

Strandforskyvningsundersøkelser og kartlegging av tsunamisedimenter i Nordland

**Cand. scient. oppgave i geologi
Studieretning kvartærgeologi**

av

Ingrid Drange



**Institutt for Geovitenskap
Universitetet i Bergen**

2003

Sammendrag

I Nordland er sedimentene i seks glasiøle basseng i Hommelstø, tre basseng på Straumøya og et basseng på Kjerringøy undersøkt, beskrevet og tolket litostratigrafisk. I de fleste basseng er isolasjonskontakten bestemt litostratigrafisk. Diatomer i isolasjonskontakten i utvalgte basseng, bekrefter den litostratigrafiske plasseringen. Kontakten er datert med radiokarbon-dateringer i samtlige basseng i Hommelstø og i et basseng fra Straumøya. I to basseng fra Hommelstø er det også ^{14}C -datert under, i og over isolasjonskontakten.

Oppgaven er skrevet med utgangspunkt i tre overordnede målsettinger 1) kartlegge avsetninger fra en mulig Trænadjuptsunami og Storeggatsunamien, 2) undersøke strandforskyvningen sør i nordland og 3) undersøke isolasjonskontakten i utvalgte basseng.

1) Trænadjupraset (ca. 4000 ^{14}C -år før nåtid) kan ha utløst en tsunami. I Hommelstø og på Straumøya og Kjerringøy er det gjort undersøkelser for å kartlegge mulige spor etter en Trænadjuptsunami. I Husvatn på Straumøya er lamina av skjellfragmenter, sneglehus, finsand og grovdetrisk gytje i isolasjonskontakten tilsynelatende avsatt som tidsadskilte pulser. Sedimentene er diskutert med utgangspunkt i å være avsatt av en tsunami. Den mest nærliggende forklaringen er likevel at sedimentene er skyllet inn i bassenget av stormbølger og/eller stormflo.

I Hommelstø er det kartlagt sedimenter avsatt av Storeggatsunamien. Avsetningene er datert og sammenlignet med en etablert tsunamifaciesmodell, konstruert på grunnlag av sedimenter avsatt i glasiøle basseng langs kysten av Norge. Modellen beskriver i hovedsak tsunamifaciesene i nærheten av og over datidens havnivå. Tsunamifaciesene i Hommelstø kun er avsatt under datidens havnivå.

2) På grunnlag av de daterte isolasjonskontaktene, er det i Hommelstø konstruert en strandforskyvningskurve fra 8500 – 3700 kalenderår før nåtid. Hommelstøkurven, sammen med en justert kurve fra Nærøy, viser at landhevingen sør i Nordland har vært raskere i holosen sammenlignet med strandforskyvningen fra områder lenger sør i Nord- og Sør-Trøndelag på tilsvarende yngre dryasisobase.

Det er etablert et nytt sett med isobaser for 6000 ^{14}C -år strandlinjen fra grensen mellom Sør- og Nord-Trøndelag og sør i Nordland med retning N 23°Ø – N 28°Ø. Isobasene er konstruert på grunnlag av nye data fra Hommelstø, justert Nærøykurve og øvrige strandforskyvningskurver fra Nord- og Sør-Trøndelag. Det nye isobasesettet er sammenlignet med et eldre isobasesett som i stor grad er konstruert ut fra udaterte tidstransgressive strandformer. Nytt isobasesett illustrerer at yngre dryas- og 6000 ^{14}C -år isobasene ikke er parallelle mellom Sør-Trøndelag og sør i Nordland.

3) Dateringene under, i og over isolasjonskontakten overlapper i alder innenfor to standardavvik og indikerer at landhevingen har vært relativt rask i Hommelstø i løpet av holosen. Det er ikke avdekket hiatus mellom de marine og lakustrine avsetningene. Det er uvisst hvorvidt selve isolasjonskontakten ligger i over- eller underkant av de brakke, laminerte sedimentene. Resultatet indikerer også at det i Hommelstø er likegyldig hvor det dateres i isolasjonskontakten.

Forord

Først og fremst ønsker jeg å takke mine to hovedveiledere Jan Mangerud (UiB) og Stein Bondevik (UiT) for et fint samarbeid. Jeg vil også takke min biveileder, John Inge Svendsen (UiB). Ettersom Jan er i Bergen har jeg som oftest henvendt meg til ham for svar på små og store spørsmål underveis. Takk for at terskelen har vært lav inn til kontoret ditt, og at jeg alltid har følt meg velkommen. Stein Bondevik har gitt god veiledning via telefon, post og e-post. Langdistanseveiledningen har fungert bra til tross for at det ikke alltid er like lett å illustrere et problem gjennom en telefon. Stein var med på feltarbeidet i Hommelstø, på Straumøya og på Kjerringøy. Jeg hadde neppe fått opp mange kjerneprøver uten hans hjelp. Hyggelig var det også!

Far til Stein, Dagfinn Bondevik, fortjener også en stor takk for hjelp til å hente inn kjerner i Hommelstø. Sammen med Stein har han bygget en flåte og en hydraulisk 110 mm-kjerneprøvetaker. Begge deler fungerte utmerket i felt.

Øystein Lohne har vært en uvurderlig diskusjonspartner. Jeg er veldig takknemlig for at du har tatt deg tid til å diskutere med meg og mot slutten har lest korrektur på deler av oppgaven.

