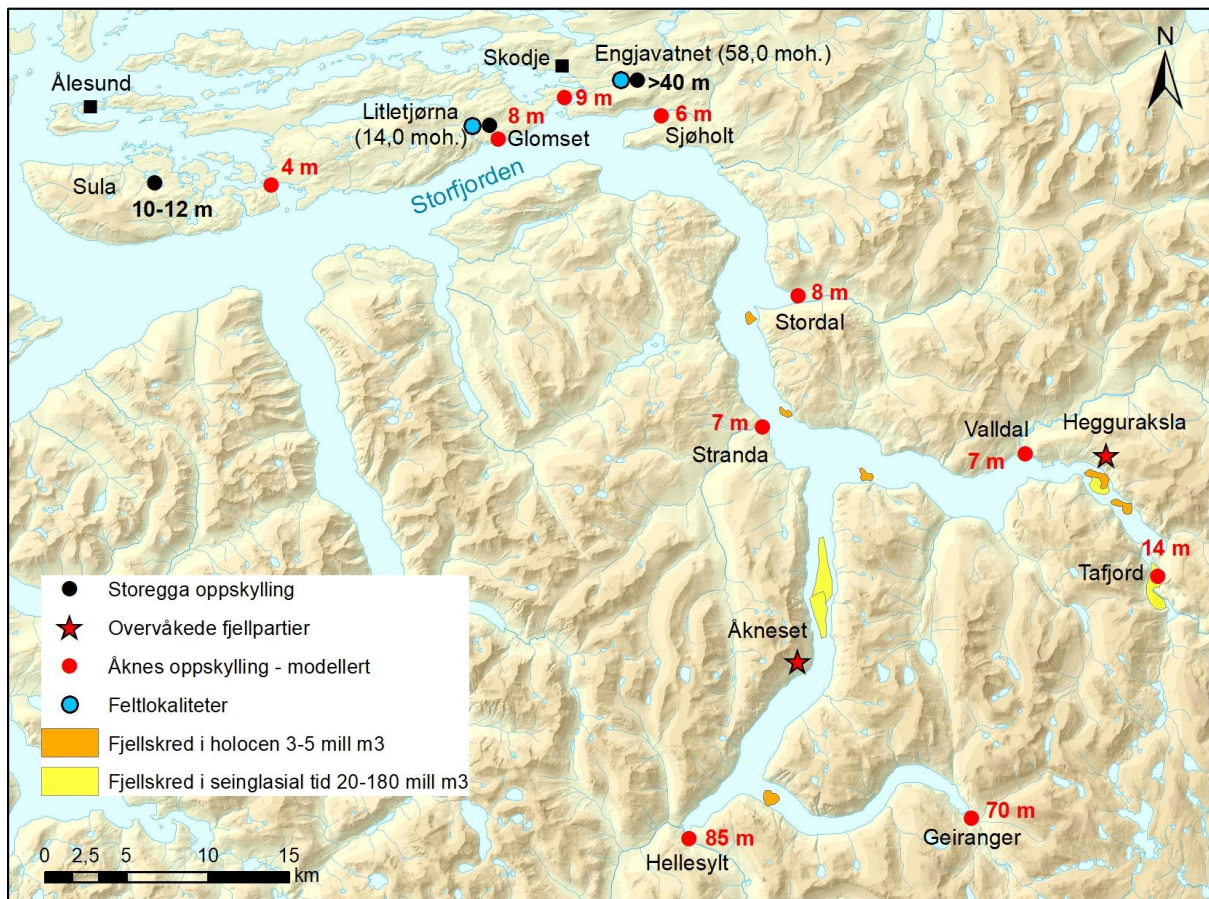
av de bratte fjordsidene finnes det så vidt vi vet ikke tilsvarende basseng videre inn i fjorden. Dette gjør Engjvatnet og Litletjørna interessante å undersøke. Det er beregnet en oppskyllingshøyde på 6 meter i Ørskog dersom hele Åkerneset raser i fjorden (Harbitz et al., 2014). En forenklet metode er brukt til å anslå oppskyllingen på 8 meter i Glomset (Hole et al., 2011) og 9 meter ved Skodje (Åknes/Tafjord-Beredskap) i **Figur 1**. Vi har brukt modellen for tsunamiavsetninger i innsjøer (**Figur 2**) til å forstå prinsippene for en tsunamis påvirkning av innsjøsedimenter.

I Engjvatnet (58 moh.) i Solnørdalen har vi funnet to lag som kan være avsatt fra tsunamier. Det øverste laget bestod av opprevne klaster og lå oppå en tydelig hiatus. Dateringer indikerer at dette kan være Storeggatsunamien. Det andre laget er et klart sand-gruslag som kan følges gjennom hele bassenget og er avsatt i seinglasial tid, mest sannsynlig i allerød. Prøver av sedimentene ble tatt ved hjelp av en flåte og «russerbor» prøvetaker. Feltarbeidet utførte vi 28. september - 04. oktober 2018. Fordi stratigrafien viste seg å være såpass komplisert og interessant, boret vi flere punkter i vannet fra is 12. og 13. februar 2019.

I Litletjørna ved Glomset fant vi tydelige spor etter én tsunami. Vannet ligger i dag 14 moh. og i stratigrafien sees veldig tydelige avsetninger fra storeggatsunamien, men ikke andre mulige tsunamilag. Vi boret på Litletjørna fra isen 14. og 15. februar 2019.

1.1 Problemstillinger

1. Finnes det avsetninger etter forhistoriske tsunamier utløst av fjellskred i Storfjorden?
2. Finnes det spor etter storeggatsunamien innover i Storfjorden? Og hvor stor er «run-up»?



Figur 1. Kartet viser Storfjorden og tilhørende fjordarmer. Den kartlagte oppskyllingshøyden til storeggatsunamien er markert med svart prikk på Sula (Bondevik et al., 2005a), og ved Engjvatnet av oss. Litletjørna er også markert med svart prikk, men lå under havnivå og står derfor uten oppskylling. De røde prikkene viser modellert oppskylling dersom hele Åkneset på 54 mill. m³ går i fjorden (Harbitz et al., 2014). Store fjellskredavsetninger fra seinglasial tid er vist i gult og fjellskredavsetninger avsatt i holocen er vist i oransje (Longva et al., 2009).

2 Teoretisk bakgrunn

I denne oppgaven er år BP ('Before Present') kalenderår før nåtid og ikke ^{14}C år BP, og referer til nåtid som år 1950. Alle dybder som blir oppgitt er målt under vannoverflaten eller isoverflaten. Figurer som viser borekjerner og bassengprofiler er laget i Corel Draw, der den vertikale akse er dyp i henholdsvis centimeter og meter. Figurer som viser kart er laget i ArcMap.

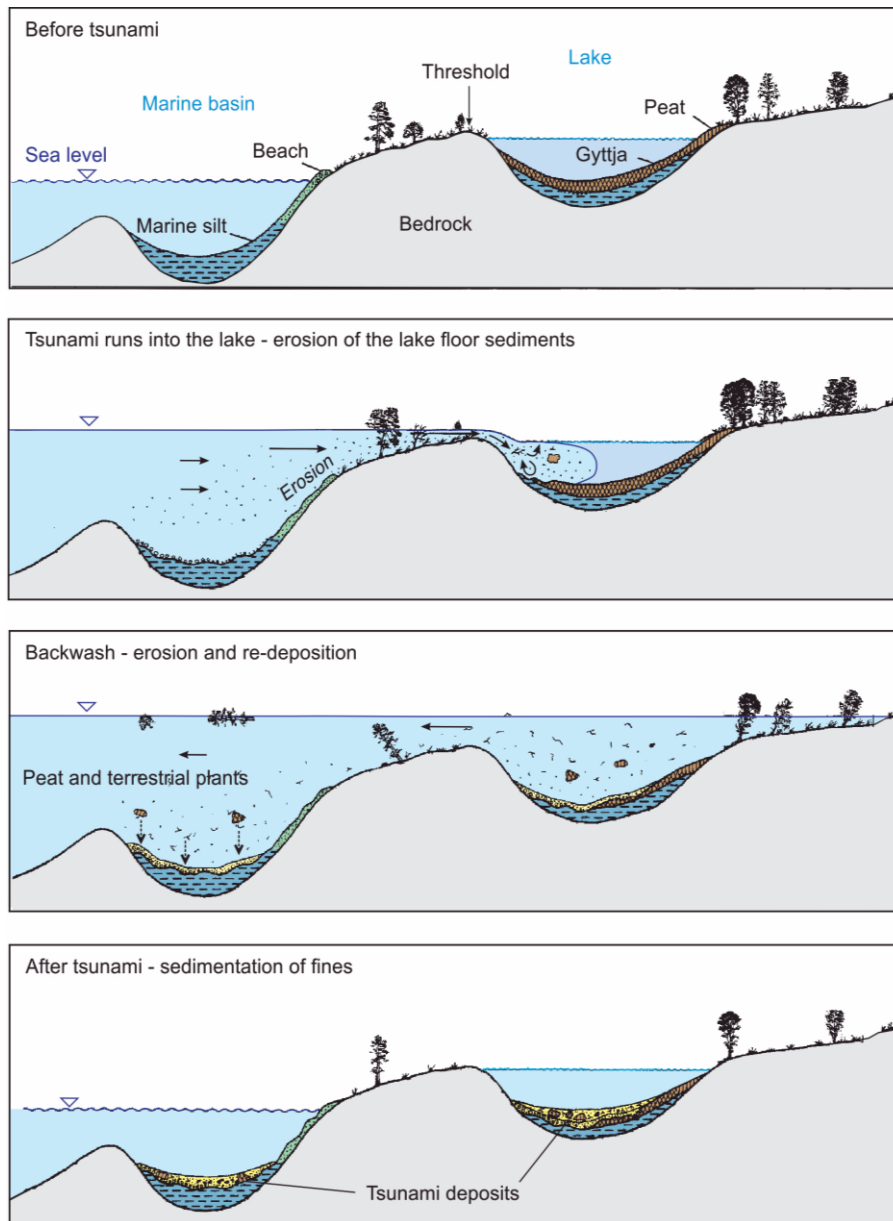
2.1 Modellen for tsunamisedimentasjon i innsjøbassenger

Figur 2 viser en generalisert modell for tsunamiopp skyling i marine basseng og innsjøbasseng nær kysten (Bondevik et al., 1997b). Modellen består av fire hovedtrinn og viser forholdene før, under og etter tsunamien.

Før tsunamien skyller inn er det normal sedimentasjon i innsjøbassenget med gytje som akkumulerer på bunn og torv som vokser langs kanten. I det marine bassenget er det marin silt, og på stranden er det sand og grus. Når tsunamien kommer innover land eroderes strandlinjen, og bølgen skyller videre over terskelen til den kystnære innsjøen. Organisk materiale fra land, som torv, pinner og planter, eroderes og skylles inn i innsjøen sammen med skjell og marine sedimenter. Bølgen skaper turbulens og erosjon på lesiden av terskelen, og fører til at innsjøavsetninger blir suspendert samtidig som det avsettes sand. Innsjøsedimentene kan også rives opp som hele klaster.

Under oppskyllingen rekker noe av det lettere materialet, som organiske partikler og silt i suspensjon, å bli avsatt før bølgen skyller tilbake. Under tilbakestrømming av tsunamibølgen («backwash») blir løsmassene erodert og resedimentert på nytt. Tilbakestrømmingen tar med seg en del av materialet fra bassenget til sjøen.

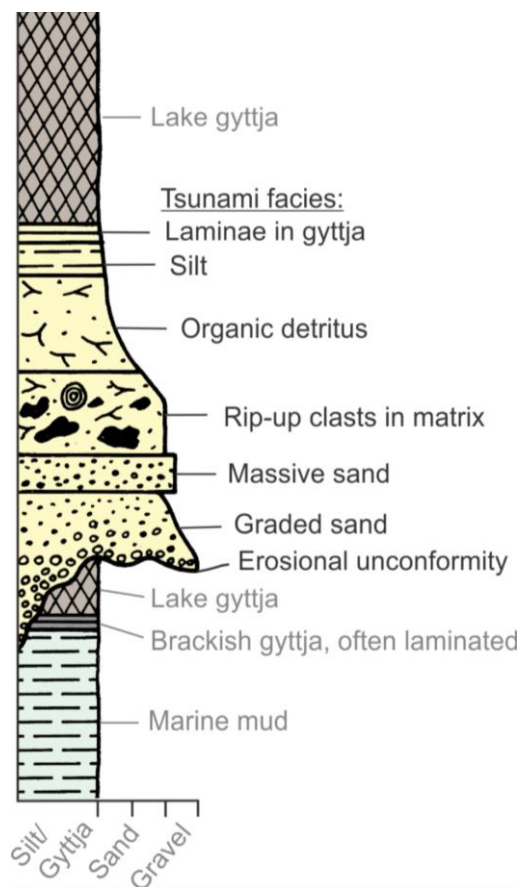
Etter at tsunamien har trukket seg tilbake blir suspendert fint materiale som gytje, silt og finsand avsatt i bassenget. Basseng nær havnivået kan bli påvirket av påfølgende bølger slik at prosessen blir repetert flere ganger. De påfølgende bølgene har ofte ikke like stor energi, noe som fører til at tsunamiavsetningene som helhet har en oppoverfining. Noen tsunamiavsetninger avsluttes med svarte lamina som skyldes at saltvann blir liggende på bunn av innsjøen en periode etter tsunamien og fører til anoksiske bunnforhold (Anderson et al., 1985).



Figur 2. Sedimentologisk modell som viser hvordan en tsunami eroderer og avsetter materiale i marine basseng og innsjøbasseng. Modellen er basert på analyse av avsetninger fra storeggatsunamien på Vestlandet (Bondevik et al., 1997b). Denne figuren er en kopi fra Fig. 7 i Bondevik (submitted).

I figuren under (**Figur 3**) vises en idealisert faciessekvens for tsunamiavsetninger i kystnære innsjøer. Totalt seks ulike tsunamifacies er beskrevet. Gradert sand (facies 4), massiv sand (facies 5), opprevne klaster/organisk konglomerat (facies 6), organisk detritus (facies 7), silt (facies 8) og mørke lamina (facies 9) (Bondevik et al., 1997b). Hvordan tsunamifacies opptrer er svært varierende og vil være avhengig av faktorer som høyde over havet på oppskyllingstidspunktet, størrelse på tsunamien og hva slags materiale som er tilgjengelig for erosjon.

Dersom innsjøene vi undersøker i denne oppgaven har spor etter tsunamioppkylling forventer vi å observere en hiatus etterfulgt av en eller flere av lagene i faciesmodellen. Begge innsjøene vi undersøker i denne oppgaven ligger under marin grense, som betyr at vi forventer å finne marin leire og silt i bunn, etterfulgt av en isolasjonskontakt i overgangen til lakustrine forhold. Etter at bassengene ble helt isolert forventer vi gytje. Litletjørna ligger slik til at det skal ha blitt marint under tapestransgresjonen (**Figur 7**). Dette betyr at vi vil finne marine avsetninger etter at det ble lakustrint første gang, etterfulgt av ny isolasjon og lakustrine forhold.



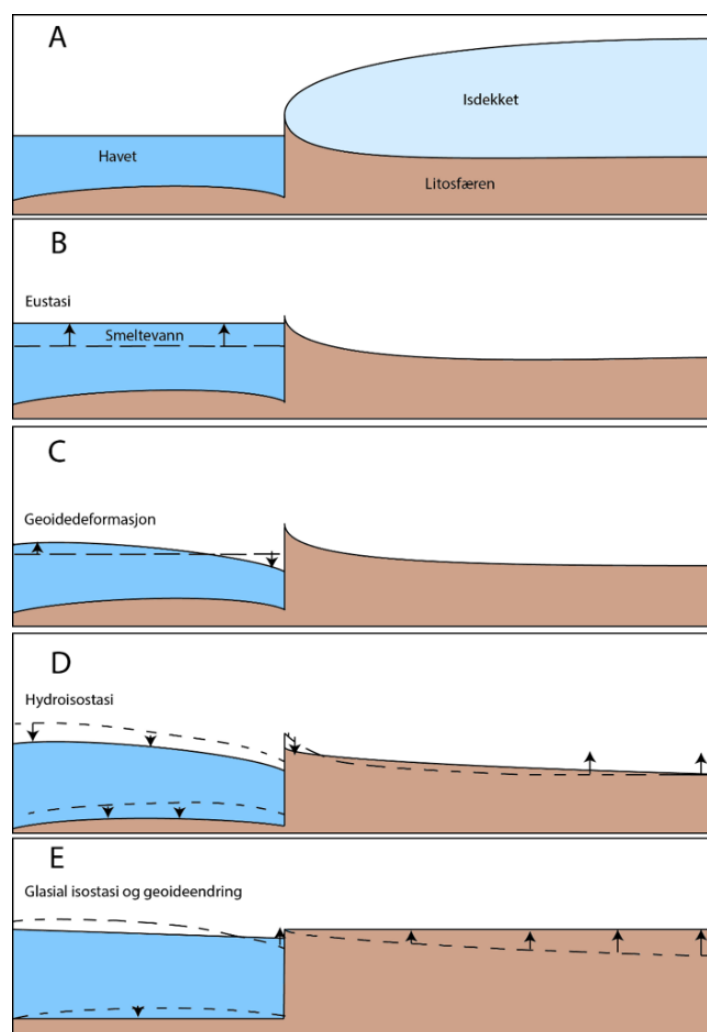
Figur 3. Ideell faciessekvens til tsunamiavsetninger i kystnære innsjøer. Over- og underliggende sedimenter er også vist. Dersom gradert og massiv sand finnes i samme tsunamisekvens er de normalt adskilt av organiske avsetninger (Bondevik et al., 1997a). Figuren er en kopi av Fig. 8 i Bondevik (submitted).

2.2 Strandforskyvning

Relativt til land blir havnivået påvirket av flere faktorer. Dette omfatter eustatiske havnivåendringer, isostasi og endringer i geoiden (Mörner, 1976). Eustatiske variasjoner forekommer globalt sett som følge av endringer i den totale mengden vann i havet, eller havets

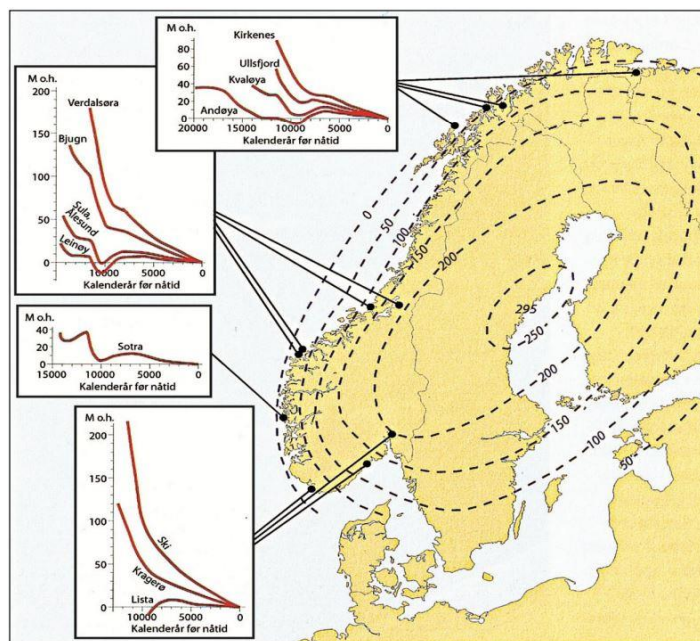
størrelse og form (Fjeldskaar, 1981). Faktorer som påvirker dette er tektoniske bevegelser, glasial eller interglasial aktivitet og endringer i geoiden.

Isostasi beskriver jordskorpens bevegelse i det vertikale plan. Prinsippet om isostasi kan gjerne forklares ved pålagring og avlasting av en isbre. Breen vil presse ned landmassene inntil isostatisk likevekt er oppnådd. Jordskorpen kan betraktes som en seig masse som vil påvirkes av en tyngdetilførsel. Prinsippet gjelder også i motsatt retning, der litosfæren vil heves dersom overliggende vekt fjernes. Isostasi vil altså foregå ved all type tilførsel eller frafall av masse. Glasial isostasi er det klassiske eksempel, men hydro-isostasi og sediment-isostasi er også typisk (Amantov et al., 2011).



Figur 4. Skisse som viser faktorer som påvirker havnivået som følge av isavsmelting. **A)** Litosfæren presses ned av isdekket og oppnår isostatisk likevekt. En annen effekt av den tunge isen er at det samtidig skjer en heving av skorpen utenfor iskanten («forebulge»-området); **B)** glasial-eustatisk stigning som følge av smeltevann; **C)** geoid-eustatisk endring på grunn av frafall av gravitasjon fra isbreen; **D)** den nye vekten av **B)** og **C)** fører til hydro-isostasi; **E)** Her blir kontinentet hevet ved isostasi fordi isen er smeltet vekk, og det skjer en forandring i geoiden fordi landet nå er hevet over havet og «trekker på» havet (geoideendring). Figuren er fra Fjeldskaar (1981), og er modifisert og fargelagt av Ingrid Stenquist Johnsen, UiB (Johnsen, 2017).

Havnivåendring langs vestkysten av Norge kan vi betrakte som en ettervirkning av isavsmelting. I perioden holocen, fra slutten av siste istid for om lag 11 700 kal. år BP og frem til i dag, har landet steget som følge av isostatisk undertrykk og tørrlagt områder som tidligere var oversvømt av havet (Svendsen and Mangerud, 1987). Graden av landhevning har variert geografisk, og gjenspeiler isskjoldets form og størrelse (**Figur 5**).

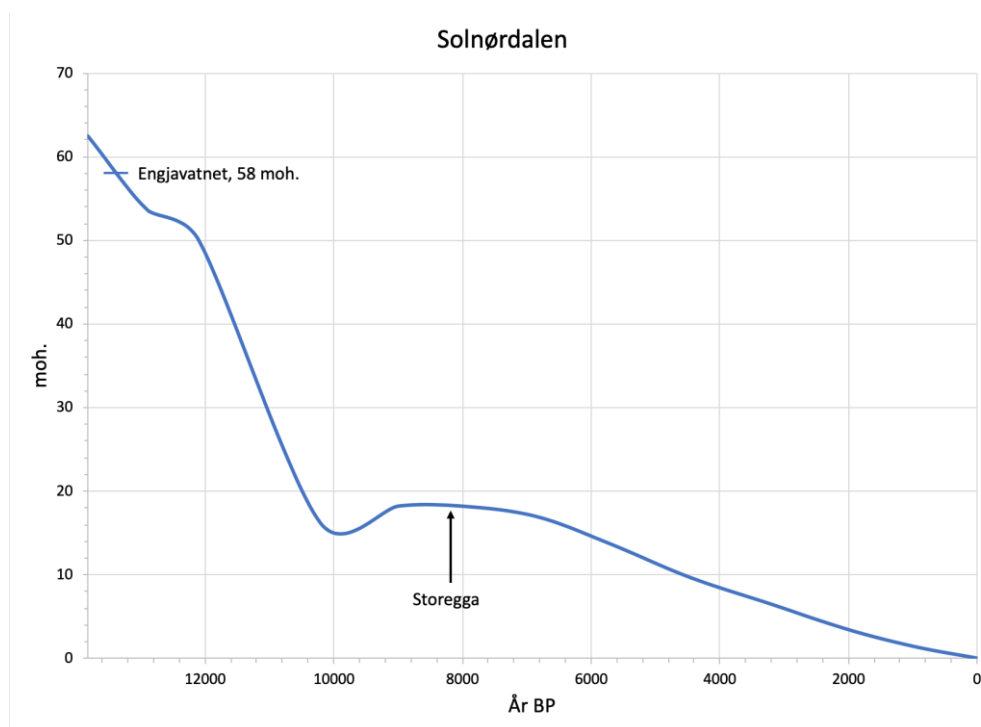


Figur 5. De stiplede linjene viser marin grense i Fennoskandia, med det høyest registrerte nivået på 295 moh. ved Bottenviken i Sverige. Illustrasjonen viser også strandforyskyvningskurver for utvalgte steder langs norskekysten. I flere av strandforyskyvningskurvene fra kysten ser vi også effekten av tapestransgresjonen, med havnivåstigning fra omtrent 10 000 kal. år BP (Høgaas et al., 2012). Høgaas har modifisert figuren etter Vorren og Mangerud (2006).

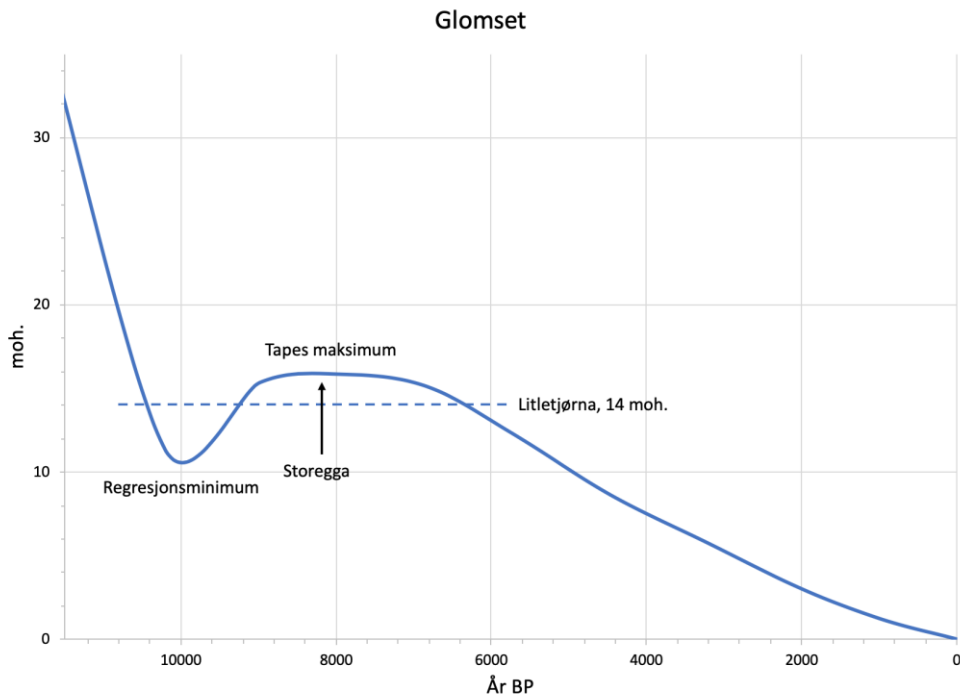
2.2.1 Sjøholt og Glomset

Strandforyskyvningen ved Solnørdalen og Glomset i **Figur 6** og **Figur 7** er basert på empiriske data i Svendsen og Mangerud sitt strandlinjediagram (1987). Korrekt YD-isobase for Engjvatnet og Litletjørna er funnet ved å plassere vannene i riktig avstand på x-aksen i strandlinjediagrammet. Vi beregnet at Engjvatnet ligger omtrent 54 km, og Litletjørna 50 km fra startpunktet på strandlinjediagrammet. Ut fra diagrammet ble Engjvatnet isolert fra havet om lag 13 400 kal. år BP, Litletjørna isolert 10 500 kal. år BP og transgredert 9200 kal. år BP, og endelig isolert fra 6400 kal. år BP. Vi brukte regnearket til David N. Simpson (SeaLevelCurvesSunm-STrond_v2_kalib.xls) til å tegne strandforyskyvningskurvene (**Figur 6**, **Figur 7**).

Tapestransgresjonen foregikk fra omkring 10 000 kal. år BP til omkring 7000 kal. år BP (Svendsen and Mangerud, 1987). Dette skjedde som følge av fortsatt stor isavsmelting samtidig som landhevingen hadde avtatt. Etter **Figur 7** skal Litletjørna på ny ha fått kontakt med havet under Tapestransgresjonen. Her vil en uforstyrret sedimentær sekvens typisk vise marine sedimenter over lakustrin gytje avsatt ved regresjonsminimum. I resultatene fra Litletjørna ser vi imidlertid at storeggatsunamien har erodert vekk denne lakustrine gytja i alle borepunkter bortsett fra L1. Engjvatnet derimot, lå altfor høyt til å bli påvirket av transgresjonen, så her forventer vi kun lakustrine avsetninger etter den første og eneste isolasjonen (**Figur 6**).



Figur 6. Strandforyskyvningskurve for Engjvatnet, Solnørdalen. Ifølge kurven ble Engjvatnet isolert 13400 kal. år BP.



Figur 7. Litletjørna, Glomset. Ved Litletjørna ser vi tydelig hvordan tapestransgresjonen på nytt knyttet Litletjørna til havet i tidsrommet 9200 – 6400 kal. år BP, før isostatisk landheving deretter isolerte bassenget.

2.3 Fjellskred som kan ha utløst tsunamier i Storfjorden

I avsetningene i Storfjorden er det kartlagt 108 fjellskred ved hjelp av seismikk og batymetri (Longva et al., 2009), og det er sannsynlig at noen av disse har generert tsunamier. 25 av skredene skjedde under isavsmeltingen og utgjør 522 millioner m³ av totalt 587 millioner m³, noe som tilsvarer 89% av alt skredmateriale som er kartlagt. I løpet av de første tusen årene av holocen, 11 700-10 700 kal. år BP, gikk det skred som inneholdt omtrent halvparten av skredvolumet for hele holocen. Skredet i Tafjord i 1934 som skapte en tsunami og drepte 44 mennesker var på 3 millioner m³, men kun seks fjellskred større enn dette har skjedd i holocen (**Figur 1**). Disse skredene var altså trolig store nok til å kunne skape tsunamier.

Årsakene til at skredaktiviteten var stor under isavsmeltingen og tidlig i holocen mener Longva et al. (2009) kan være relatert til frostsprengning, smelting av permafrost, eksfoliasjon og jordskjelv på grunn av rask landheving. Ifølge Longva et al. (2009) har det største kartlagte skredet (180 mill. m³) sannsynligvis rast ned på breen under isavsmeltingen, men flere skred har trolig truffet isfri fjord i allerød og yngre dryas, blant annet et skred på 150 mill. m³. En kan dermed anta at noen av disse fjellskredene har utløst tsunami som har skylt opp i basseng nær fjorden.

2.4 Storeggatsunamien

Det er funnet tsunamiavsetninger langs store deler av norskekysten, fra Bømlo til Nordkapp (Bondevik et al., 2005a). I Skottland, på Shetlandsøyene og på Færøyene er det funnet avsetninger som indikerer at tsunamibølgen nådde en høyde som varierte fra 5 til 20 meter (Bondevik et al., 2005a). Tsunamien skyldtes et enormt, undersjøisk skred som skjedde rundt 8150 kal. år BP på kontinentalranden, ca. 100 km. utenfor Mørgekysten. Bassengstudier fra Sula rett sør for Ålesund, omtrent 20-30 km fra lokalitetene Engjvatnet og Litletjørna, viser en oppskyllingshøyde på minst 10-12 meter (Bondevik et al., 1997a). Da Storeggaskredet skjedde lå Engjvatnet på omtrent 40 moh. mens Litletjørna lå noen meter under havnivået. Dersom det finnes avsetninger fra storeggatsunamien i Engjvatnet indikerer det altså en oppskylling på over 40 meter.

3 Metode

3.1 Feltarbeidet

Vi undersøkte stratigrafien i bassengene i to perioder, Engjvatnet fra flåte mellom 28. september-4. oktober og fra isoverflaten 11.-13. februar, og Litletjørna fra 13.-14. februar. Under det første feltarbeidet var det mye nedbør og temperaturer rett over 0 grader med kun to oppholdsdager. Dette førte til høy vannstand i Engjvatnet. Vi hadde stort sett oppholdsvær og varmere temperaturer under feltarbeidet i februar. Til prøvetakingen benyttet vi russerbor og borepunktene ble markert med GPS. Alle prøvene ble fotografert og beskrevet fortløpende på flåtedekket eller på en pall på isen. Vandtypet på hvert borepunkt ble målt med målebånd. I alt tok vi ni russerborkjerner (100 mm diameter) fra Engjvatnet for videre laboratoriearbeid (**Tabell 1**). Fire kjerner ble tatt med fra Litletjørna for videre undersøkelser av Stein Bondevik (**Figur 10**).

Russerboret som brukes i prøvetakingen presses ned i torv/innsjøavsetninger med håndkraft. Avhengig av ønsket dybde for prøvetaking skrues et antall 1-meters rør fast til russerboret. Selve prøvetakeren er en halv sylinder med et spjeld som er lukket mens boret presses nedover. Når ønsket dybde er nådd skrues rørene og dermed prøvetakeren 180° ved hjelp av en fastnøkkel. På denne måten skjæres en prøve inn i sylindere som beskyttes av spjeldet når prøvetakeren er lukket. Prøven jekkes eller dras opp til overflaten (**Figur 9**). Vi benyttet én meter lange russerbor med 58- og 100 mm diameter. Fordelen med russerbor er at den ikke komprimerer eller forskyver avsetningene vertikalt, noe en stempelprøvetaker vil kunne gjøre. Russerbor gir derfor et representativt bilde av lagrekken og avsetningsforholdene.

Flåten vi brukte under feltarbeidet bestod av et tregulv i fire deler som vi festet til seks pongtonger med jekkestropper. Til å manøvrere flåten brukte vi padleårer og tau festet til land (**Figur 8**). Tre punkter til land forankret flåten slik at den lå stabilt under boringene.

Tabell 1. Oversikt over 100 mm kjerneprøver

Basseng	Borepunkt	Kjernenavn	Dyp (cm)	Vanndyp (cm)	GPS (UTM)
Engjvatnet	5	Prøve 1 (F1)	700-800	100	384973 6931601
Engjvatnet	5	Prøve 2 (F1)	633-733	100	384973 6931601
Engjvatnet	5	Prøve 3 (F1)	550-650	100	384973 6931601
Engjvatnet	5	Prøve 4 (F1)	470-570	100	384973 6931601
Engjvatnet	11	Prøve 5 (F2)	760-860	50	384827 6931569
Engjvatnet	11	Prøve 6 (F2)	850-950	50	384827 6931569
Engjvatnet	11	Prøve 7 (F2)	670-770	50	384827 6931569
Engjvatnet	11	Prøve 8 (F2)	670-770	50	384827 6931569
Engjvatnet	12	Prøve 9 (F3)	900-1000	450	384895 6931566
Litletjørna	1	Prøve 1 (FL1)	680-780	220	375829 6928715
Litletjørna	1	Prøve 2 (FL2)	575-675	220	375827 6928715
Litletjørna	1	Prøve 3 (FL3)	650-750	220	375831 6928715
Litletjørna	1	Prøve 4 (FL4)	700-800	220	375823 6928720



Figur 8. Manøvrering av flåten ved hjelp av tau festet til land. Å montere og manøvrere flåten kan til tider være en møysommelig og strabasiøs affære, og godt vær er å foretrekke. (Foto: Stein Bondevik)



Figur 9. Oppjekking av russerboret. Å bore fra isen er enklere og mer stabilt enn fra flåte. De beste forholdene er trygg is, varmegrader i lufta på dagtid og ikke for mye overvann. Isen var ca. 35 cm tykk og vi hadde plussgrader under hele feltarbeidet. (Foto: Stein Bondevik)



Figur 10. Fra Litletjørna. Her pakkes en prøve fra 100 mm russerbor i plastfolie og puttes i et kløvd plastrør med endelukk. (Foto: Stein Bondevik)

3.2 Laboratoriearbeid

3.2.1 Beskrivelse av prøvene

På laboratoriet gjorde vi en nøyere beskrivelse av de fire kjerneprøvene vi tok med fra Engjvatnet. Vi tegnet inn strukturer, kornstørrelse, farge og teksturen til materialet i en kjernelogg med 5 mm ruter. Spatel, kniv, skyllekopp og et referanseverktøy for sammenlikning av kornstørrelser ble brukt til dette arbeidet. God belysning av prøvene og beskrivelsen fra feltloggen bidro til å øke nøyaktigheten i kjerneloggen og minimere risikoen for feiltolkning.

3.2.2 Glødetap

Glødetap er en enkel analyse for å bestemme hvor mye organisk materiale en prøve inneholder. Dette beregnes ved å veie prøven før og etter brenning. Et stort vekttap indikerer altså et høyt innhold av organisk materiale.

Fra Engjvatnet målte vi glødetapet til 77 prøver fordelt på de fire kjernene. Smeltingene ble innledningsvis vasket, brent i 2 timer på 550 °C og kjølt ned i eksikator, før de ble veid. Deretter ble prøvene lagt i diglene og tørket i varmeskap i rundt 48 timer på 105 °C. Etter tørking ble de lagt i eksikator (**Figur 11**), fraktet til vekten og veid. Til slutt brant vi de tørre prøvene i 3 timer på 550 °C. Etter avkjøling i eksikator ble de brente diglene med prøve veid på nytt og glødetapet beregnet.



Figur 11. Bildet viser brente digler som avkjøles i en eksikator. Eksikatoren sørger for at prøvene avkjøles lufttett, slik at de ikke tilføres fuktighet. (Foto: Sondre Svevad)

3.2.2 ^{14}C -datering

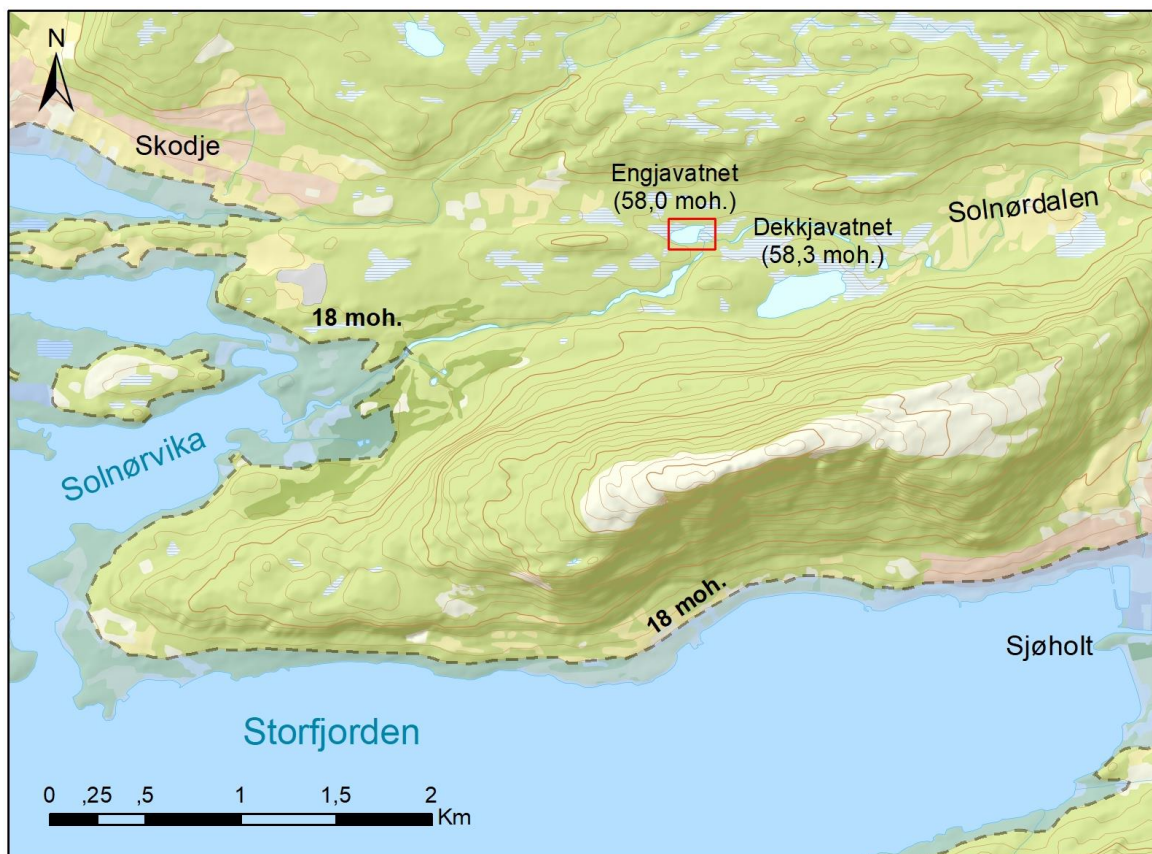
Fire prøver fra Engjvatnet ble datert ved Beta Analytics' laboratorium i Florida. Stein Bondevik tok ut materiale, våtsiktet det på 1 mm og 0.250 mm sikt og plukket ut terrestriske plantefragmenter som egnet seg for datering. Fragmentene ble nøye vasket for sedimenter, identifisert, tørket på 40°C, sjekket på nytt under lupe for hår og støv, veid og lagt i aluminiumsfolie og prøveposer, og sendt med posten til Beta. En av prøvene var ikke plantefragmenter, men en klump med gytje. Denne ble løst opp på laben i Florida og den delen som løste seg i lut, ble datert.

4 Resultater

4.1 Engjavatnet

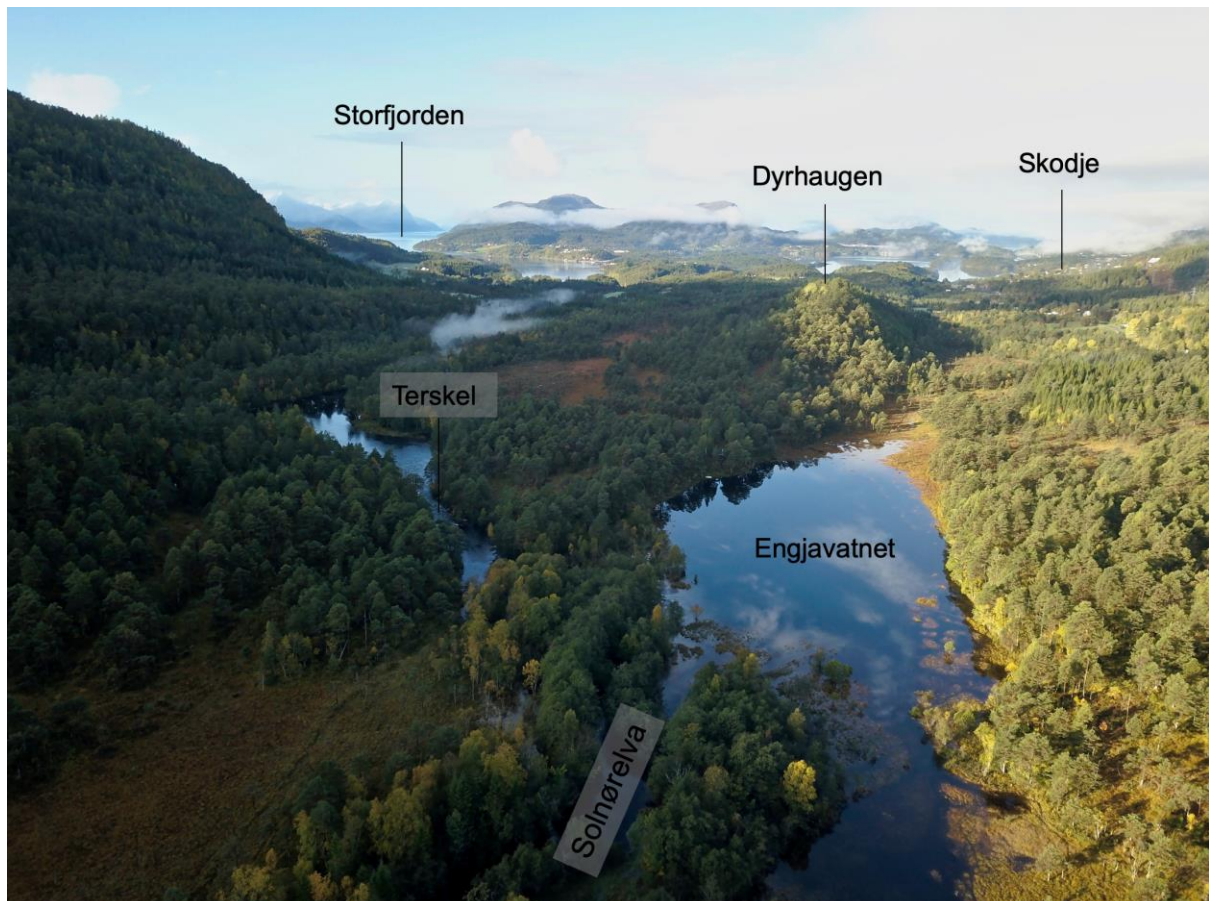
4.1.1 Områdebeskrivelse

Engjavatnet ligger 58 moh. (**Figur 12**) og er i dag i ferd med å bli fullstendig avsnørt fra Solnørelva (**Figur 13** og **Figur 14**). Vannet er 250 m langt og 100 m bredt (Hoydedata.no). Vanddybden er på det meste om lag 4,5 m. Inn- og utoset ligger på omtrent samme sted så det meste av dreneringen i elva går ikke gjennom vannet, men rett forbi (**Figur 14**). En liten myrkanal i forlengelsen av innsjøen nordøst for innløpet vitner om at innsjøen er blitt avsnørt og fylt med sedimenter fra innoset. I profil A (**Figur 15**) sees dette ved at de holocene gytjeavsetningene er tykke i denne enden av bassenget. I myrkanalen fant vi også tykke sand og grusavsetninger i gytja som kan tyde på elveavsetninger fra et eldre innos. Avsetningene og avsnørningen viser at innsjøen har vært betydelig større enn den er i dag, og at innoset har flyttet seg etter hvert som innsjøen har blitt fylt med sedimenter.

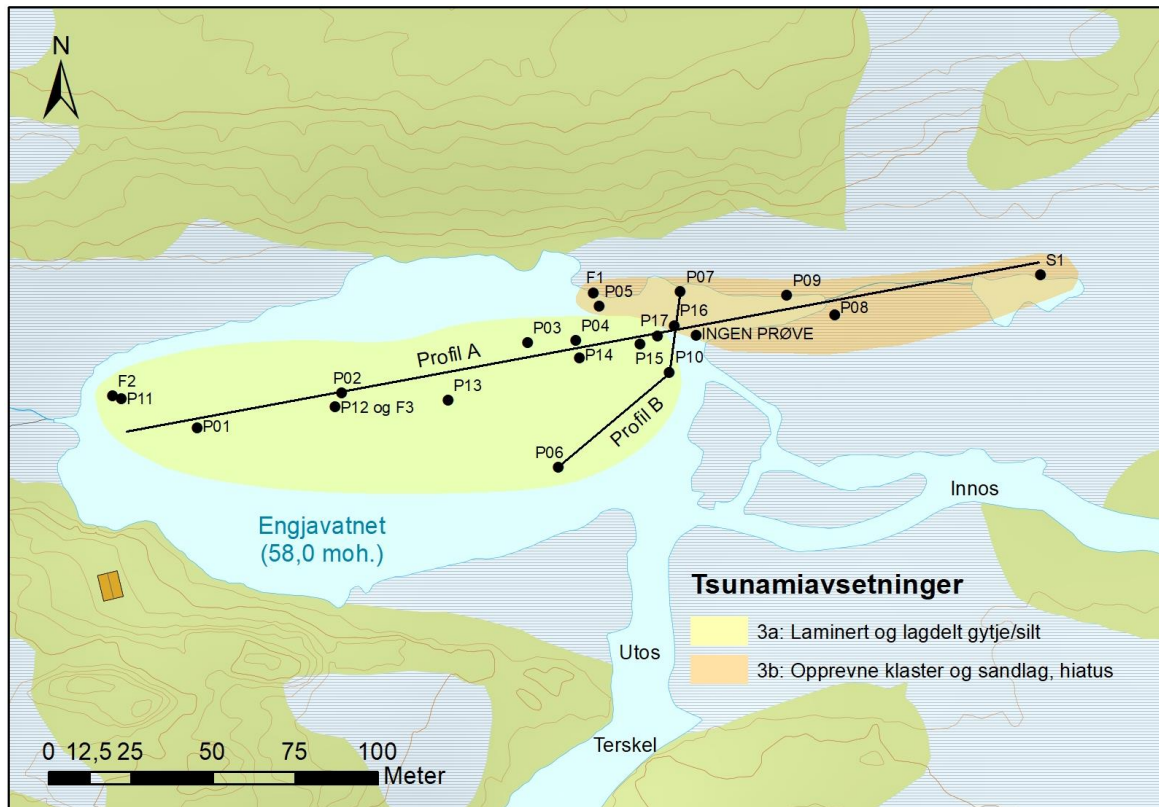


Figur 12. Solnørdalen og Storfjorden. Detaljkart av Engjavatnet (**Figur 14**) følger rød avgrensing. 18 moh. indikerer havnivået da storeggatsunamien inntraff litt over 8000 kal. år BP.

Engjvatnet ligger i en forsenkning midt i dalen, er skjermet mellom dalsidene og en åsrygg til fjorden i vest. Terskelen er synlig fjell i elveutløpet, men ble ikke nærmere undersøkt av oss. Sett fra fjorden skjermer åsryggen (Dyrhaugen) store deler av vannet. Om en tsunamibølge skulle følge elveløpet og nå Engjvatnet vil trolig bølgeenergien være høyere ved innoset, og følgelig erodere mer i østre del enn i vestre del av bassenget (**Figur 14**).



Figur 13. Dronebilde av Engjvatnet fra øst mot vest (01.10.18). Det var mye nedbør i dagene før bildet ble tatt, det sees av den høye vannstanden og de oversvømte myrpartiene. (Foto: Sondre Svevad)

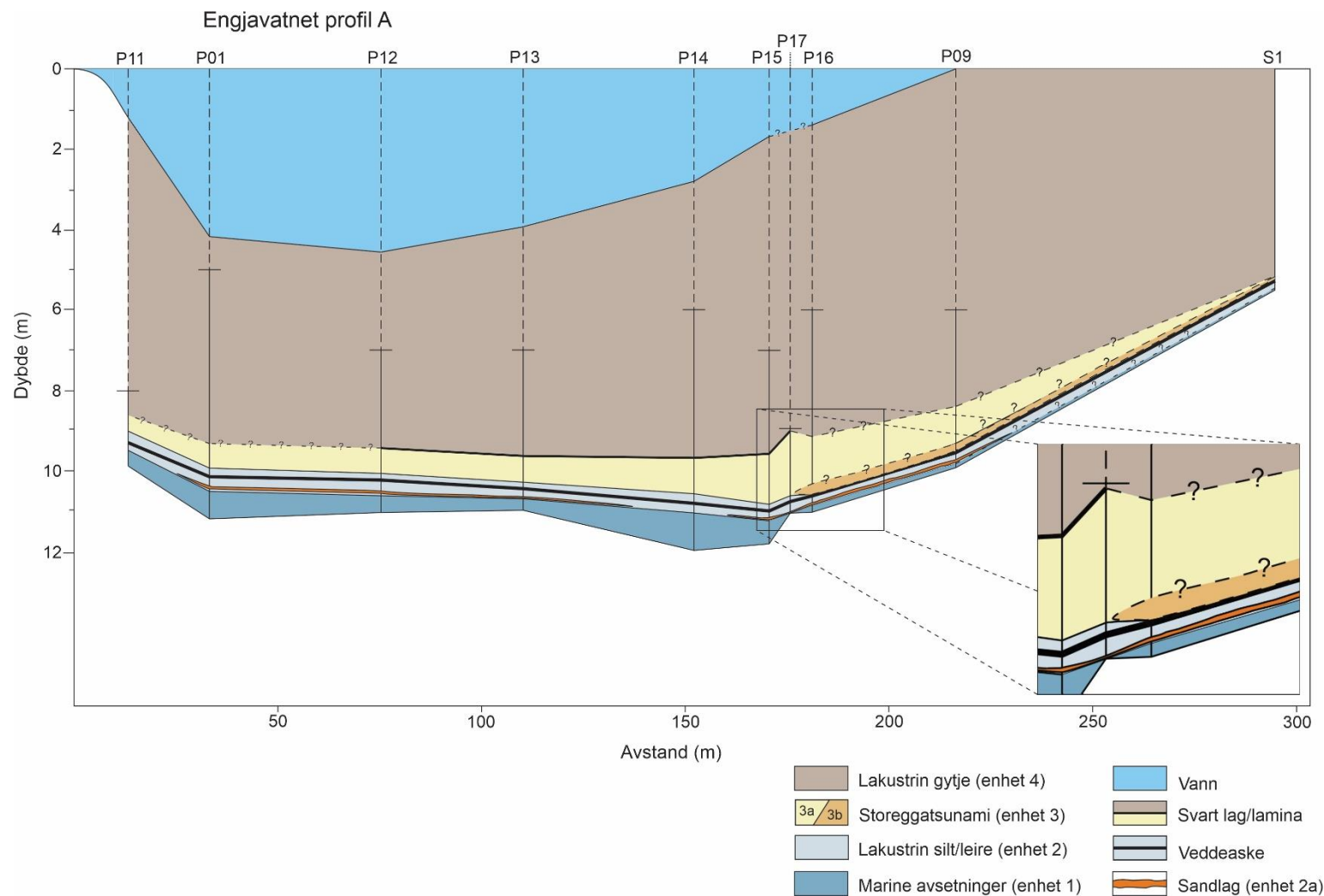


Figur 14. Engjvatnet i Solnørtdalen. Kartutsnittet har profillinjer og borepunktene P01 til P17 undersøkt med 58 mm russerbor. F1 til F3 er prøver tatt med 100 mm russerbor (**Tabell 1**). Punkt S1 øst for vannet ble undersøkt av Stein Bondevik og Oddvar Longva i forkant av arbeidet med denne oppgaven. Tsunamiavsetningene er inndelt i to ulike facies, 3a og 3b.

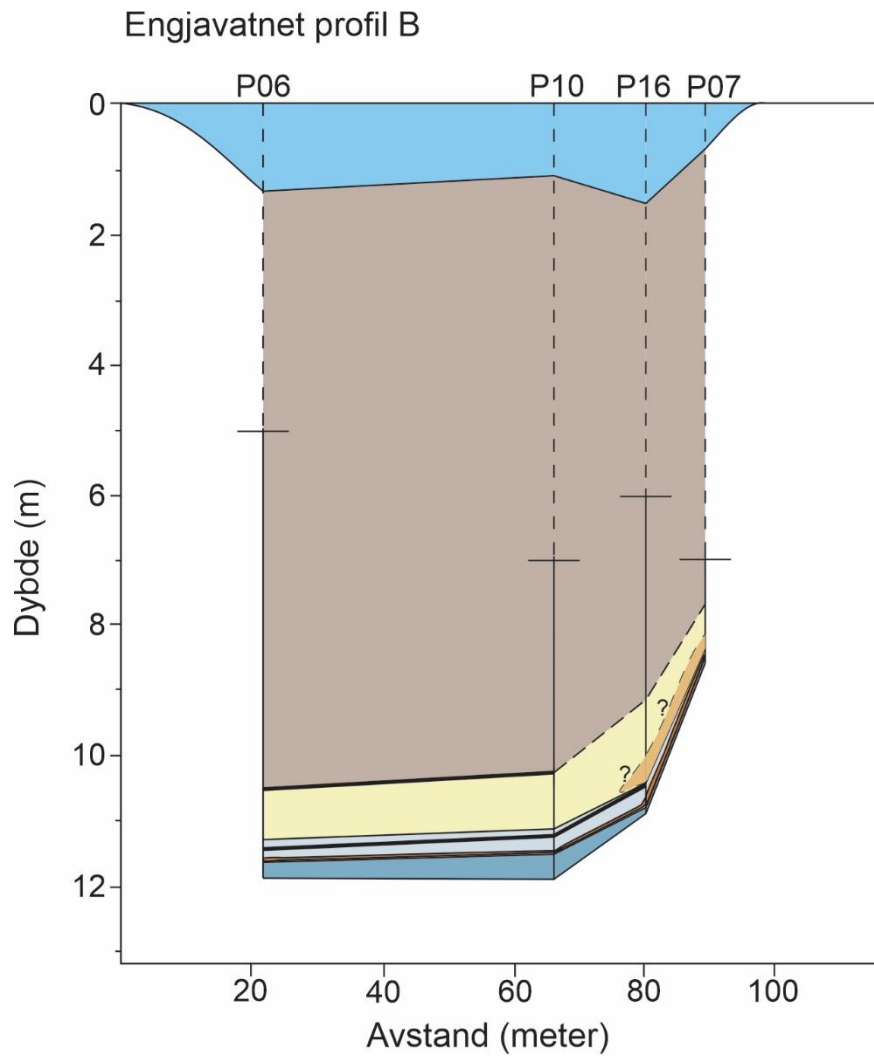
4.1.2 Avsetningene

Avsetningene er delt inn i fire enheter på bakgrunn av litologien (**Figur 15**). Nederst finner vi marine avsetninger (enhet 1) og over finner vi lakustrin silt med veddeaske (enhet 2). Enhet 3 skiller seg ut fra de andre avsetningene og tolkes som tsunamiavsetninger. Enhet 4 består av lakustrin gyttje. Enhetene vises i kjerneloggene av 100 mm-prøvene fra borepunkt P05 (**Figur 17**) og P11 (**Figur 18**) som vi analyserte i laboratorium. Loggene viser at avsetningene varierer mye mellom sentrale deler av bassenget, representert av borepunkt P11, og bassengkanten øst i vannet, representert av borepunkt P05.

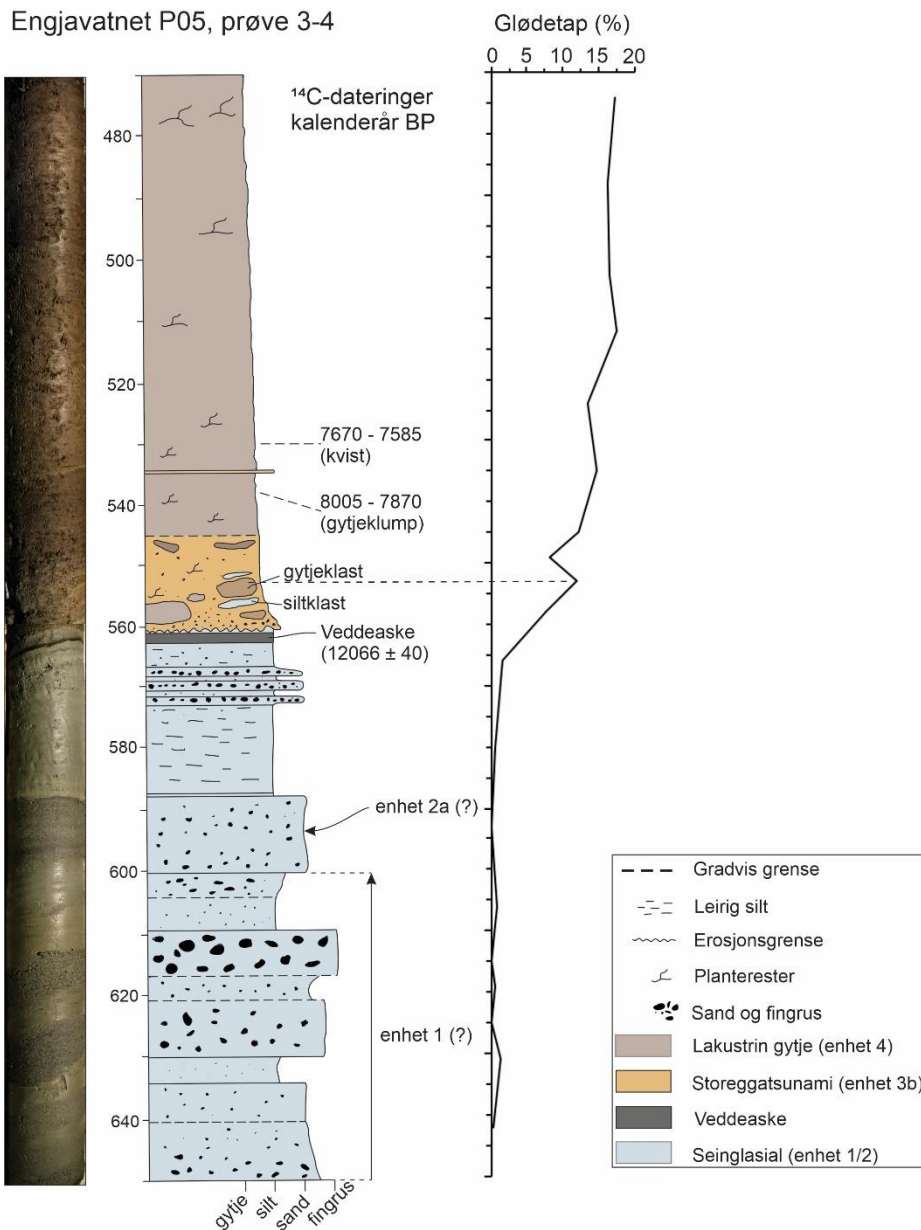
På bakgrunn av strukturene i enhet 3 har vi delt inn enheten i to underenheter, 3a og 3b (se **Figur 14**). 3a inkluderer avsetningene som viser en laminert gyttje- og siltstruktur der grensene for tsunamien er uklare (se **Figur 21**). 3b omfatter en mye mer kaotisk struktur der vi finner opprevne klaster, grove sandlag og resedimentert veddeaske og silt over en skarp nedre erosjonsgrense. **Figur 25**, **Figur 26** og **Figur 27** er eksempler på disse strukturene.



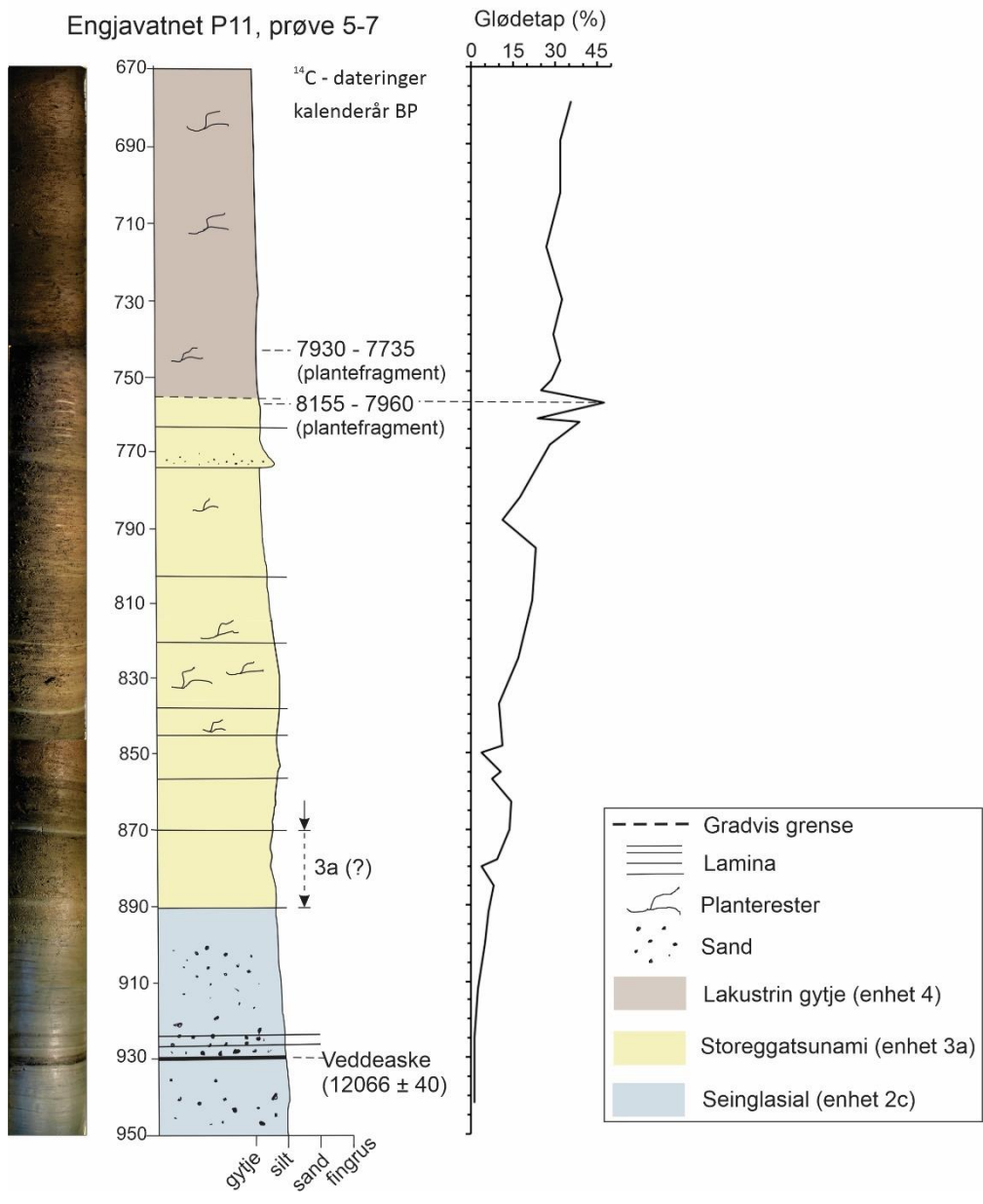
Figur 15. Nederst i profil A ligger marine avsetninger (enhet 1) og over ligger lakustrin silt (enhet 2) med et sandlag (enhet 2a) under veddeasken. Sandlaget kan følges gjennom store deler av bassenget, men ble ikke funnet i borepunkt P11 og P14. Over veddeasken ligger tykke tsunamiavsetninger (enhet 3) der grensene noen steder er vanskelig å definere. Erosjonen har vært kraftigst mellom P16 og P09. Denne delen av bassenget er ikke skjermet fra utoset, den mest sannsynlige ankomstreningen for tsunamibølgen. Øverst i stratigrafien finner vi 4-6 meter med brun, lakustrin gytje (enhet 4).



Figur 16. Profil B antyder at erosjonen har vært størst i kanten av bassenget, med mindre erosjon der bassenget er dypest. Det seinglasiale sandlaget (enhet 2a) under veddeasken kan følges gjennom profilet, men er bare 3-4 cm tykt i P06 og 1-2 cm i P10. Se tegnforklaring i Figur 15.



Figur 17. Kjernelogg for P05 som viser litologi, dateringer og glødetap. Loggen viser en hiatus der storeggatsunamien har erodert nesten helt ned på Veddeasken. Sandlaget på 588-601 med et suspensjonsavsatt lyst siltlamina på toppen ligner mest på enhet 2a som vi kan følge gjennom bassenget i de fleste borepunktene, og ligger omtrent der vi ville forventet å finne allerødytje, men den ser vi ikke her. Sandlagene under 609 cm har vi ikke sett i noen av de andre kjernene, men ligger stratigrafisk der vi har sett marine avsetninger (enhet 1).



Figur 18. Kjernelogg for P11 med litologi, dateringer og glødetap. Glødetapet er mer uregelmessig og varierende i tsunamiavsetningene (enhet 3a) sammenliknet med glødetapet i avsetningene over og under. Loggen viser at vi usikre på hvor undergrensen til enhet 3a går.

4.1.2.1 Enhet 1: Marine avsetninger

Nederst i bassenget finner vi mørk grå, plastisk silt og leire (**Figur 20**). Avsetningene er nokså homogene men med en svak laminasjon, og blir noe lysere nær toppen. Overgrensen til laget er skarp mot et sandlag eller gytjerik, olivenbrun silt. I borepunkt P14, der vi var dypest, kom vi igjennom 90 cm av denne enheten, men den er trolig tykkere (**Figur 16**) Gjennom hele enheten, unntatt nær toppen, finner vi skjellfragmenter med diameter fra 1 mm til flere centimeter. **Figur 19** viser et intakt skjell med hudlaget bevart (periostracum). I enheten finner vi også grusklaster opp til noen centimeter i diameter som vi tolker som droppstein. Enheten tolkes derfor til å være marine avsetninger.



Figur 19. Intakt skjell med brunt periostracum omgitt av flere små skjellfragmenter. Kjernen er fra borepunkt P14 på 1150 cm dyp. (Foto: Sondre Svevad)

4.1.2.2 Enhet 2: Seinglasiale lakustrine avsetninger med veddeaske

Over de marine avsetningene (enhet 1) finner vi tre ulike lag som vi beskriver som underenheter til enhet 2 (**Figur 20**). Lagene inneholder olivenbrun gytjig silt, sand og lys grå silt inkludert veddeaske. Veddeaskelaget var en viktig markør i kartleggingen og ble brukt til korrelering av kjernene. Hele enheten varierer noe i mektighet, fra 50 cm i østre deler av bassenget til 1 m i vest. Undergrensen er relativt skarp mot enhet 1. Mot tsunamiavsetningene,

enhet 3a, er grensen skarp mot et siltlag (**Figur 21**). Mot enhet 3b er overgrensen skarp mot en hiatus (**Figur 25**).

Enhet 2a: Sandlag

I borepunkt P05, P07, P09, P12, P13, P15, P16 og P17 finnes et sand-fingruslag i nedre del av enhet 2 (**Figur 20**). I de fleste borepunktene har laget en tykkelse fra 3 til 10 cm. Sandlaget er tykkest langs bassengkanten nordøst i bassenget og kornstørrelsen varierer fra finsand til fingrus. Vestover i bassenget er laget finere og består av sand, og mektigheten avtar til noen få cm. Unntaket er borepunkt P12 der laget er 9 cm tykt (**Figur 20**). Undergrensen til laget er skarp, og vest i bassenget ligger den ned på lakustrin gytjig silt (enhet 2b). Øst i bassenget har enheten erodert ned i marine avsetninger (enhet 1). Overgrensen er gradvis til et lyst, grått siltlag, trolig suspensjonsavsatt. Enhet 2a er tolket som et mulig tsunamilag, se diskusjon i kap. 5.1.1.

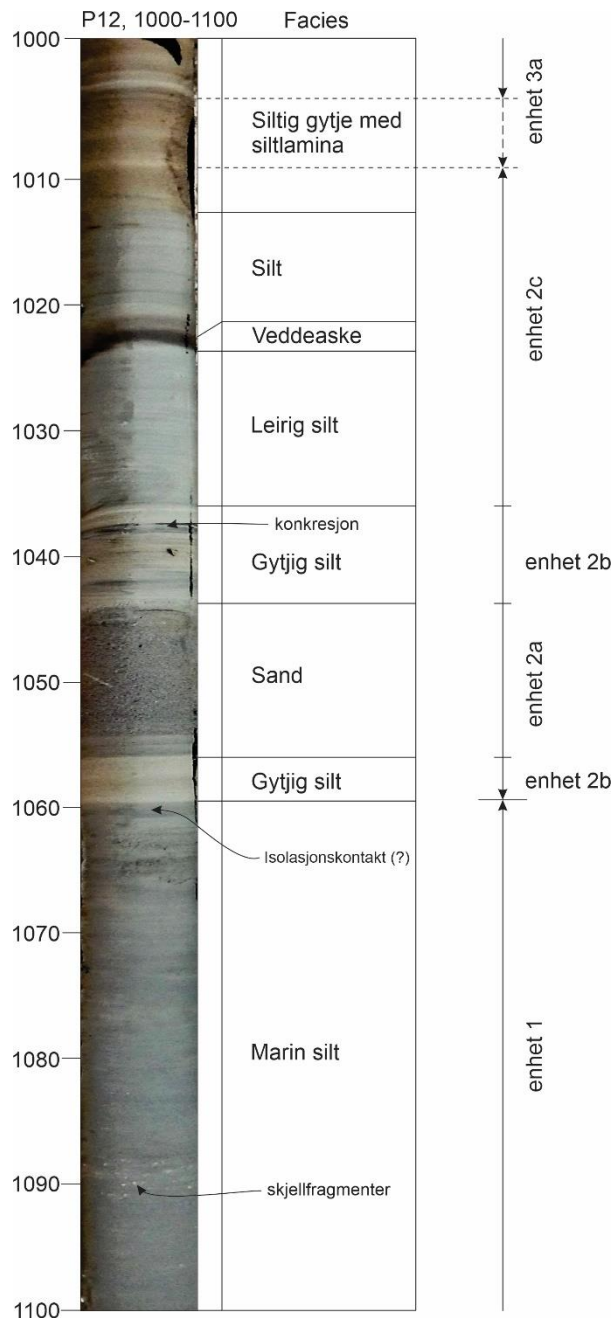
I borepunkt P05 finner vi fire massive sand- og fingruslag, det øverste tror vi er enhet 2a. Sandlagene under er nesten regelmessig adskilt med sandig silt imellom. Denne strukturen har vi ikke sett i noen av de andre kjernene, noe som gjør lagene vanskelige å tolke (**Figur 17**). I stratigrafien ligger de der vi ville forvente å finne marine avsetninger.

Enhet 2b: Olivenbrun gytjig silt

Over og under enhet 2a finner vi et olivenbrunt gytjig siltlag på mellom 3-10 cm med klart høyere gytjeinnhold enn i over- og underliggende avsetninger (**Figur 20**). Laget er laminert med og pinne- og planterester på opptil 5 mm. Grensene til laget er til dels gradvise og overgrensen går over til et lag med svært plastisk leirig silt. Med veddeasken som referanselag er trolig enhet 2b av allerødt alder og tolkes som lakustrin gytjig silt.

Enhet 2c: Lys grå, laminert, plastisk silt og veddeaske

Toppen av enhet 2 består av laminert plastisk silt. Nederst er siltlaget lyst grått og homogent med glødetap på under 2 % (**Figur 18**). Laget har en mektighet på 30 til 50 cm og på midten finner vi et ca. 2 cm tykt lag av vulkansk glass som tolkes til å være veddeaske (Mangerud et al., 1984). Mot toppen av enheten er silten laminert med brun siltig gytje og glødetapet øker til om lag 10%. Undergrensen til laget er ofte gradvis til enhet 2b. Overgrensen til laget er vanskelig å definere mot enhet 3a. Som vist i **Figur 21** har vi tolket overgrensen til et lyst grått siltlamina ved 878 cm eller et noe mer utydelig siltlag ved 895 cm. Mot enhet 3b er øvre del av den plastiske silten erodert vekk og overgrensen til enhet 2 erosiv. I P05 og P16 ligger erosjonsgrensen helt ned på veddeasken (**Figur 25, Figur 27**) og i borepunkt P07 er veddeasken erodert vekk (**Figur 26**).



Figur 20. Her sees P12 med hele enhet 2, marine avsetninger nederst (enhet 1) og tsunamifacies over (enhet 3a). I de andre kjernene i den vestre delen av bassenget finner vi også siltig gytje under sandlaget (enhet 2a), men ingen tydelig isolasjonskontakt. Figuren peker på konkresjoner av kjemisk utfelt pyritt og skjellfragmenter i de marine avsetningene i tillegg til der vi tror isolasjonskontakten ligger.

Tolkning av enhet 2

Kristiansen et al. (1988) beskrev lignende avsetninger i basseng på Sula og kalte enhetene Åse og Leirstad. Åse-enheten er av allerød alder og har høyere organisk innhold i forhold til avsetningene like over og under. Stratigrafien i Saudedalsmyra ligner stratigrafien i Engjvatnet, med et relativt tynt lag av Åse-enheten over marine avsetninger. I våre kjerner er

denne overgangen skarp og vi fant ikke noen velutviklet isolasjonskontakt. Isolasjonskontakten skulle vært synlig i form av distinkte røde, grønne eller brune lamina, slik som beskrevet i Sauledalsmyra (Kristiansen et al., 1988). Over Åse ligger Leirstad-enheten av yngre dryas alder, som er en leirig silt med svært lavt organisk innhold. Midt i enheten finner vi veddeasken. Vi tolker det olivenbrune gytjelaget (enhet 2b) i våre kjerner som Åse-enheten og den leirige silten (enhet 2c) over som Leirstad-enheten. Vi har valgt å beskrive disse enhetene samlet som seinglasiale lakustrine sedimenter. Sandlaget (enhet 2a) vi fant i allerødgytja er ikke beskrevet i Kristiansen et al. (1988) og det kan ikke utelukkes sandlaget skyldes en tsunami (se videre diskusjon i kap. 5.1.1).

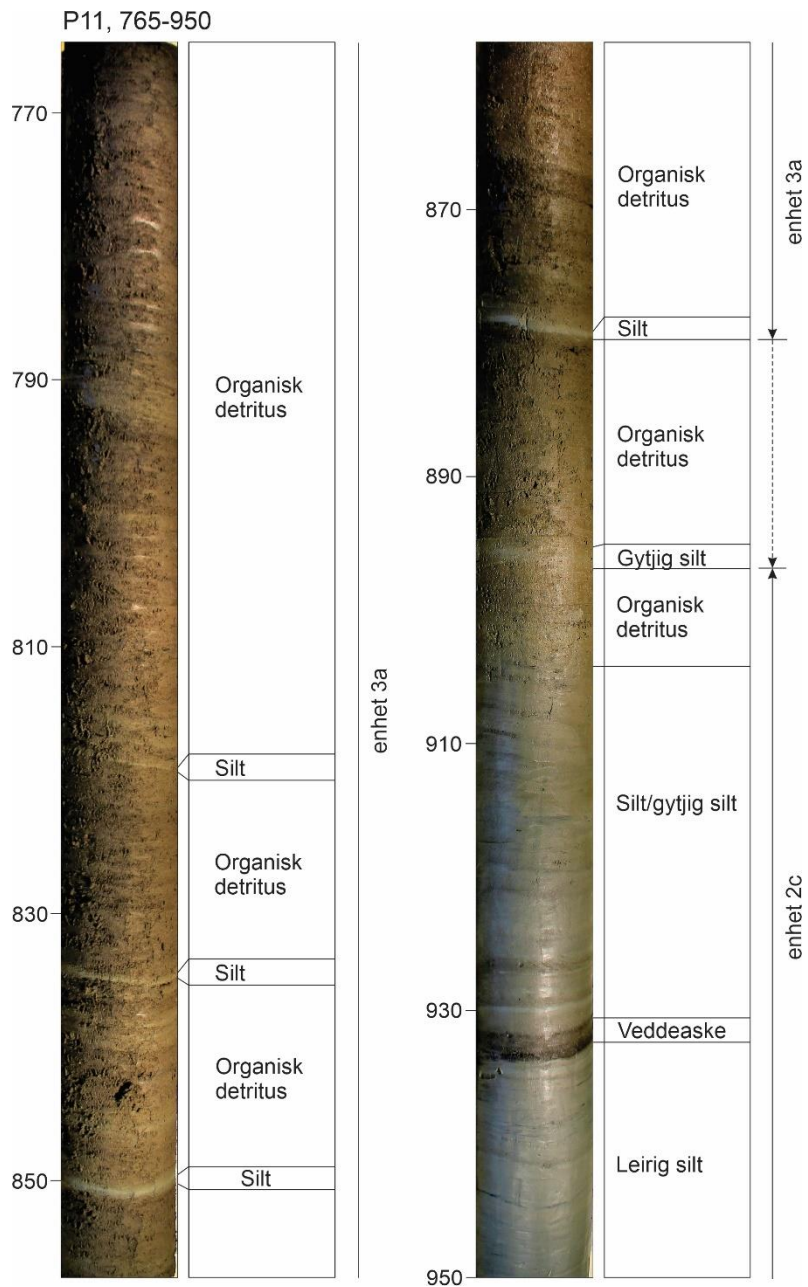
4.1.2.3 Enhet 3: Erosiv undergrense, sandlag, opprevne klaster og gytjerike avsetninger med lyse, distinkte siltlamina (storeggatsunami)

Denne enheten har vi delt i to underenheter, 3a og 3b, ut fra de sedimentære strukturene. I sentrale deler av bassenget (**Figur 14**) består enheten av vekslende lag mellom siltig gytje og skarpt avgrensede, lysegrå siltlamina (**Figur 22**), dette er enhet 3a. Her er den øvre grensa markert av et kokssvart lamina (**Figur 24**). I den østlige delen (**Figur 14**) har laget en erosiv nedre grense, etterfulgt av sandlag og/eller klaster av gytje og silt, dette er underenhet 3b. Mektigheten til enheten er typisk rundt 100 cm sentralt i bassenget, og tynner av ut mot kantene (**Figur 16**). I borepunkt 17 var laget nesten 200 cm.

Enhet 3a: Gytjerike avsetninger med distinkte siltlamina

Det som karakteriserer 3a er laminert og lagdelt siltig til finsandig gytje med skarpt avgrensede lysegrå lamina av silt og leire. Glødetapet øker oppover gjennom enheten (**Figur 18**) fra 15 % i bunn av enheten til 30 % i toppen, men veksler mye på grunn av ulike lag/lamina. Siltlaminaene har lys grå farge og glødetap rundt 4 %. Flere av siltlaminaene er avsatt oppå et lamina med grove plantefragmenter (**Figur 23**).

Et svært tydelig siltlag (878 cm i **Figur 21**) på 1 til 2 cm nær bunn av enheten går igjen i alle borekjernene. Vi er ikke sikre på om dette er den nedre grensen til enheten, eller om grensen er ved det neste siltlaget på 895 cm. Enheten har gradvis øvre grense med et fargeskifte fra olivenbrun til rødbrun eller mørk brun. I P12, P13, P14, P15 og P17 finner vi kokssvarte lamina i den øvre grensen etterfulgt av et gulgrått siltlamina (**Figur 24**).



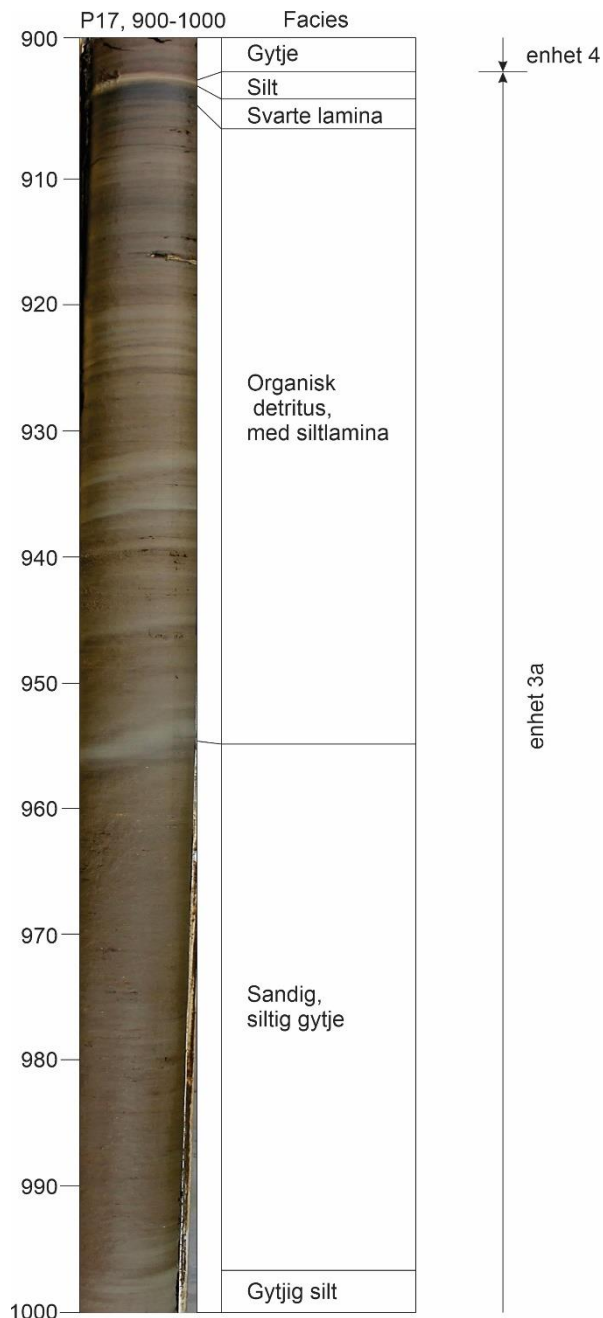
Figur 21. Enhet 3a ved borepunkt P11. Som figuren illustrerer har vi problemer med å definere en eksakt undergrense for 3a. Vi tror den går enten ved det distinkte siltlaget ved 878 cm, eller ved et noe mer utydelig siltlag ved 895 cm. Overgrensen på enhet 3a, vist i **Figur 24**, ligger i dette borepunktet på 755 cm



Figur 22. Enhet 3a i P15 1000-1100 cm etter at vi har «knekket opp» prøven. Her sees tre tydelige siltlamina, ved 1060 cm, 1064 cm og 1076 cm. Det nederste er tydeligst og skiller seg veldig ut fra de gytjerike sedimentene. Mellom de lyse siltlaminaene ligger lagdelt oliven-gråbrun siltig, sandig gytje med planterester. (Foto: Sondre Svevad)



Figur 23. Nærfoto av enhet 3a i russerkjerne fra borepunkt P11. Her pekes det på et siltlamina som ligger rett oppå et lamina av grove plantefragmenter. Vi ser også hvordan enheten er lagdelt/laminert, som skyldes vekslinger i innholdet av planterester, gytje og silt/finsand.



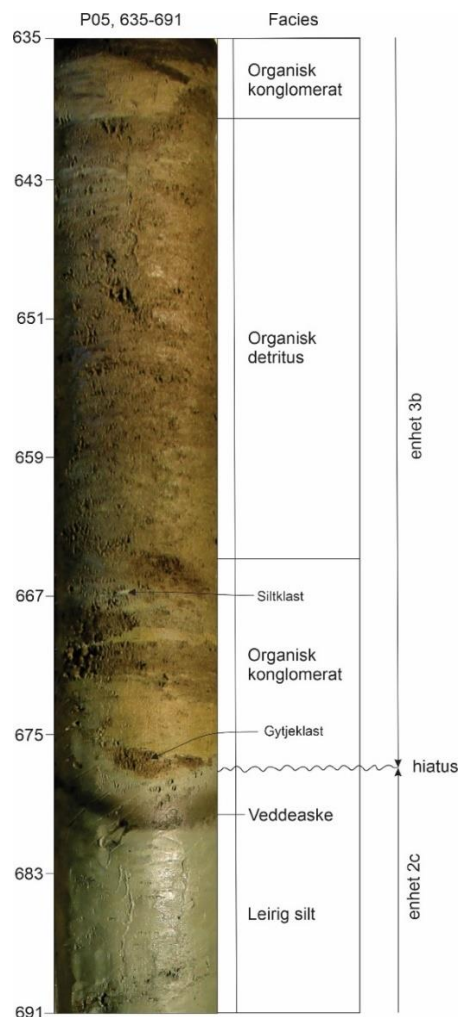
Figur 24. Toppen av enhet 3a er markert med kokssvarte lamina/lag med et gulgrått siltlamina over. Her fra kjerne P17.

Enhet 3b: Opprevne klaster eller sandlag oppå en tydelig hiatus

Underenhet 3b kjennetegnes av sandlag eller opprevne klaster av innsjøsedimenter i matriks av siltig til finsandig gytje. Enheten har en svært skarp nedre grense i form av en tydelig erosjonsgrense/hiatus. Øvre grense er gradvis og litt vanskelig å definere eksakt. Samlingen med opprevne klaster ligner organisk konglomerat i faciesbeskrivelsene fra Bondevik et al. (1997a) (facies 6, «Organic conglomerate»), men en god del av klastene er minerogene med

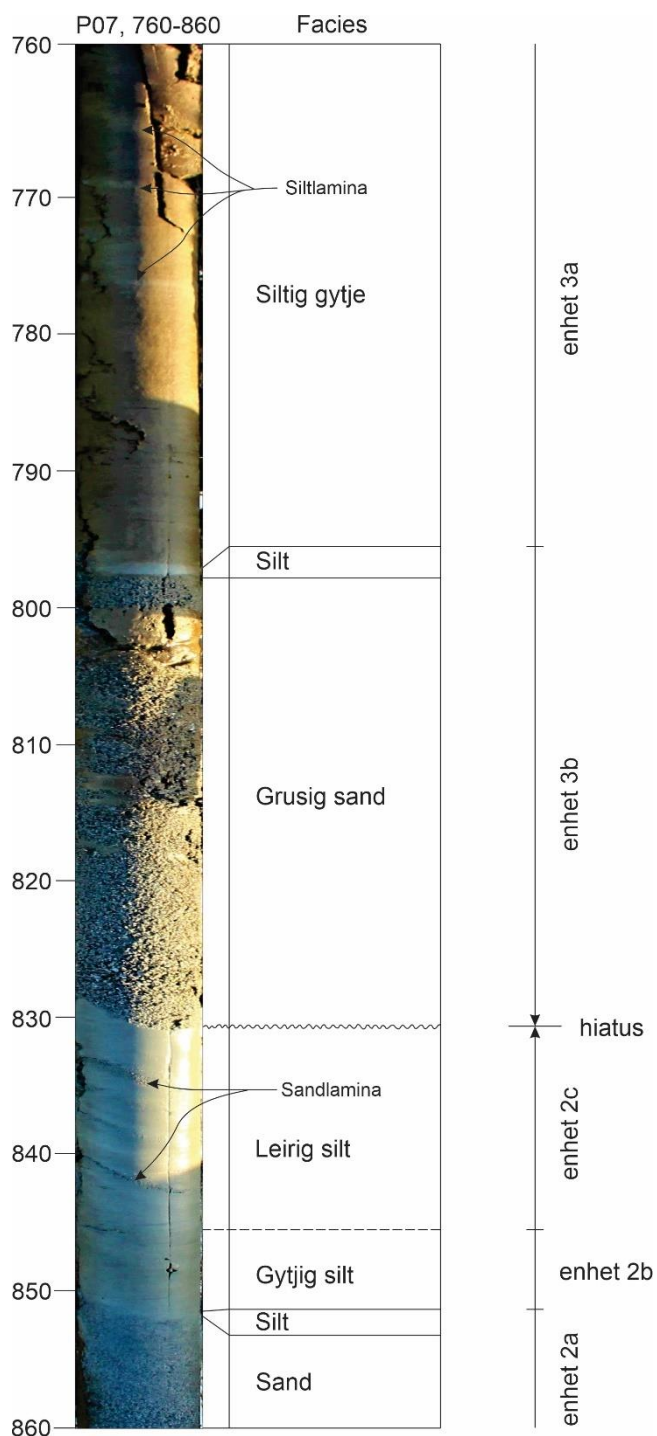
lavt glødetap, som gjør at vi kaller enheten opprevne klaster. 3b har en mektighet fra 10 cm nær bassengkanten (**Figur 17**) til om lag 30 cm sentralt i bassenget (P16, **Figur 27**).

I en av 100 mm-prøvene fra borepunkt P05, for eksempel, ligner de nederste 10 cm av enheten et konglomerat, der matriksen er siltig gytje og klastene består av opprevne klaster av silt og gytje (**Figur 25**). Gytjeklastene varierer fra mørkebrune til gulbrune og har størrelse fra 2 cm i diameter til tykkere enn russerboret. Flere av klastene er omkranset med et tynt lamina av sand og silt. Siltklastene er lysegrå og har samme innhold som siltavsetningene i enhet 2c. De er mindre enn gytjeklastene og har dimeter på opptil 1 cm, men i kjerne P09 og P16 er det store biter av seinglasial silt med veddeaske som er bredere enn russerprøvetakeren på 5 cm diameter, og må være store flak med opprevet intakt materiale som er resedimentert (**Figur 27**). Over de opprevne klastene finner vi en 25 cm tykk blanding av gytje, silt og pinne- og planterester, og i toppen av enheten finner vi flere opprevne klaster (**Figur 25**).

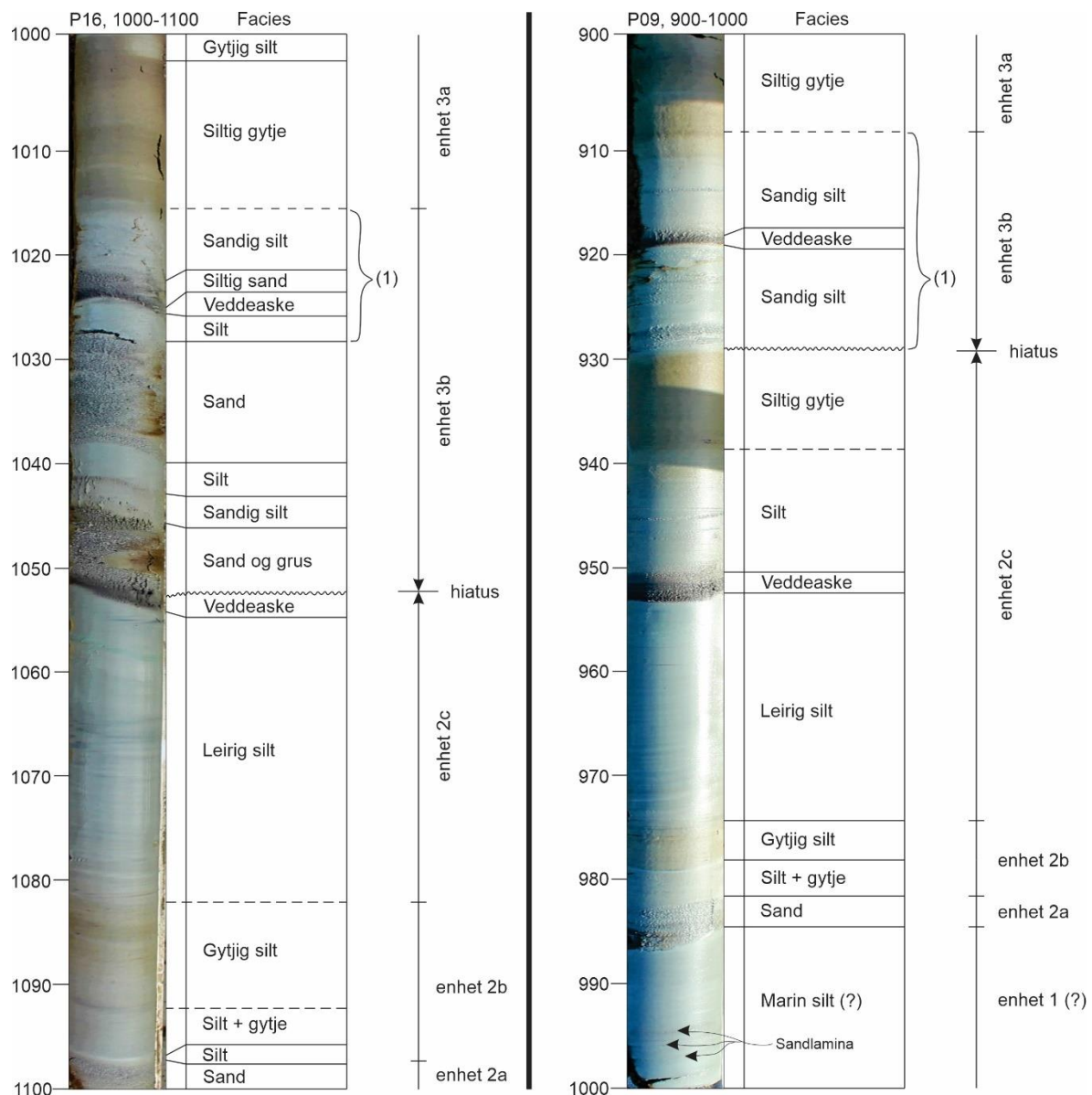


Figur 25. Enhet 3b ved P05. Her sees lyse og mørke gytjeklaster over erosjonsgrensen. 3b har en skarp nedre erosjonsgrense og en gradvis øvre grense til enhet 3a som ligger like over 635 cm - over utsnittet som dette fotografiet viser.

I borepunktene P07 og P16 ligger et sandlag oppå hiatusen (**Figur 26** og P16, **Figur 27**). Sandlagene er massive og består av grusig sand. De er etterfulgt av et suspensjonsavsatt lysegrått siltlamina. Mektigheten på sandlagene varierer fra 5 cm i P16 til 31 cm i P07. Borepunkt P16 har i tillegg to veddeaskelag (**Figur 27**). Over dette ligner avsetningene på 3a.



Figur 26. I kjerne P07 ligger et 31 cm tykt sandlag som utgjør enhet 3b. Veddeaskelaget er erodert vekk. Siltlaget på 797 cm er trolig suspensjonsavsatt rett i etterkant av det tykke sandlaget (798-829 cm). Sandlaget på 850-860 cm med siltlamina over er enhet 2a. De brune flekkene på sandlaget i 3b ble dratt inn under åpningen av prøvetakeren og hører ikke til i sandlaget.



Figur 27. I kjerne P16 og P09 finnes to separate veddeaskelag. Laget merket (1) i begge borepunktene er trolig en resedimentert 'klump' av YD-silt og veddeaske. Argumentet for dette er at veddeasken er intakt, den kan ikke være resedimentert. P09 har også to distinkte veddeaskelag, men med annerledes avsetninger mellom askelagene. Enten har en hel klast blitt revet opp og flyttet (1), eller så har veddeasken alene blitt resedimentert her. Stiplet linje er gradvise grenser. De brune flekkene på sandlagene i P16 ble dratt inn under åpningen av prøvetakeren og hører ikke til i sandlagene.

Tolkning av enhet 3

Vi tolker enhet 3 som tsunamiavsetninger. Bondevik et al. (1997b) har tidligere beskrevet sandlag og klaster i innsjøavsetninger i forbindelse med kartlegging av storegattsunamien som er identiske med enhet 3b. Avsetningene i 3a, siltig gytje med repeterte siltlamina er ikke tidligere beskrevet som tsunami facies i Bondevik et al. (1997a). Tsunami facies 7, «organic debris», med massive sandlag (massive sand, facies 5) i Bondevik et al.

(1997a) er det som ligner mest på 3a, men her er de minerogene lagene silt, og ikke sand. Dette blir diskutert nøyere i kap. 5.2.2.

4.1.2.4 Enhet 4: Gytje – siltig gytje

Denne enheten ligger øverst i stratigrafien og mektigheten varierer fra rundt 4 til 9 meter langs profil A (**Figur 15**). I sentrale deler av bassenget, der overgrensen til enhet 3 er vanskelig å definere, er det mulig vi har satt den nedre grensen for gytja, enhet 4, noe for høyt eller for lavt. Enheten består av siltig findetritisk gytje som er mørk brun og har enkelte utydelige finsand-siltlamina i nedre deler av enheten. Disse blir tolket som et resultat av flommer. Øverst i enheten blir gytja løsere og inneholder lite silt. Nærmest innoset er glødetapet 15 % nederst og øker oppover i enheten til 20 % (**Figur 17**). Lengst unna innoset er glødetapet 30 % nederst og øker til 35 % oppover (**Figur 18**). Vi tolker at forskjellen i glødetap skyldes at silt som fraktes inn i bassenget av Solnørelva avsettes nært innoset.

4.1.3 Dateringer

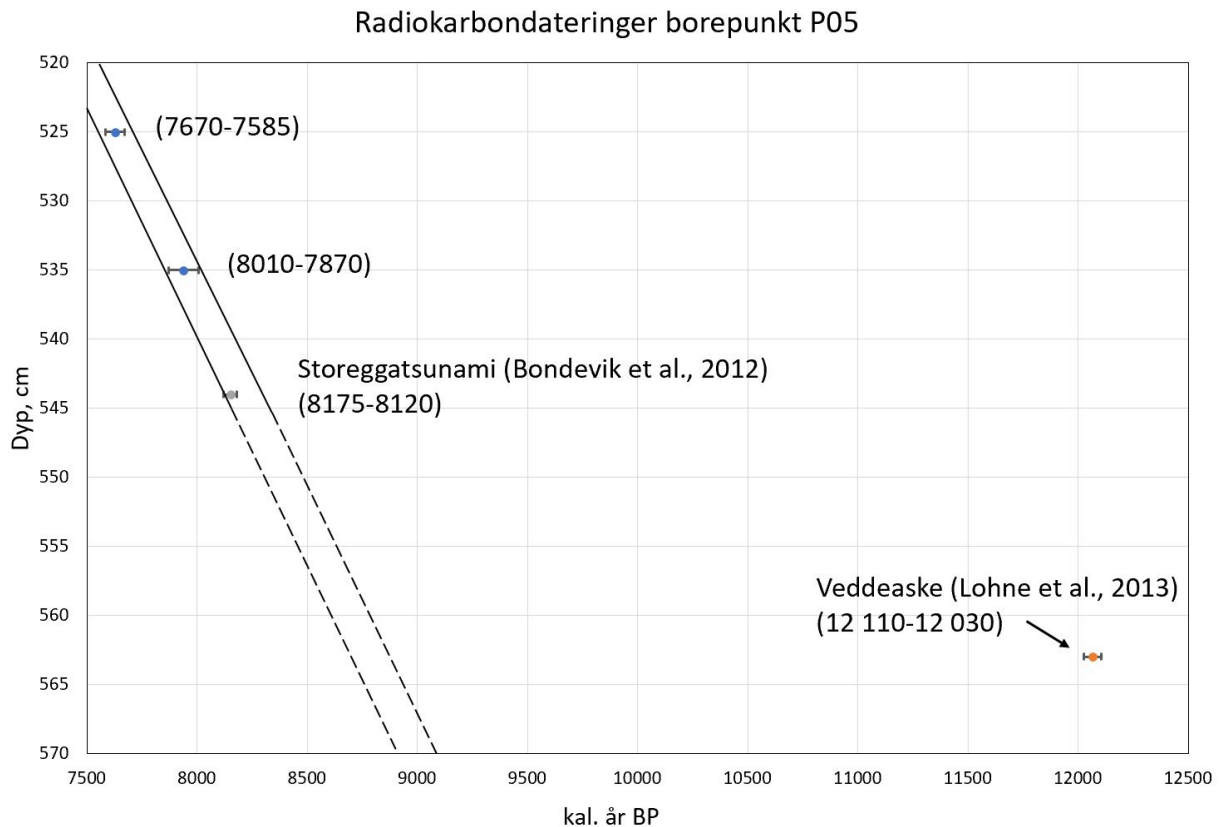
Målet med dateringene var å finne ut om enhet 3 ble avsatt på samme tid som storeggatsunamien. Resultatene fra de fire ¹⁴C-dateringene kan sees i **Tabell 2** og i kjerneloggene (**Figur 17** og **Figur 18**), og viser hvor i kjernene disse prøvene ble tatt. Prøvene (utenom én) ble tatt ut i enhet 4, rett over tolket topp av enhet 3 (storeggatsunamilaget), for å unngå at det daterte materialet var resedimentert.

I borepunkt P05 er overgrensen til enhet 3 bestemt til 544 cm dyp og treffer alderen på storeggatsunamien innenfor to standardavvik av våre dateringer, dersom vi antar konstant sedimentasjonsrate (**Figur 28**). Ut ifra diagrammet i **Figur 28** kan vi si at toppen av enhet 3 ligger innenfor intervallet 8300-8115 kal. år BP, det samme gjør aldersintervallet til storeggatsunamien (8175-8120 kal. år BP, Bondevik et al., 2012). Vi ser også at veddeaskelaget ligger mye høyere i stratigrafien enn hva sedimentasjonsraten basert på dateringene antyder. Dette indikerer at flere tusen år med avsetninger er erodert vekk over veddeasken. I P05 ligger tsunamilaget rett på veddeasken (se **Figur 25**).

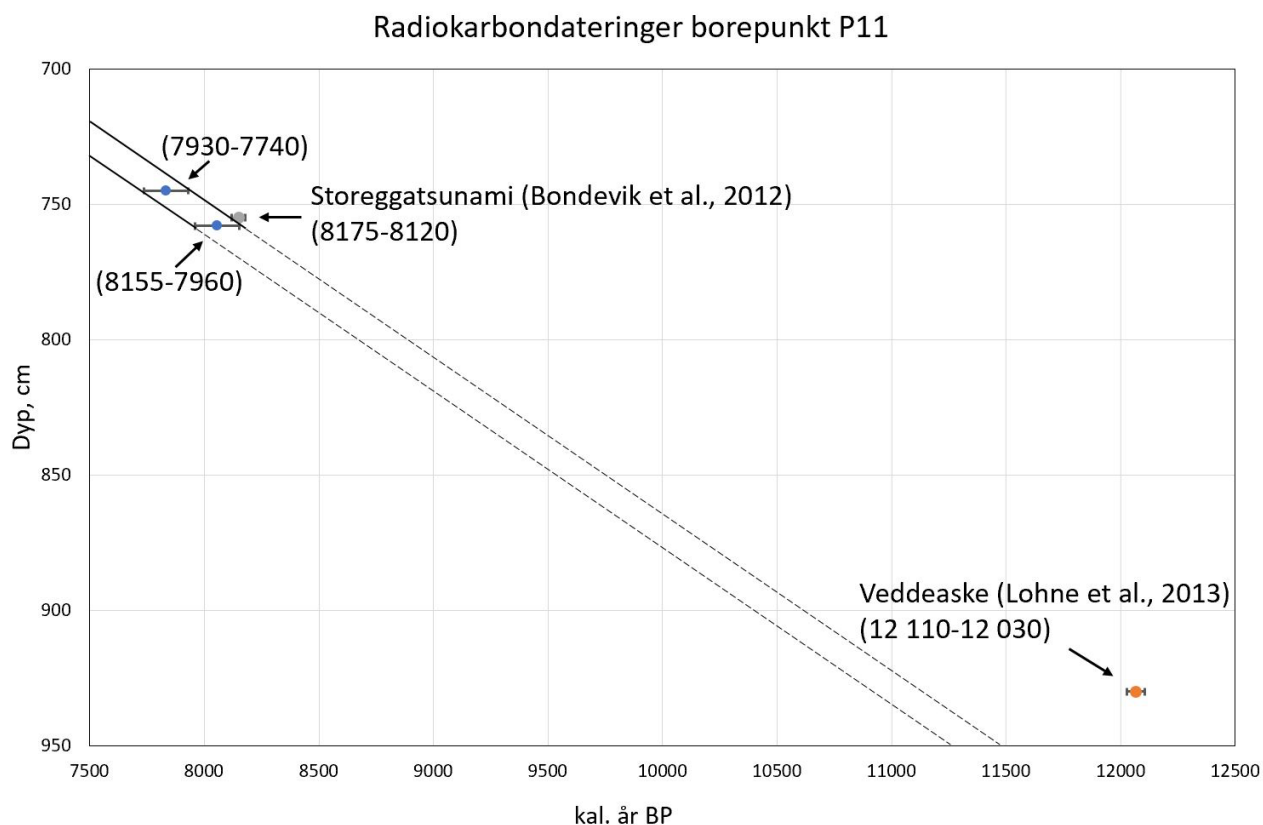
I borepunkt P11 er overgrensen til enhet 3 bestemt til 755 cm dyp, og dateringene tyder på en liten overlapp i alder mellom denne grensen og storeggatsunamien (**Figur 29**). Den nederste dateringen er målt på plantemateriale rett under grensen vi tolker som overgrensen av tsunamilaget, og må være eldre enn dette. Likevel overlapper den med aldersintervallet til storeggatsunamien. Hvis vi antar lineær sedimentasjon blir aldersintervallet til overgrensen av

enhet 3 8120-7900 kal. år BP. Som i borepunkt P05 antyder også dette at avsetningene vi har tolket som toppen av enhet 3 ikke kan sies å ha en alder som er ulik alderen til storeggatsunamien.

Dateringene i P05 og P11 peker altså på at toppen av enhet 3 er samtidig med storeggatsunamien. Dateringene gir derfor god grunn til å tro at hele enhet 3 er storeggatsunamiavsetninger.



Figur 28. I diagrammet er radiokarbondateringene fra borepunkt P05 (blå prikker) plottet sammen med kjent alder på storeggatsunamien (grå prikk) og veddeaskelaget (oransje prikk). Storeggatsunamien er plassert på dypet vi har tolket toppen på enhet 3. Linjene tar utgangspunkt i to standardavvik for dateringene 8010-7870 kal. år BP, som har høyest standardavvik, og representerer alderen på avsetningene nedover i stratigrafien forutsatt at sedimentasjonsraten er den samme som mellom de to dateringene. Ut fra denne modellen dateres toppen av enhet 3 til mellom 8300 kal. år BP og 8115 kal. år BP, altså ligger aldersestimater til storeggatsunamien (8175-8120 kal. år BP) innenfor dette intervallet.



Figur 29. Diagrammet viser radiokarbondateringene fra borepunkt P11 (blå prikker) og tolket topp på storeggaavsetningene (grå prikk). Veddeaskelaget er markert med oransje prikk og ligger høyere enn hva sedimentasjonsraten indikerer, men avviket er vesentlig mindre enn i borepunkt P05 (**Figur 28**). Dette sees også i stratigrafien (**Figur 18**). Linjene tar utgangspunkt i to standardavvik fra begge dateringene, og viser det samme som beskrevet i **Figur 28**. Den nederste datering er fra sedimentene 3 cm under overgrensen til enhet 3, altså i tsunamilaget, dersom vi har tolket sedimentene riktig. Aldersintervallet på toppen av enhet 3, som linjene i figuren viser, blir mellom 8120 kal. år BP og 7900 kal. år BP. Storeggatsunamien overlapper akkurat med dette aldersintervallet.

Tabell 2. Resultater fra karbondateringer

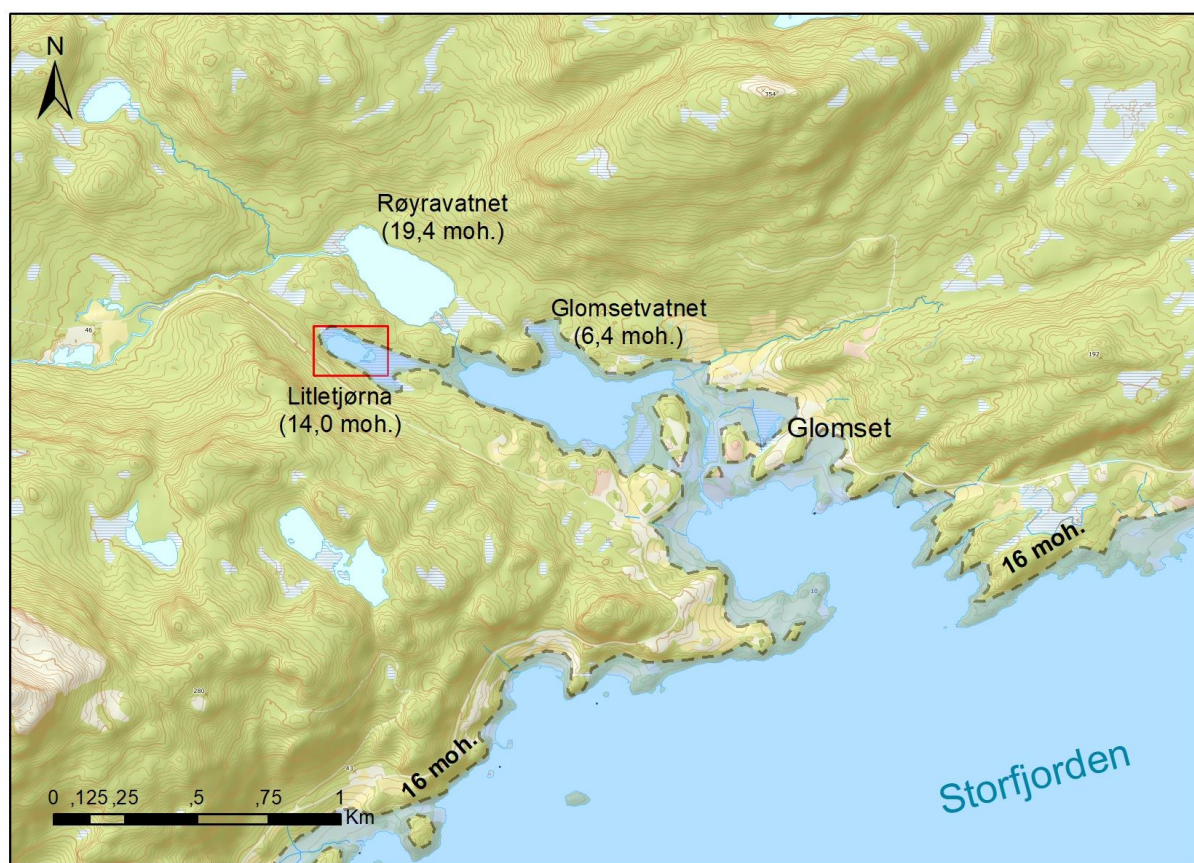
BETA NO	Basseng	Kjerne	Dybde (cm)	¹⁴C-alder, kal. år BP	Kalenderkalibrering (95.4% sannsynlighet), kal. år BP	Vekt prøve (mg)	Vekt analysert (mg)	δ 13C	Datert materiale
516065	Engjavatnet	P5-4	525	6780 ± 30	7671-7585	4,8	2,3	-29,1	Kvist med bark
516064	Engjavatnet	P5-4	534-535	7120 ± 30	8006-7870	60,0	-	-29,2	Bulk gytje, løselig fraksjon
516063	Engjavatnet	P11-7	758	7210 ± 30	8154-7958	24,7	3,3	-27,6	Plantefragmenter: Betula pubescens (frø 10, rakleskjell 2 and bladfrag. 13); Pinus sylvestris (nåler 2); uidentifiserte bladfrag. 16
516062	Engjavatnet	P11-7	745	6990 ± 30	7930-7735	15,3	2,5	-27,9	Plantefragmenter: Kvister 2; Betula pubescens (frø 2, rakleskjell 1 and bladfrag. 7); Pinus sylvestris (nåler 3); uidentifiserte bladfrag. 7

4.2 Litletjørna

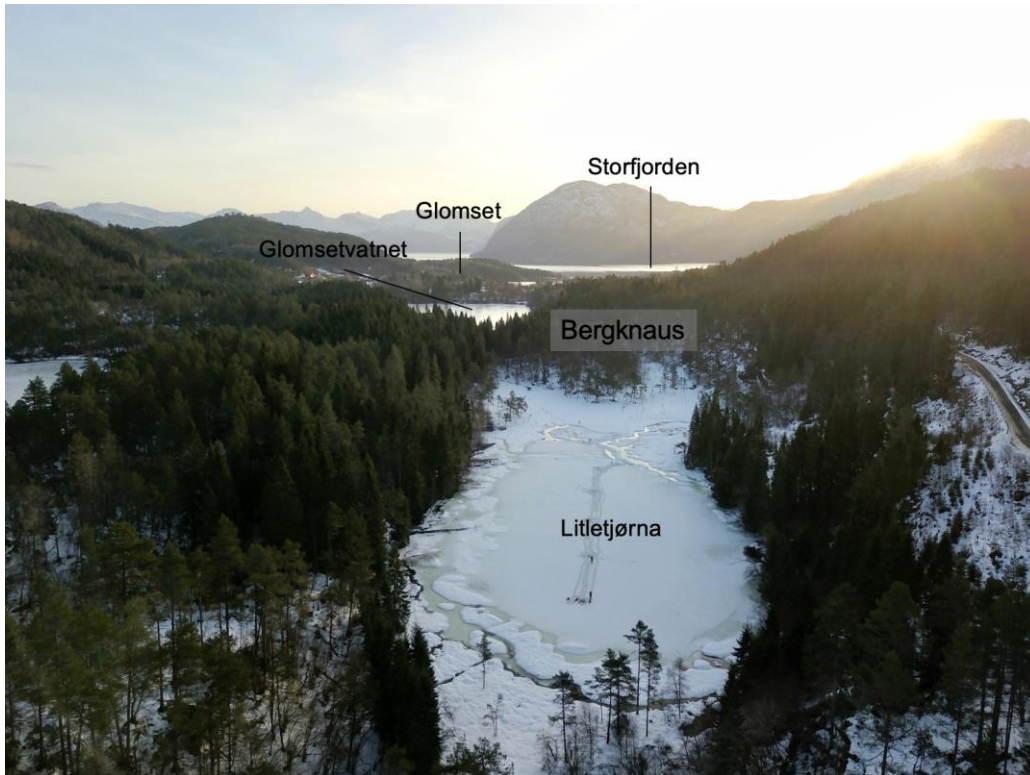
4.2.1 Områdebeskrivelse

Litletjørna vender mot bukta i Glomset ved Storfjorden (**Figur 30**) og ligger gunstig til for å kunne fange opp eventuelle tsunamibølger fra Storfjorden. Myrbassenget ligger 14 moh., har en vanddybde på opptil 6 m, og er 180 m langt og 90 m bredt. Rundt bassenget er det flyteturv, som betyr at det holder på å fylles igjen, og i sørenden er det myr. Bassenget ligger i en avlang forsenkning med en bratt dalside med fjellskrenter mot sør. Litletjørna er i samme dreneringssystem som to andre innsjøer og har to bekker som renner inn fra sør/sørvest. Utløpet er i østenden av vannet, gjennom myra og videre ned til Glomsetvatnet (**Figur 31**).

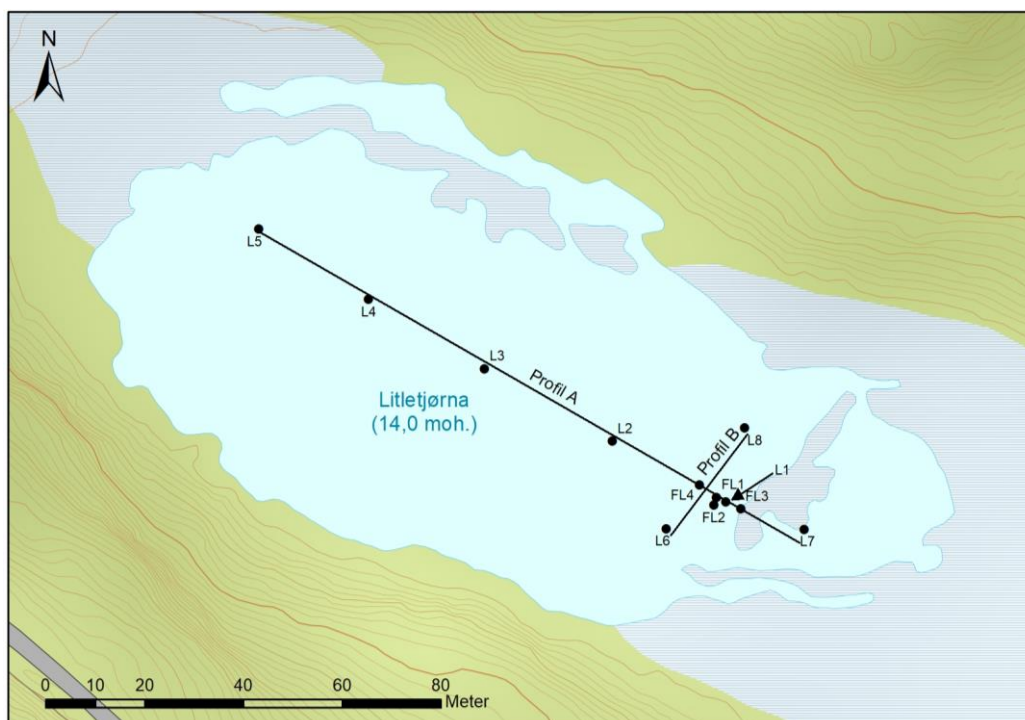
Storeggatsunamien skjedde under tapes maksimum (**Figur 7**). For Litletjørna betyr dette at tjernet lå omtrent 2 meter under havoverflaten da storggatsunamien inntraff (**Figur 30**). Dette sees i stratigrafien, der vi finner tsunamiavsetningene i marine avsetninger (**Figur 33**).



Figur 30. Oversikt over ulike innsjøbasseng i samme dreneringssystem ved Glomset med Litletjørna uthevet i rødt. Detaljkart med borepunkter og profillinjer er vist i **Figur 32**. Havnivå (omtrent tapes maksimum) da storeggatsunamien inntraff er markert med stiplet linje.



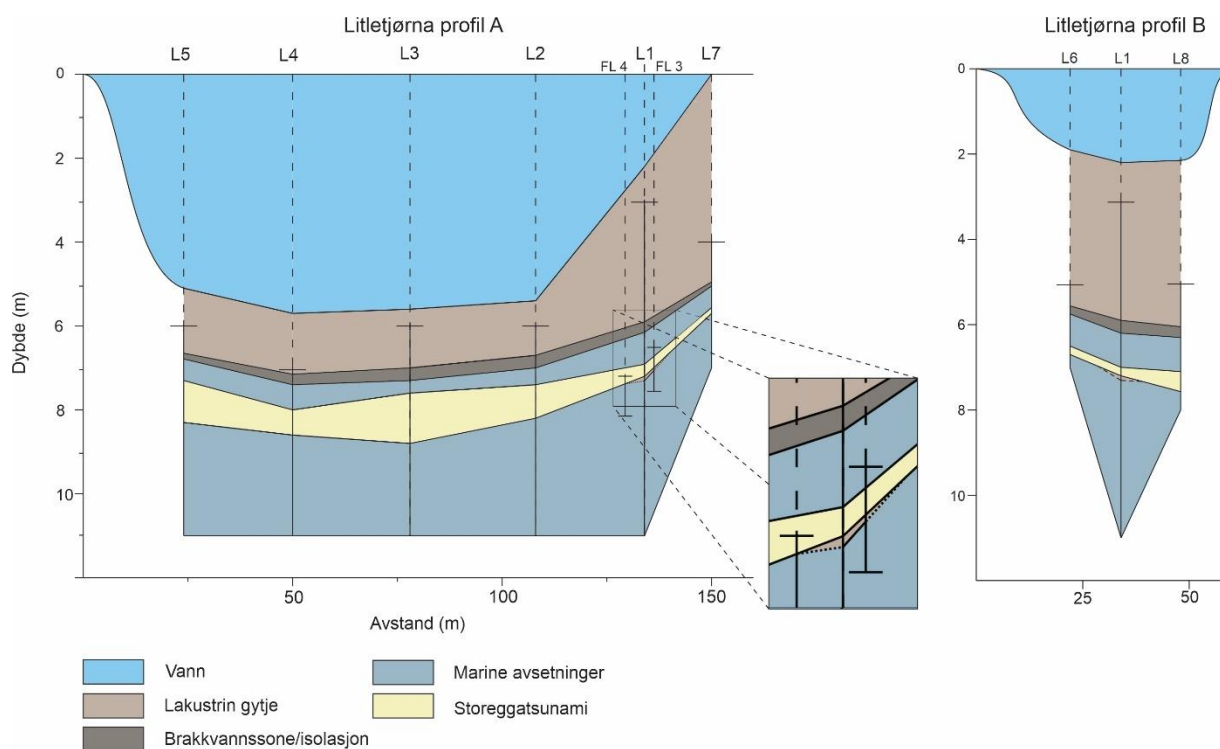
Figur 31. Litletjørna sett fra drone mot sørøst (15.02.19). Innsjøen ligger høydemessig gunstig til for å fange opp eventuelle tsunamier i Storfjorden mellom ca. 10 500 og 3500 kal. år BP. En mulig tsunamiopp skylning er forventet inn sørenden, via Glomsetvatnet som sees før Glomset og Storfjorden. Bergknausen i øst antas å skjerme de sørøstlige delene av bassenget ved en oppskylning. Boretstyret og en person står ved borepunkt L5. (Foto: Sondre Svevad)



Figur 32. Litletjørna i Glomset er omkranset av flytetorv. Borepunktene L1 til L8 er undersøkt med 58 mm russerbor. FL1 til FL4 er prøver tatt med 100 mm russerbor og ble tatt med hjem til laben i Sogndal (Tabell 1)

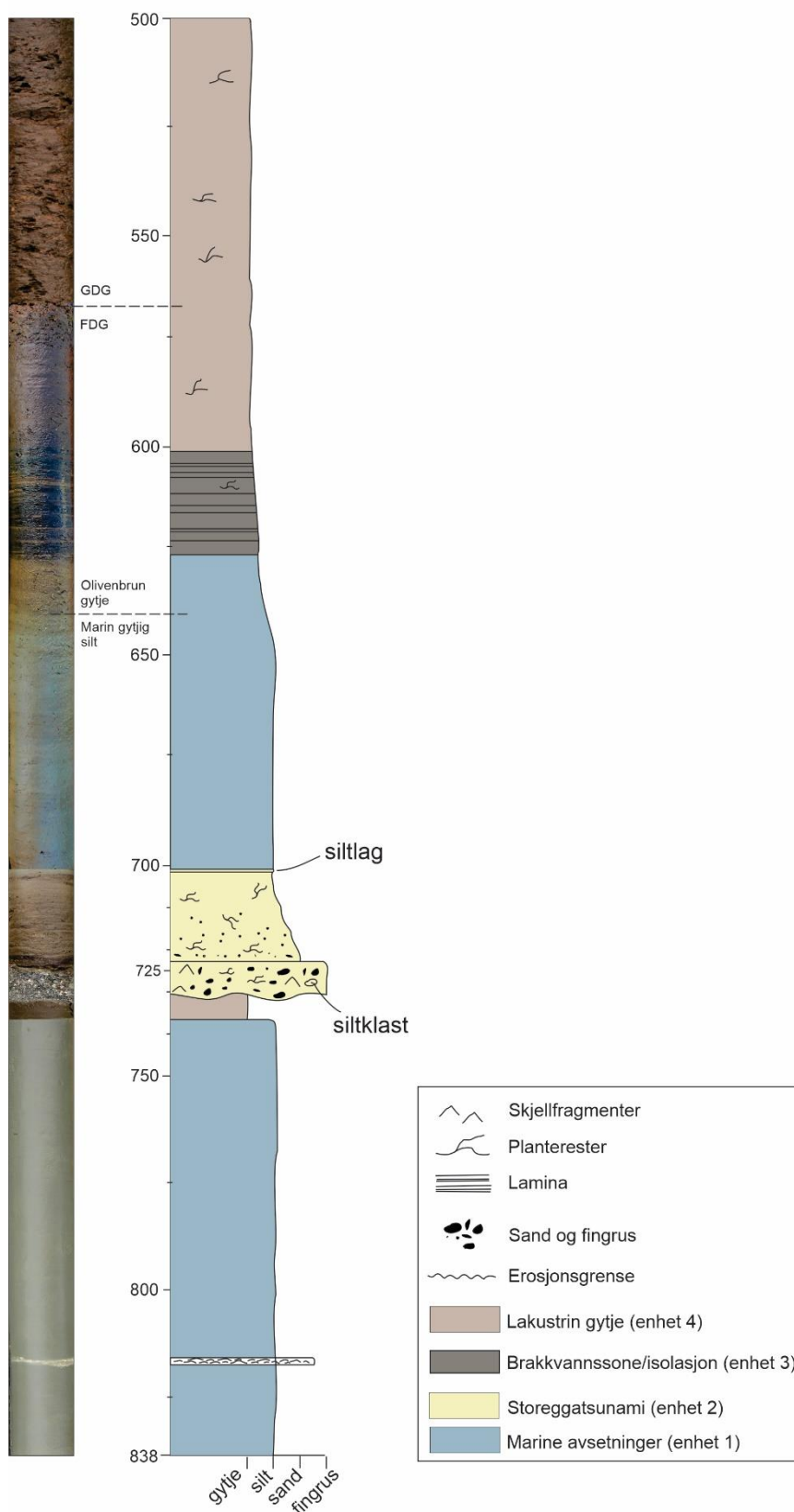
4.2.2 Avsetningene

Avsetningene i Litletjørna er inndelt i fire enheter (**Figur 33**). Nederst er det marine avsetninger (enhet 1). I enhet 1 finner vi storeggaavsetninger (enhet 2) oppå en tydelig hiatus. Enhet 3 er en laminert sone som tolkes å være en isolasjonskontakt. Øverst i stratigrafien finner vi lakustrin gytje (enhet 4). Stratigrafien er nokså lik mellom borepunktene, men erosjonen var minst i borepunkt L1 (**Figur 34**).

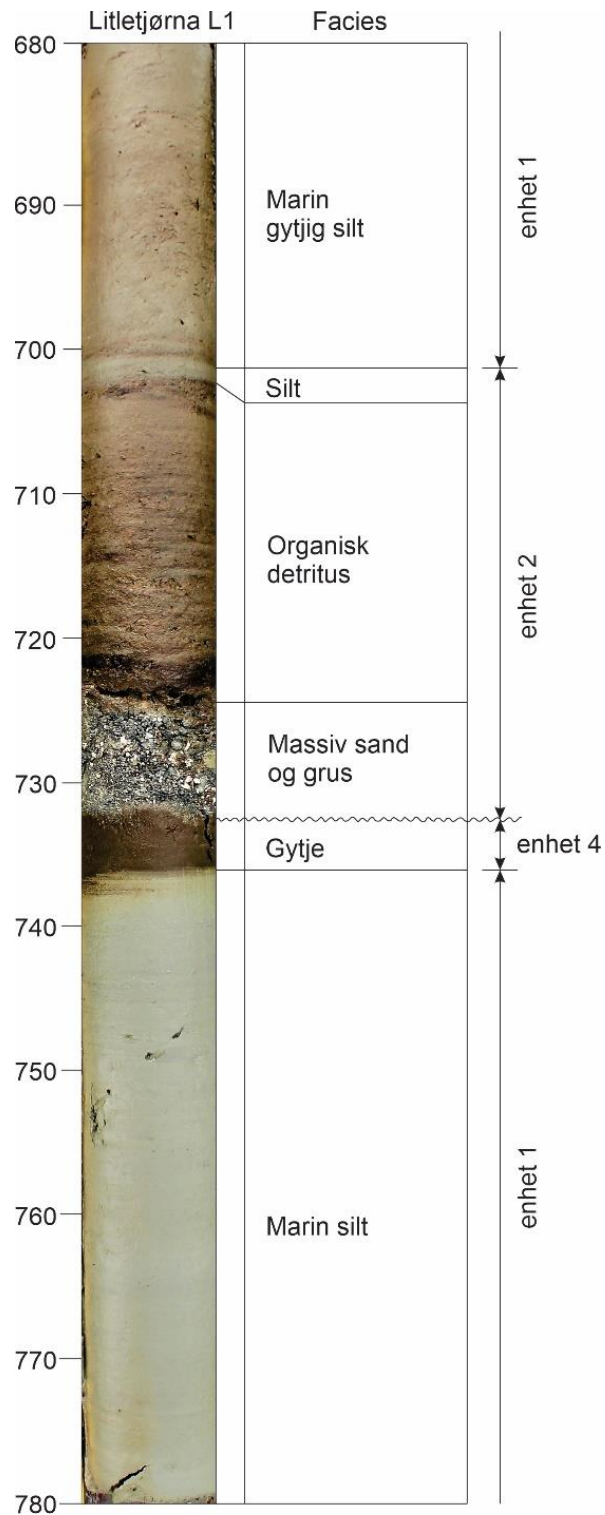


Figur 33. Nederst i profilet ligger marine avsetninger. I det marine finner vi avsetninger fra storeggatsunamien. Den lakustrine gytja avsatt ved regresjonsminimum er erodert vekk av tsunamien i alle borepunkter bortsett fra L1 (se utsnittet). Isolasjonen/brakkvannssonen hører til den siste isolasjonen 6400 kal. år BP. FL3 og FL4 er prøver tatt med 100 mm russerbor og ligger lagret på kjølerommet på høyskolen i Sogndal. FL1 og FL2 er ikke inkludert i figuren, da disse ligger svært nærme L1. Profil B viser tykkere tsunamiavsetninger øst i bassenget og kan muligens sees i sammenheng med bergknausen vist i **Figur 31** som kan ha påvirket vannstrømmen under Storeggatsunamien.

Litletjørna L1, 500-838 cm.



Figur 34. Kjernelogg for kjerne fra borepunkt L1. Bildet til venstre for loggen er satt sammen av bilder fra flere kjerne fra borepunkt L1.



Figur 35. Tsunamiavsetninger (enhet 2) i borepunkt L1, med den lakustrine gyttja (enhet 4) under erosjonsgrensen. Dette er ikke en klast med gyttje, og en del av storeggatsunamilaget, men gyttje avsatt ved regresjonsminimum. Øverst og nederst i kjernen finner vi marine avsetninger (enhet 1).

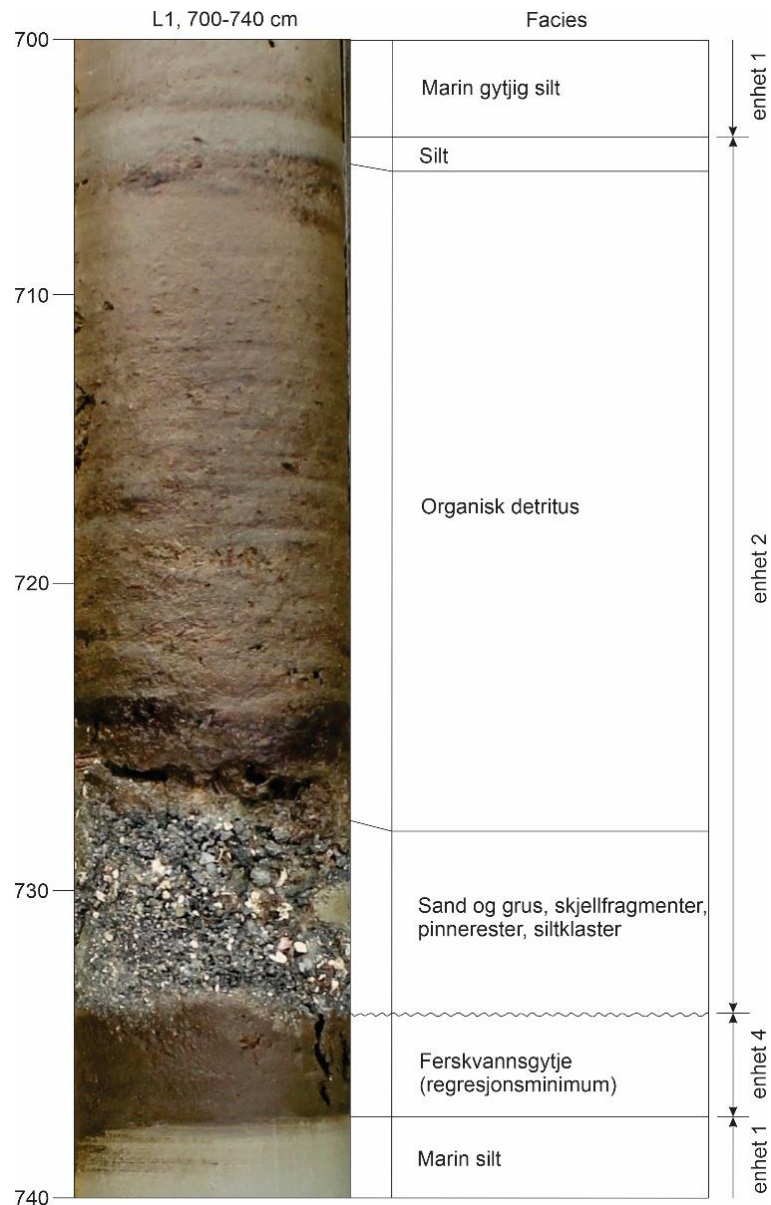
4.2.2.1 Enhet 1: Marine avsetninger

Enheten er en grå til olivenbrun, leirig, gytjig og finsandig silt. Vi finner enheten både over og under enhet 2. Mot toppen av enheten finner vi økende innhold av gytje (se **Figur 37**). Oppover i sekvensen, spesielt over enhet 2, blir enheten mer brungrå til olivenbrun med høyere gytjeinnhold (**Figur 35**). Skjell og skjellfragmenter finnes fra 820 cm og nedover (**Figur 34**). Fra enhet 2 og ned til 11 meter (så langt vi boret) er enheten homogen og plastisk med enkelte sandlamina. Særlig mellom 10 og 11 meter inneholdt silten mye droppstein, noen med lengste akse over 4 cm.

4.2.2.2 Enhet 2: Erosiv undergrense, sandlag med skjellfragmenter, opprevne klaster og organisk detritus

Denne enheten er en blanding av ulike sedimenter og tolkes som avsatt av storeggatsunamien. Enheten ligger ned mot en erosjonsgrense som kan følges gjennom hele bassenget. Nærmest erosjonsgrensen finner vi usortert sand og grus. Her er det også skjellfragmenter, pinnerester og siltklaster. Over dette finner vi en blanding av grovt organisk materiale, silt og sand med en oppoverfining, til en relativt skarp øvre grense i et lyst grått siltlag i toppen. Sedimentblandingen viser en laminert/lagdelt struktur mellom grovt organisk materiale og minerogent materiale med kornstørrelse fra silt til grov sand. Nederst, under det mørke båndet på dybde 724 cm (**Figur 36**), finner vi store pinnerester.

Enhet 2 tolkes som storeggatsunamiavsetninger og sedimentene kan deles inn i de samme facies som beskrevet i Bondevik et al. (1997a): massiv sand (facies 5), opprevne klaster (facies 6), organisk detritus (facies 7) og silt (facies 8). Blandingen av organisk materiale, silt og sand tolker vi som organisk detritus (facies 7). Sand- og fingruslaget med skjellfragmenter som facies 5, pinnerester og siltklast som facies 6 og det lysegrå siltlaget i toppen av enheten som facies 8. Dette samsvarer med den ideelle faciessekvensen vist i **Figur 3**.



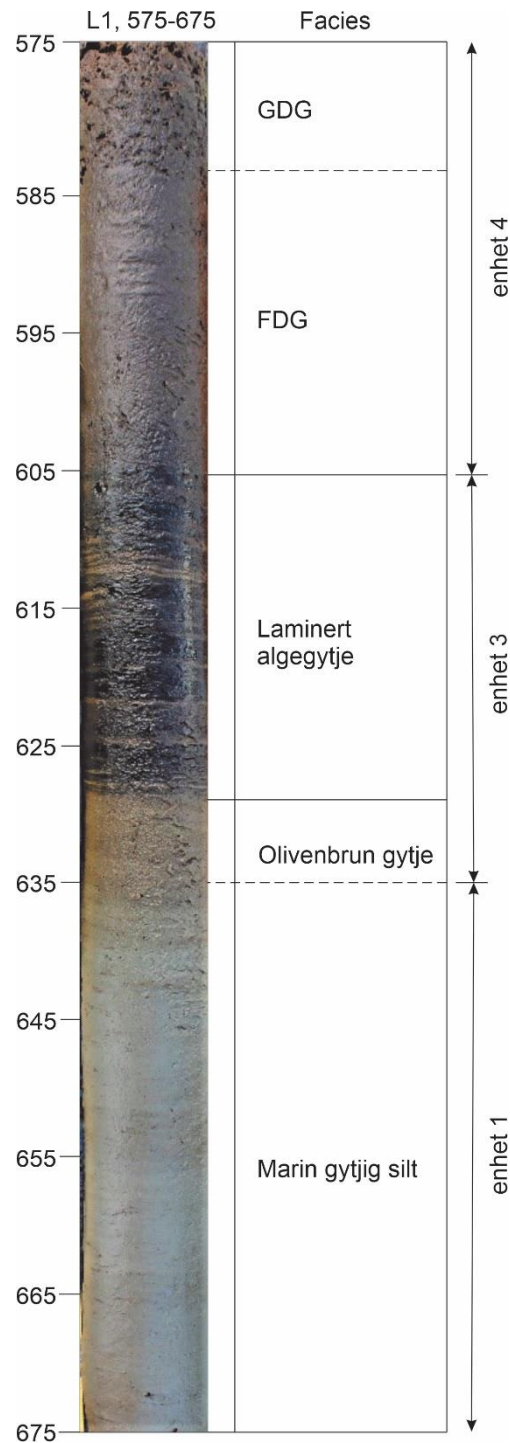
Figur 36. Utsnitt fra kjerne L1 mellom 700 til 740 cm. Her sees tydelig øvre grense på tsunamien (enhet 2) som et siltlag og hiatusen over den lakustrine gytja (enhet 4). Legg også merke til den store siltklasten i sand- og grusavsetningene. Mellom marin silt og lakustrin gytje nederst i kjernen er det svært tynne mørke lamina.

4.2.2.3 Enhet 3: Svart, finlaminert brakkvannsgytje

Denne enheten er en sone med elastisk gytje med vekslende olivenbrune og svarte lamina/lag. Laminaene er uregelmessige og varierer mellom noen få millimeter, og opp til noe over 1 cm i tykkelse. Da vi delte opp gytja fant vi intakte bladrester parallelt med lagningen. Enheten kan følges gjennom hele bassenget og varierer mellom 10 og 30 cm i tykkelse.

Enheten tolkes som en brakkvannssone der den svarte, elastiske gytja er en algegytje. Dette laget markerer overgangen fra marine til lakustrine avsetningsforhold (**Figur 37**). De

anoksiske forholdene under isolasjonen har gjort at lamineringen er bevart. Dette har hindret bioturbasjon på bunnen av innsjøen (Corner and Haugane, 1993). Enheten er relativt tykk sammenliknet med brakkvannssoner fra preboreal, som gjerne bare er noen få cm tykke for eksempel (Rasmussen et al., 2018). Tykkelsen indikerer at isolasjonsfasen går over relativt lang tid på grunn av saktere landheving.



Figur 37. Borepunkt L1: 575-675 cm omkring isolasjonskontakten. Stiplede linjer er gradvise grenser. GDG = Grovdetritisk gytje, FDG = findetritisk gytje.

4.2.2.4 Enhet 4: Lakustrin gytje

Enheten kategoriseres som en grovdetrisk og en findetrisk gytje. Høyt i stratigrafien minner den nesten om torv. Fra omtrent 25 cm over isolasjonskontakten blir gytja gradvis mer grovdetrisk oppover (**Figur 37**). Borepunkt L1 er det eneste punktet i våre undersøkelser der vi finner gytje under erosjonsinkonformiteten til tsunamiavsetningene. Rasmussen et al. (2018) beskriver et 15 cm tykt lag med mørk brun gytje funnet i marin silt der både øvre og nedre grense er laminert, og tolket den nederste grensen som isolasjonskontakt og den øvre som ingresjonskontakt. Gytja vår ligner på den beskrevet av Rasmussen, men har sin øvre grense erodert vekk av storeggatsunamien, slik at ingresjonskontakten mangler. Isolasjonen er skarp og viser en svært fin laminasjon med millimetertykke, mørke lamina (**Figur 36**). Den nedre grensen tolkes som en isolasjonskontakt, og gytja til å være avsatt ved regresjonsminimum.

Gytjeavsetningene fra regresjonsminimum ser vi kun i et lite område rundt borepunkt L1. Vi boret flere kjerner nært L1 for å finne laget og fant det kun i borepunkt L1, FL1, FL2 og FL3. Dette er illustrert i utsnittet i **Figur 33**.

5 Diskusjon

5.1 Finnes det avsetninger etter forhistoriske tsunamier utløst av fjellskred i Storfjorden?

5.1.1 En seinglasial tsunamihendelse i Storfjorden?

Engjvatnet

Enhet 2a ligger dypt i stratigrafien i Engjvatnet. Dette gjorde det vanskelig å rekke ned med det tykke russerboret og få tatt prøver av laget. Ofte stoppet prøvetakeren i dette laget og vi så kun toppen av sandlaget nederst i kjernen. Boringen ble derimot lettere fra isen under feltarbeidet på vinteren (borepunkt P12-P17). Som vist i **Figur 15** kom vi da igjennom sandlaget de fleste steder.

Avsetningene i enhet 2a i Engjvatnet indikerer en hendelse i allerød, som vi tror kan skyldes en tsunami. Alle borepunktene mangler en tydelig isolasjonskontakt mellom marine (enhet 1) og lakustrine avsetninger (enhet 2). Isolasjonskontakten skulle vært synlig i form av distinkte røde, grønne eller brune lamina (Kristiansen et al., 1988), men en slik kontakt har vi ikke sett. De fleste borepunktene hadde et distinkt sandlag, enhet 2a. Dette ligger omtrent på allerødgytja like over der vi har tolket grensen mellom marine og lakustrine avsetninger (**Figur 20**). Med Engjvatnet like over havnivået på denne tiden var tjernet egnet til å fange opp en tsunamihendelse.

Kristiansen et al. (1988) beskriver to vann på Sula, Torvlømyra og Saudedalsmyra. Torvlømyra ble isolert like før allerød mens Saudedalsmyra ble isolert helt i slutten av denne perioden. Selv om dette er en betydelig forskjell i tid fra da Engjvatnet ble isolert (midt i allerød), har landhevingen vært svakere på Sula enn ved Skodje lenger øst. Dette har gjort at vannene undersøkt av Kristiansen et al. (1988) i lenger tid har ligget nær havnivået, og derfor bør ha ligget gunstig til for å fange opp hendelsen som skapte enhet 2a. Undersøkelsene på Torvlømyra og Saudedalsmyra viser imidlertid ingen sandlag fra denne perioden. Dette kan bidra til å styrke teorien om at tsunamien opprinnelig kom fra indre Storfjorden og ikke fra havet, da tsunamibølgen ble svakere idet den nærmet seg fjordmunningen og åpent hav.

Enhet 2a er massiv og tolkes som én stor hendelse. En tsunami, men også muligens stormflo kan ha skapt bølger som skylte inn i bassenget på denne tiden, men hvilken av disse hendelsene som kan ha avsatt sandlaget avhenger sterkt av hvor høyt bassenget lå over havnivået. Sammenlignet med tsunamier er stormflo et mer hyppig fenomen, som betyr at vi

ville forventet tegn til flere hendelser som for eksempel tynne, repeterende sandlag. Enhet 2a er derimot ett enkelt tykt sandlag og er det eneste sandlaget som kan følges gjennom de fleste av kjernene. Sandlaget avsluttes med suspensjonsavsatt silt i toppen som tyder på en plutselig og kortvarig hendelse. Massiv sand på flere centimeters tykkelse er også en tidligere beskrevet tsunamifacies der dårlig til usortert sand, skarpe grenser, pinnerester og som regel skjellfragmenter er kjennetegn (Bondevik et al., 1997b). Enhet 2a ligner denne beskrivelsen bortsett fra at den ikke inneholder pinnerester eller skjellfragmenter. Sandlaget forklares likevel best av en tsunamioppkylling. Selv om enhet 2a ikke inneholder skjellfragmenter kan en ikke utelukke at sanden kom fra havet. Alternativt kan tsunamien ha fraktet sand fra elveløpet som i dag er Solnørelva eller fra elvedeltaet over Engjvatnet, og deretter skylt sanden inn i bassenget.

Strandforyskyvningskurven for Engjvatnet (**Figur 6**) indikerer at bassenget ble isolert omtrent 13 400 kal. år BP midt i allerød periode, men fraværet av en tydelig isolasjonskontakt gjør dette vanskelig å bekrefte. I borepunkt P09 (**Figur 27**), under sandlaget (2a) og den brune allerødgytja (2b) finner vi sedimenter som visuelt ligner lakustrin YD-silt (enhet 2c), men dette er trolig marint. Dette tilsier at sandlaget har erodert bort nedre del av allerødgytja, forbi isolasjonskontakten og ned i marine avsetninger. Slik ser vi det i de fleste borepunkter i den østre delen av bassenget mens i den vestre, mer skjermede delen, finner vi noe bevart allerødgytje under sandlaget (se **Figur 20**). Graden av erosjon viser altså den samme trenden som tsunamiavsetningene (enhet 3) over veddeasken, med kraftigere erosjon i forlengelsen av utoset (se kap. 5.2.2.1).

Mengden sedimenter som finnes mellom veddeasken og allerødgytja indikerer en sedimentasjonsrate på 2,4 cm/100 år i yngre dryas. Sandlaget (enhet 2a) finner vi i vestre del av bassenget omtrent 5 centimeter over der vi tror isolasjonskontakten ligger (**Figur 20**). I østre del har sanden erodert helt ned i marine avsetninger og fjernet isolasjonskontakten. Basert på stratigrafien, strandforyskyvningskurven og hvor vi tror isolasjonskontakten ligger, ble sandlaget avsatt mellom 13 300 kal. år BP og 13 000 kal. år BP, etter isolasjonen av bassenget men før den varmeste tiden i allerød.

Seismikkundersøkelsene til Longva et al. (2009) viser to store fjellskred på 150 mill. m³ og 180 mill. m³ datert til 14 900-12 800 kal. år BP. Dette tidsrommet passer med tiden vi tror sandlaget ble avsatt. Skredet på 180 mill. m³ har ifølge Longva et al. (2009) trolig truffet breen, men det andre skredet på 150 mill. m³ kan ha skapt en stor tsunami som ble fanget opp

av Engjvatnet. Størrelsen på tsunamien er vanskelig å anslå fordi vi ikke vet oppskyllingshøyden eller om hele skredvolumet raste i fjorden samtidig. Sammenlignet med det største scenario ved Åkneset (54 mill. m³), som har modellert oppskylling på 9 meter ved Skodje, kan dette fjellskredet følgelig ha skapt en vesentlig større bølge.

Litletjørna

Litletjørna er mindre egnet for å undersøke en seinglasial tsunamihendelse i Storfjorden. 10 800 kal. år BP lå Litletjørna omtrent 4-6 meter under havnivået. Før 10 800 kal. år BP har Litletjørna trolig ligget for dypt til å la seg påvirke av en tsunami (**Figur 7**).

5.1.2 Ingen tsunami i Storfjorden etter Storegga?

Avsetningene i Litletjørna gir muligens noen svar på dette spørsmålet. Strandforskyvningskurven for Litletjørna indikerer at tjernet lå gunstig til for å fange opp eventuelle tsunamier mellom 10 800-3500 kal. år BP, da bassenget lå 0-2 meter under havnivået i tiden 9200-6400 kal. år BP, og 0-8 moh. i tiden 10 400-9200 kal. år BP og 6400-3500 kal. år BP (**Figur 7**). Dette ser vi blant annet av de tydelige storeggaavsetningene avsatt 8150 kal. år BP da tjernet lå under havnivået. I tillegg var større deler av bukta ved Glomset oversvømt av havet (**Figur 30**). Dette ville sannsynligvis føre til at bølgehøyden på en eventuell tsunami økte dramatisk fordi den ville bli presset inn i en lengre kanal med grunt vann (se avsnitt om Green's Law, kap. 5.2.2.2). Med dette kan vi forvente å finne spor i avsetningene, selv av en hendelse mindre enn Storegga. Et stort forhistorisk fjellskred i Storfjorden vil altså trolig ha blitt fanget opp her.

Selv om strandforskyvningskurven indikerer at 10 800-3500 kal. år BP var gunstig for å fange opp tsunami, finner vi i realiteten bare avsetninger fra 8150-3500 kal. år BP innenfor denne perioden. Dette fordi storeggatsunamien har erodert vekk de eldre avsetningene tilbake til omtrent 10 400 kal. år BP. Lakustrin gytje er ifølge strandforskyvningskurven avsatt under regresjonsminimum fra 10 400 kal. år BP til 9200 kal. år BP da vannet lå over havnivået. I Litletjørna har storeggatsunamien akkurat erodert forbi denne gytja i alle borepunkter bortsett fra L1. Ut ifra stratigrafien i Litletjørna kan vi derfor ikke utelukke en tsunamihendelse mellom 10 400 kal. år BP og Storegga.

Har det gått store fjellskred i Storfjorden i tidsrommet 8000-3500 kal. år BP?

De seks største kartlagte skredhendelsene som skjedde i holocen er beregnet til 3-5 mill. m³, og kan sees i **Figur 1** (Longva et al., 2009). Disse inkluderer blant annet skafjellulykka i 1731 der deler av Skafjellet raste ut og skapte en tsunami som tok flere liv i Stranda. De andre hendelsene skapte sannsynligvis også tsunamier i indre Storfjorden, men skjedde før 8000 kal. år BP eller etter 3500 kal. år BP, eller var for små til at de forstyrret sedimentene i Litletjørna. Etter storeggaavsetningene tyder stratigrafien i Litletjørna på normale avsetningsforhold og vi ser ingen spor etter tsunami (**Figur 34**). Dette svekker dermed teorien om en betydelig tsunamihendelse mellom Storegga og 3500 kal. år BP.

Etter ca. 3500 kal. år BP lå Litletjørna høyere enn 8 meter over havet. Harbitz et al. (2014) viser simuleringer av det største skredscenarioet ved Åkneset (1C, 54 mill. m³) som gir en tsunamibølge med 8 meter oppskylling ved Glomset. Dette betyr at dersom en tsunamibølge skulle ha forstyrret avsetningene etter 3500 kal. år BP må et fjellskred i indre Storfjorden ha vært på størrelse med, eller større enn det største scenarioet ved Åkneset. Alternativt måtte fjellskredet ha skjedd nærmere Glomset. Etter 3500 kal. år BP har dermed tjernet ligget for høyt til å bli rammet av tsunamier forårsaket av fjellskred i de indre delene av Storfjorden.

For det største skredscenarioet ved Åkneset (1C, 54 mill. m³) har Blikra et al. (2006) anslått en årlig sannsynlighet mellom 1/3000 og 1/5000. Litletjørna avslører ingen hendelse på størrelse med Åkneset 1C i tidsrommet 8000-3500 kal. år BP, altså et tidsspenn på 4500 år. Beregningene til Blikra et al. (2006) understøttes dermed av våre boreundersøkelser i Litletjørna. For å kunne forsterke den beregnede sannsynligheten bør det bores på vann som ligger lavere enn Litletjørna der en muligens kan avdekke hendelser i tidsrommet etter 3500 kal. år BP.

5.2 Finnes det spor etter storeggatsunamien innover i Storfjorden? Og hvor stor er «run-up»?

Indre del av Storfjorden har svært få innsjøer som ligger lavt nok til å kunne bli truffet av storeggatsunamien. De bratte fjordsidene gjør det utfordrende å kartlegge tsunamien forplantning og «run-up» innover i fjorden, noe som gjenspeiles i valget av lokalitetene Engjavatnet og Litletjørna. Selv om disse ligger nokså langt ut i fjorden er det så vidt vi vet ingen vann lenger inn som er bedre egnet til å fange opp en tsunamioppkylling.

5.2.1 Storegga i Litletjørna

Enhet 2 i Litletjørna ligner på tidligere beskrivelser av storeggatsunamien. Bassenget lå ifølge strandforskyvningskurven (**Figur 7**) omtrent to meter under havnivå da storeggatsunamien inntraff. Ifølge Bondevik et al. (1997b) inneholder ofte basseng like over eller rett under havnivået repeterte sandlag med organisk detritus imellom. Dette så vi ikke i Litletjørna men skyldes flere pulser i oppskyllingen, og kan variere mye mellom bassengene. Nederst i tsunamiavsetningene har Bondevik et al. (1997b) typisk beskrevet et gradert sandlag eller massiv sand med skjell og grus oppå en tydelig hiatus. I Litletjørna observerer vi ett sandlag som er massivt og ligger oppå en erosjonsgrense. Over sandlaget finner vi organisk detritus. Bondevik et al. (1997b) beskriver også et suspensjonsavsatt siltlag i toppen av sine tsunamiavsetninger i basseng under havnivå. Dette kan også sammenlignes med avsetningene vi finner i Litletjørna.

I Litletjørna finner vi marin silt over og under tsunamiavsetningene (enhet 2). Etter strandforskyvningskurven hadde vi forventet å finne lakustrin gytje fra regresjonsminimum innimellom den marine silten (**Figur 7**), men disse avsetningene er i hovedsak borte. Ingresjonskontakten og nesten alle lakustrine sedimenter fra denne perioden er erodert vekk av storeggatsunamien, bare noen få centimeter av regresjonsavsatt gytje er bevart i borepunkt L1 (**Figur 36**). Borepunkt L1 er det eneste der vi kan se overgangen fra marine avsetninger til lakustrine avsetninger under enhet 2. Fra undersøkelser gjort av Rasmussen et al. (2018) i basseng L2 ser vi intakt regresjonsavsatt gytje slik vi hadde forventet å finne den dersom storeggatsunamien ikke hadde erodert i den i Litletjørna. Isolasjonskontakten ved regresjonsminimum er i basseng L2 omtrent 2 cm tykk mens den i Litletjørna er mindre enn 0,5 cm med millimetertynne mørke lamina. For Litletjørna skyldes dette trolig rask landhevning og brå adskillelse fra havet.

At erosjonen skyldes storeggatsunamien underbygges også av hvor i stratigrafien vi finner avsetningene. Ifølge strandforskyvningskurven skjedde storeggatsunamien etter at Litletjørna ble koblet til havet av tapestransgresjonen, noe gytja under erosjonsgrensen i borepunkt L1 beviser. At Storegga de fleste steder har erodert forbi regresjonsavsatt gytje betyr i tillegg at over 2000 år med avsetninger er erodert vekk.

I Litletjørna er enhet 2 tykkest øst i bassenget (**Figur 33**). Her er bassenget mindre skjermet av bergknausen omtalt i **Figur 31**. Dette argumenterer for at avsetningene skyldes en hendelse fra sjøsiden. Selv om havnivået var rundt 16 meter høyere da storeggatsunamien

inntraff var Litletjørna kun forbundet til havet via en trang kanal mellom bergknausene på hver side av utoset. Oppskyllingen har sannsynligvis vært sterkest i kanalen på vei inn i bassenget, og dermed erodert og avsatt mest materiale i forlengelsen av kanalen.

5.2.2 Storegga i Engjvatnet

Den komplekse strukturen av enhet 3 i Engjvatnet er tolket som tsunamiavsetninger. Dersom vi antar konstant sedimentasjonsrate mellom radiokarbondateringene viser disse at toppen av enhet 3 er samtidig med storeggatsunamien (**Figur 28** og **Figur 29**). Bondevik et al. (2012) har beregnet storeggatsunamien til 8120-8175 kal. år BP basert på en rekke karbondateringer, blant annet datering av grønn mose i tsunamiavsetningene. I geologisk sammenheng representerer våre funn en svært nøyaktig samhörighet i tid med storeggatsunamien, og en kan derfor tro at det er Storegga som har skapt enhet 3.

Med utgangspunkt i sedimentasjonsraten i borepunkt P05 (**Figur 28**) ser vi et stort avvik mellom det faktiske dypet til veddeaskelaget og på hvilket dyp vi hadde forventet å finne det. Dette bekrefter den kraftige erosjonen vi har observert øst i Engjvatnet og indikerer en hiatus på over 3000 år. Det er sannsynlig at sedimentasjonsraten var mindre i yngre dryas enn i holocen på grunn av mindre vegetasjon, og forklarer trolig noe av avviket. Borepunkt P11 (**Figur 29**) viser et vesentlig mindre avvik mellom sedimentasjonsraten og dypet til veddeaskelaget. Dette skyldes trolig mindre erosjon, som virker logisk fordi vi ikke ser noen tydelig hiatus ved undergrensen til enhet 3a.

Gytja vi finner i enhet 3 skiller seg ut med en lysere olivenbrun farge, generelt høyere siltinnhold og grove plantefragmenter (**Figur 23**). Vi tror at den siltige gytja er et resultat av erosjon og resedimentasjon. Under resedimentasjon har gytja blitt avsatt med silt og planterester. Der det var relativt kraftig erosjon ble det dannet klaster (**Figur 25**). Siltklaster i gytja fremstår som resedimentert YD-silt fra enhet 2, og flere av gytjeklastene er omsluttet av et svært tynt silt- eller sandlamina. Dette betyr at de trolig har rullet langs bunn og dratt med seg silt og sand.

I toppen av enhet 3 finner vi noen mm tykke svarte lamina etterfulgt av et tydelig grågult lamina (**Figur 24**). Dette ser vi tydeligst i den dypeste delen av bassenget (**Figur 15**). Borepunktene som har dette laget er markert med tykk svart strek som overgrense på tsunamiavsetningene. Lignende topp på tsunamiavsetninger er beskrevet av Bondevik et al. (1997a). Laminaene tolkes å ha oppstått på grunn av saltvann som ble fanget i bassenget etter

tsunamioppskyllingen. Saltvann med høyere tetthet enn ferskvann har sunket til bunn av bassenget og skapt anoksiske bunnforhold (Anderson et al., 1985). Dette har hindret bioturbasjon slik at laminaene ble bevart.

5.2.2.1 Tsunamiavsetningene 3a og 3b

3b som har opprevne klaster, mye erosjon og lite sand ligner veldig på facies som er tidligere beskrevet i storeggatsunamilaget (Bondevik et al., 1997a). For eksempel ligner 3b på sedimentene i Skolemyra som lå 8-9 meter over havet da storeggatsunamien inntraff. Laget er her beskrevet til å ha 50-70 cm tykke tsunamiavsetninger sentralt i bassenget, med veldig store og mange opprevne klaster, lite sand og med en erosjonskontakt ned på veddeaskelaget. På toppen av tsunamilaget i Skolemyra ligger et svart lamina. Engjvatnet lå til sammenlikning omtrent 40 meter over havnivå på storeggatid, har rundt 100 cm tykke tsunamiavsetninger i sentrale deler, mye opprevne klaster, lite sand og i de dype delene et svart lag/lamina på toppen. 3a er imidlertid ikke beskrevet som tsunamifacies i Bondevik et al. (1997a).

For oss fremstår siltlaminaene i 3a som resedimentert silt fra enhet 2c. Hvordan silten er avsatt er vanskelig å fastslå, men kan muligens skyldes varierende avsetningsforhold under oppskyllingen med enkelte roligere perioder. Dette kan kanskje forklares av at oppskyllingen skjedde over relativt lang tid med en lang bølgeperiode på tsunamien. Simuleringer av tsunamien ved Sula viser at perioden fra bølgetopp til bølgetopp gikk over omtrent tre timer (Bondevik et al., 2005a). Dette betyr også at tiden der oppskyllingen var på sitt høyeste var nokså lang, kanskje opp mot én time. Dette kan ha skapt forhold i Engjvatnet der turbulensen i bassenget har variert, og tillatt suspendert silt å bli avsatt imellom organisk detritus (**Figur 21**).

I resultatene ser vi en skarp hiatus, silt- og gytjeklaster og sandlag i 3b. Dette vitner om en høyere bølgeenergi, mer turbulens og kraftigere erosjon enn det vi finner i 3a. I borepunktene P16 og P09 (**Figur 27**) finner vi 3a over 3b som indikerer at tsunamien først har erodert og avsatt 3b, før energien avtok og avsatte 3a under roligere forhold. Å definere overgangen til turbulente avsetningsforhold, altså grensen mellom 3a og 3b, er imidlertid vanskelig. Til gjengjeld antyder 3a og 3b tsunamienes adkomstvei opp elveleiet, der oppskyllingen har vært sterk nok kun i en begrenset del av bassenget til å erodere helt ned til veddeasken. Sett fra Solnørvika har Dyrhaugen sannsynligvis skjermet Engjvatnet fra mye av energien til tsunamien (se **Figur 38**).

I tsunamiavsetningene finner vi tilsynelatende bare lokalt materiale, det er ingen spor etter sedimenter fraktet fra havet. Dette skyldes nok den store oppskyllingshøyden og ikke minst avstanden fra havet. Selv med havnivået på storeggatid lå Engjvatnet over 1,6 km fra strandlinjen. Dette var trolig langt nok i strekning og tid til at det meste av suspendert materiale fra havet ble avsatt i elveløpet, og tsunamivannet som nådde Engjvatnet var relativt rent for grove sedimenter. Det kan imidlertid ikke utelukkes at silten vi ser som lamina og lag i 3a er fraktet fra havet, selv om den visuelt ligner YD-silt (enhet 2c).

Sandlaget i bunn av 3b i borepunkt P07 (**Figur 26**) er rent og inneholder ikke skjellfragmenter eller pinnerester, slik vi ser i Litletjørna. Hvis sanden var fraktet inn fra elveløpet hadde vi forventet å finne grovere og tykkere sand jo mer vi beveget oss mot utoset (Bondevik et al., 1997b). Dette er ikke tilfellet (se **Figur 16**), og sand oppå hiatusen i 3b er lite utbredt. Utenom i P07 finner vi denne sanden kun i S1, P16 og noe i P09. Tsunamien har trolig fraktet sand fra eldre deltaavsetninger på oversiden av Engjvatnet, og avsatt det på nytt under tilbakestrømming («backwash»). Vi tror at sandlaget kunne blitt funnet flere steder om en borer lenger øst, der bassenget var mindre skjermet av Dyrhaugen under tsunamioppskyllingen.

Avsetningstypen 3a med en uklar undergrense, og den begrensede utbredelsen av 3b med sandlag og skarp hiatus, tyder på at tsunamien bare så vidt nådde Engjvatnet og skylte inn med relativt liten kraft. Selve tsunamibølgen vil ofte kunne rekke høyere i terrenget enn høyden der en finner tsunamiavsetninger fordi suspenderte partikler avsettes før vannet i tsunamien når sin maksimale høyde (Smith et al., 2007), men dette er vanskelig å bevise nettopp på grunn av fraværet av slike avsetninger. Ut ifra avsetningsmønsteret i Engjvatnet er det derimot lite sannsynlig at tsunamibølgen kan ha rukket mer enn maksimalt 1-2 meter over terskelen i utoset. Den forholdsvis svake oppskyllingen kan også forklare hvorfor vi ikke ser noen tydelig hiatus og sterk erosjon i den dype delen av bassenget, eller der bassenget er skjermet av Dyrhaugen (**Figur 16**).

5.2.2.2 «Run-up»

Storeggaavsetninger i Engjvatnet betyr at tsunamien må ha hatt en «run-up» på minst 40 meter (**Figur 38**). Dette er enestående sammenliknet med tidligere påviste «rekorder» langs norskekysten. Bergsøy og Sula har hittil høyeste kartlagte «run-up» på henholdsvis 9-13 m og 10-12 m (Bondevik et al., 2005a). Oppskyllingene på Bergsøy og Sula samsvarer for øvrig med numeriske simuleringer av storeggaskredet gjort av Harbitz (1992) og Bondevik et al. (2005a). Overenstemmelsen viser at simuleringen er representativ for tsunamiens egenskaper ved

kystlinjen (Bergsøy og Sula), men utelukker ikke høy oppskylling innover i fjordarmene (Skodje).

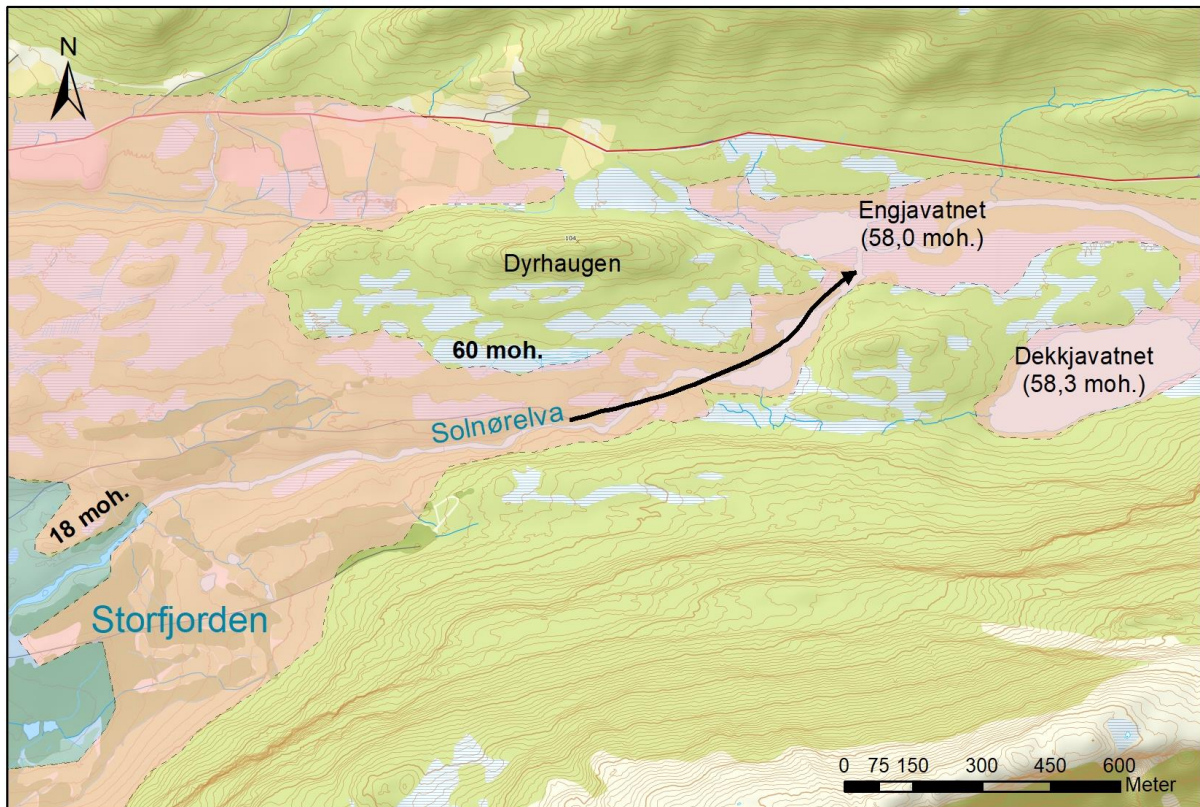
Bondevik et al. (2005a) beskriver at større oppløsning (500 m × 500 m) ved simulering produserer høyere bølger langs norskekysten enn hva som tidligere er modellert av Harbitz (1992). Denne oppløsningen vil likevel ikke være nok til å redegjøre for den kompliserte geometrien innover i Storfjorden, som bukta (Solnørvika) ved Skodje eller ved Glomset. Dette problemet er påvist på Shetland og Færøyene der grovere simuleringer betydelig underestimerte «run-up» i trange fjorder. For eksempel i Sullom Voe-området, en fjord på Shetland, er det funnet tsunamiavsetninger 20 meter over havnivået på storeggatid (Bondevik et al., 2005b), mens simuleringer i det samme området indikerte en bølgehøyde på kun 7-8 meter (Bondevik et al., 2005a).

Den store forskjellen i «run-up» mellom tidligere undersøkelser på Bergsøy og Sula, og Engjvatnet, fremprovoserer følgelig en viss skepsis. Med en oppskylling på 40 meter antar vi at fjorden har fungert som en forsterkende faktor, og dermed tvunget bølgehøyden til å stige. Lokal bunntopografi og innsnevring i Solnørvika, og den trange Solnørdalen bidro antakelig til å øke bølgehøyden mot Engjvatnet ytterligere (**Figur 12**). I tillegg viser simuleringer fra Åkneset med et skred på 54 mill. m³ at «run-up» er noe høyere ved Solnørvika enn Glomset og Ørskog (Harbitz et al., 2014). Dette kan bidra til å støtte påstanden om en ekstra høy oppskylling her fra storeggatsunamien.

Green's law er en rask og enkel metode for å beregne forsterkningsfaktoren en bølge opplever ved minkende vanddybde og bredde innover en kanal/fjord. Metoden er en lineær tilnærming som betyr at den kun vurderer forsterkningsfaktoren ut ifra forskjellen i vanddybde og kanalbredde mellom to punkter. Den inkluderer ikke den komplekse bølgeresponsen som skjer ved lokale batymetriske endringer, eller responsen fra strandlinjevariasjoner som inn- og utvikler, små øyer og skjær. Metoden tar heller ikke hensyn til bølgerrefleksjon fra land, noe som er en svært aktuell problemstilling ved vurdering av en tsunami sin oppførsel i norske fjordsystemer. Dette tilsier at Green's law ikke er veldig anvendelig til å beregne «run-up» i Engjvatnet eller Litletjørna. Funksjonen kan gi en pekepinn på bølgedynamikk i Storfjorden men må ansees som en grov tilnærming. For anvendelse av Green's law, inkludert bølgerrefleksjon, se Synolakis & Skjelbreia (1993).

Effektene av lokal topografi er altså sentral for å forstå bølgeoppskylling, og er ved Engjvatnet et av argumentene for at storeggatsunamien her hadde en oppskylling på over 40

meter. Som vi ser i **Figur 12** og **Figur 30** har både Litletjørna og Engjvatnet innviker som vil kanalisere tsunamien og bidra til å øke oppskyllingshøyden. I tillegg er det mulig at første bølge på vei tilbake, «backwash», fra indre Storfjorden kan ha møtt neste tsunamibølge fra Storegga omtrent ved Skodje. Undersøkelser har vist at intensiteten på tilbakestrømmingen/«backwash» forårsaket av den første bølgen i stor grad påvirker oppskyllingshøyden på bølgen som kommer etter, og kan føre til en forsterket oppskylling der de to bølgene møtes. (Lo et al., 2013). Dersom dette skjedde utenfor Skodje støtter det den høye oppskyllingen i Engjvatnet.



Figur 38. Nede til venstre sees Storfjorden med havnivået ved storeggatid. Fargeleggingen under 60 moh. symboliserer anslått maksimal «run-up». Tsunamien har nok ikke alle steder nådd opp til 60-metershøydekurven, men hovedsakelig fulgt elveleiet Solnørelva og nådd Engjvatnet som pilen viser. Ut ifra avsetningene kan vi se at tsunamien ikke har gått over passet nord for Dyrhaugen. Den kraftigste strømmen har gått inn Engjvatnet og videre mot Dekkjvatnet, det ser vi ut fra avsetningene og erosjonskontakten (enhet 3b). De indre delene av Engjvatnet mot vest har ligget i en bakevje.

6 Konklusjon

1. I de fleste borepunktene våre på Engjavatnet finnes et avgrenset, tydelig sandlag (enhet 2a) avsatt i seinglasial tid i god tid før veddeaskelaget. Dette tolker vi som en mulig tsunamihendelse. Ut ifra stratigrafien og strandforskyvningskurven er alder på laget 13 300-13 000 kal. år BP, altså noe før slutten av allerødperioden. Denne kan skyldes et stort fjellskred på 150 mill. m³ som er registrert med seismikk i Storfjorden (Longva et al., 2009).
2. Avsetningene i Litletjørna avslører ingen større tsunami i tiden mellom 8150 kal. år BP og til ca. 3500 kal. år BP. Vi kan ikke utelukke en hendelse mellom 10400 kal. år BP og 8150 kal. år BP, da avsetningene i dette tidsrommet er erodert bort av storeggatsunamien.
3. Storeggaavsetninger i Engjavatnet indikerer en «run-up» på over 40 meter. Avsetningene i den østlige delen av bassenget (enhet 3b) har facies som beskrevet i Bondevik et al. (1997a), mens avsetningene i den mer skjerma delen av bassenget, enhet 3a, er ulik med flere distinkte siltlamina i en trolig resedimentert gytje. ¹⁴C-dateringene underbygger påstanden om at enhet 3 er samtidig storeggatsunamien.
4. I Litletjørna finner vi typiske storeggaavsetninger. Ved hjelp av strandforskyvningskurven viser stratigrafien i bassenget at hendelsen har en alder som samsvarer med storeggatsunamien.

6.1 Forslag til videre arbeid

- Undersøke stratigrafien i basseng ved Storfjorden som ligger lavere enn Litletjørna og som kan ha fanget opp yngre og mindre tsunamier fra fjellskred etter storeggaskredet. *Igletjønna* (2,2 moh.) mellom Skodjevika og Solnørvika kan være en kandidat (**Figur 39**).
- Undersøke basseng som også ligger noe høyere enn Litletjørna for å kartlegge avsetningene fra 11 000 kal. år BP til 8000 kal. år BP, inkludert regresjonsminimum som storeggatsunamien har erodert vekk i Litletjørna. *Røyrvatnet* (19,4 moh.) rett nordøst for Litletjørna, der storeggatsunamien muligens har erodert mindre, kan være aktuell (**Figur 39**).

- Undersøke stratigrafien i basseng på omtrent samme høyde som Engjavatnet for å bekrefte eller avkrefte den høye oppskyllingen på minst 40 meter. *Littlevatnet* (68,8 moh.) øst for Sykkylven og *Tuvatnet* (40,0 moh.) ved Våtmyra vest for Sykkylvsfjorden kan være kandidater. *Dekkjavatnet* (58,3 moh.) like ved Engjavatnet kan også undersøkes for å skaffe mer informasjon om den høye oppskyllingen ved Skodje (**Figur 39**).
- For videre undersøkelser av Storegga-«run-up» ved Skodje kan en gjennomføre numeriske simuleringer av bølgen innover fjorden fra fjordmunningen, med et detaljert kart av fjordtopografien og fjordbunnen. Dette kan muligens belyse om oppskylling på 40 meter er realistisk. I tillegg kan Green's Law tas i bruk med en utvidet versjon som inkluderer bølgerrefleksjon (Synolakis and Skjelbreia, 1993). Metoden er likevel vanskelig å anvende i praksis på grunn av komplisert topografi og batymetri i Storfjorden.
- Ytterligere dateringer av i Engjavatnet – for eksempel rett over det svarte laget som finnes sentralt i bassenget, i toppen av enhet 3, f.eks. ved borepunkt P12.
- Undersøke isolasjonskontakten i Engjavatnet ved hjelp av diatomeanalyse, radiokarbondatering og røntgen, og dermed kontrollere/kalibrere strandforykningskurven.



Figur 39. Bassengene vi foreslår videre undersøkelser på er markert med stjerner. Tuvatnet, Littlevatnet og Dekkjavatnet er gode kandidater for å videre undersøke høy oppskylling i Storfjorden. Iglejtønna ligger nært havnivå og kan ha blitt forstyrret av mindre tsunamier fra fjellskred etter Storegga. I Røyrvatnet vil en kanskje finne mer av avsetningene som storeggatsunamien har erodert vekk i Littlejtørna.

Referanser

Litteratur og nettsider

- AMANTOV, A., FJELDSKAAR, W. & CATHLES, L. 2011. Glacial erosion in the Baltic Sea region: Effect on the post-glacial uplift. In: HARFF, J., BJÖRCK, S. & HOTH, P. (eds.) *The Baltic Sea Basin*. Springer.
- ANDERSON, R. Y., DEAN, W. E., BRADBURY, J. P. & LOVE, D. 1985. Meromictic lakes and varved lake sediments i North America *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1607, 1-19.
- BLIKRA, L. H., ANDA, E., HØST, J. & LONGVA, O. 2006. Åknes/Tafjord-prosjektet: Sannsynlighet og risiko knyttet til fjellskred og flodbølger fra Åknes og Heggerudaksla. NGU.
- BONDEVIK, S. submitted. Tsunami from the Storegga Landslide. Intended for the Encyclopedia of Complexity and System Science.
- BONDEVIK, S., LØVHOLT, F., HARBITZ, C., MANGERUD, J., DAWSON, A. & INGE SVENDSEN, J. 2005a. The Storegga Slide tsunami—comparing field observations with numerical simulations. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 195-208.
- BONDEVIK, S., MANGERUD, J., DAWSON, S., DAWSON, A. & LOHNE, Ø. 2005b. Evidence for three North Sea tsunamis at the Shetland Islands between 8000 and 1500 years ago. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1757-1775.
- BONDEVIK, S., STORMO, S. K. & SKJERDAL, G. 2012. Green mosses date the Storegga tsunami to the chilliest decades of the 8.2 ka cold event. *Quaternary Science Reviews*, 45, 1-6.
- BONDEVIK, S., SVENDSEN, J. I., JOHNSEN, G., MANGERUD, J. & KALAND, P. E. 1997a. The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and run up. *Boreas*, 26, 29-53.
- BONDEVIK, S., SVENDSEN, J. I. & MANGERUD, J. 1997b. Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44, 1115-1131.
- CORNER, G. D. & HAUGANE, E. 1993. Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk geologisk tidsskrift*, 73, 175-197.
- FJELDSKAAR, W. 1981. Late-glacial movements of sea level and crust in Fennoscandia. Universitetet i Bergen.
- HARBITZ, C. B. 1992. Model simulations of tsunamis generated by the Storegga Slides. *Marine geology*, 105, 1-21.
- HARBITZ, C. B., GLIMSDAL, S., LØVHOLT, F., KVELDSVIK, V., PEDERSEN, G. K. & JENSEN, A. 2014. Rockslide tsunamis in complex fjords: From an unstable rock slope at Åkneset to tsunami risk in western Norway. *Coastal Engineering*, 88, 101-122.
- HOLE, J., BLIKRA, L. H. & ANDA, E. 2011. Scenario og prognoser for fjellskred og flodbølger fra Åknes og Hegguraksla. Åknes/Tafjord Beredskap.
- HOYDEDATA.NO. Available:
<https://hoydedata.no/LaserInnsyn/?x=76568&y=6956726&level=14&utm=33&projects=&layers=&raster=&background=wmtsTopoGraatone> [Accessed 30. april 2019].
- HØGAAS, F., HANSEN, L., RINDSTAD, B. I., SVEIAN, H. & OLSEN, L. 2012. Database for registrering av marin grense (MG) i Norge. www.ngu.no: NGU.

- JOHNSEN, I. S. 2017. Strandforskyvning på Bokn og deglasiasjonen av Boknafjorden, Rogaland. The University of Bergen.
- KRISTIANSEN, I. L., MANGERUD, J. & LØMO, L. 1988. Late weichselian/early holocene pollen-and lithostratigraphy in lakes in the ålesund area, western Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 53, 185-231.
- LO, H.-Y., PARK, Y. S. & LIU, P. L. F. 2013. On the run-up and back-wash processes of single and double solitary waves — An experimental study. *Coastal Engineering*, 80, 1-14.
- LOHNE, O., MANGERUD, J. & BIRKS, H. 2013. Precise C-14 ages of the Vedde and Saksunarvatn ashes and the Younger Dryas boundaries from western Norway and their comparison with the Greenland Ice Core (GICC05) chronology. *J. Quat. Sci.*, 28, 490-500.
- LONGVA, O., BLIKRA, L. H. & DEHLS, J. F. 2009. Rock avalanches: distribution and frequencies in the inner part of Storfjorden, Møre og Romsdal County, Norway.
- MANGERUD, J., LIE, S. E., FURNES, H., KRISTIANSEN, I. L. & LØMO, L. 1984. A Younger Dryas Ash Bed in Western Norway, and Its Possible Correlations with Tephra in Cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research*, 21, 85-104.
- MÖRNER, N.-A. 1976. Eustasy and Geoid Changes. *The Journal of Geology*, 84, 123-151.
- RASMUSSEN, H., BONDEVIK, S. & CORNER, G. D. 2018. Holocene relative sea level history and Storegga tsunami run-up in Lyngen, northern Norway. *Journal of Quaternary Science*, 33, 393-408.
- SMITH, D. E., FOSTER, I. D. L., LONG, D. & SHI, S. 2007. Reconstructing the pattern and depth of flow onshore in a palaeotsunami from associated deposits. *Sedimentary Geology*, 200, 362-371.
- SVENDSEN, J. I. & MANGERUD, J. 1987. Late Weichselian and holocene sea-level history for a cross-section of western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 2, 113-132.
- SYNOLAKIS, C. E. & SKJELBREIA, J. E. 1993. Evolution of Maximum Amplitude of Solitary Waves on Plane Beaches. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 119, 323-342.
- VORREN, T. O. & MANGERUD, J. 2006. Istider kommer og går. In: RAMBERG, I. B., BRYHNI, I. & NØTTVEDT, A. (eds.) *Landet blir til: Norges geologi*. Trondheim: Norsk Geologisk Forening (NGF).
- ÅKNES/TAFJORD-BEREDSKAP. *Fjellskred historie* [Online]. Available: <https://www.aknes.no/?id=8679&Fjellskred%20historie> [Accessed 22 jan 2019].
- ÅKNES/TAFJORD-BEREDSKAP. *Åkneset* [Online]. Available: <https://www.aknes.no/?id=8695&%C5kneset> [Accessed 28 May 2019].