Takk til Hillary H. Birks for identifisering av makrofossiler og Øystein Lohne for identifisering av diatomèer.

Takk til alle medstudenter for en fin studietid, og takk til min familie for generell støtte gjennom studietiden. En spesiell takk går tilslutt til ham som i løpet av studiet har blitt min beste venn, Håvard H. Enge. Takk for korrekturlesning og gode diskusjoner – om blant annet geologi!

Bergen, september 2003

Ingrid Drange

Kapittel 1 - Innledning	1
1.1. Målsetting og bakgrunn	1
1.1.1. Undersøke tsunamiavsetninger	2
1.1.2. Strandforskyvningsundersøkelser	4
1.1.3. Undersøkelse av isolasjonskontakten	5
1.1.4. Feltområdene	5
Kapittel 2 - Metoder	9
2.1. Bassenganalyse	9
2.2. Feltmetoder	10
2.3. Laboratorimetoder	11
2.3.1. Kjernebeskrivelse	11
2.3.2. ¹⁴ C-dateringer	12
Kapittel 3 - Spor etter Storeggatsunamien	13
3.1. Spor etter Storeggatsunamien langs kysten av Skottland, Færøyene og Norge	13
3.2. Faciesmodell fra avsetninger fra Storeggatsunamien	15
Kapittel 4 - Bassengavsetninger, Hommelstø	17
4.1. "Tjernet"	18
4.1.1. Avsetninger i "Tjernet"	19
4.1.2. Datering av isolasjonskontakten	23
4.1.3. Sammenligning av enhet Tb og en faciesmodell for avsetninger fra Storeggatsunamien ..	24
4.2. Djupmyra	26
4.2.1. Avsetninger i Djupmyra	28
4.2.2. Datering av isolasjonskontakten	34
4.2.3. Sammenligning av enhet Dc og en faciesmodell for avsetninger fra Storeggatsunamien .	35
4.3. Rødlimyra	36
4.3.1. Avsetninger i Rødlimyra	38
4.3.2. Datering av isolasjonskontakten	43
4.3.3. Sammenligning av enhet Rc med en faciesmodell for avsetningene fra Storeggatsunamien	47
4.4. Flottvatn	48
4.4.1. Avsetningene i Flottvatn i borepunkt 4	49
4.4.2. Datering av isolasjonskontakten	54
4.4.3. Sammenligning av enhet Fa, Fb og Fc og en faciesmodell for avsetninger fra Storeggatsunamien	54
4.5. Mølnmyra	55
4.5.1. Avsetningene i borepunkt A	57
4.5.2. Diskusjon av siltlamina i de lakustrine avsetningene	59
4.5.3. Datering av isolasjonskontakten	60
4.6. Fugellitjønnna	62
4.6.1. Avsetningene i Fugellitjønnna	63
4.6.2. Datering av isolasjonskontakten	67
4.6.3. Sammenligning av enhet FUb og en faciesmodell for avsetninger fra Storeggatsunamien	68

Kapittel 5 - Bassengavsetninger fra Straumøya og Kjerringøy 69

5.1. Gangvatn, Straumøya	69
5.1.1. Beskrivelse og tolking av sedimentene	71
5.2. Husvatn, Straumøya	71
5.2.1. Beskrivelse og tolking av sedimentene	72
5.2.2. Detaljert beskrivelse av overgangen mellom marine og lakustrine sedimenter i borepunkt 7	73
5.2.3. Diskusjon av sonen med skjellfragmenter, sneglehus og finsand ved marin/lakustrin overgang	75
5.3. Seinesvatnet, Straumøya	77
5.3.1. Beskrivelse og tolking av sedimentene	78
5.4. Litlevatnet, Kjerringøy	79
5.4.1. Beskrivelse og tolking av sedimentene	79

Kapittel 6 - Storegga- og Trænadjuptsunamien 81

6.1. Storeggatsunamien	81
6.1.1. Storeggatsunamiens avsetninger i forhold til havnivå	81
6.1.2. Storeggatsunamiens erosjon og avsetningsmønster i forhold til basseng-geometrien.....	82
6.2. Trænadjuptsunamien	83
6.2.1. Negativt funn av Trænadjuptsunami.....	83
6.2.2. Kan en Trænadjuptsunami utelukkes?	83

Kapittel 7 - Isolasjonskontakten 85

Kapittel 8 - Strandforskyvning 89

8.1. Justering av bassenghøyder	89
8.2. Strandforskyvningskurve fra Hommelstø	90
8.3. Vurdering og justering av en strandforskyvningskurve fra Nærøy, Nord-Trøndelag.....	93
8.4. Sammenligning av strandforskyvningen i Hommelstø/Nærøy og Trøndelag .	97
8.4.1. Sammenligning av Hommelstø- og Nærøykurven med strandforskyvningsdiagram fra Trøndelag og Møre	97
8.4.2. Sammenligning med strandforskyvningskurver fra Frosta og Verdalsøra	99
8.5. Isobaser	100
8.5.1. Yngre dryas isobaser.....	100
8.5.2. Sammenligning av Nærøy- og Hommelstøkurvene med et sett med isobaser fra ca. 6500 ¹⁴ C-år før nåtid	100
8.5.3. Justering av isobasene for 6000 ¹⁴ C-år strandlinjen mellom Sør-Trøndelag og Nord-Trøndelag/ Sør i Nordland	103

Kapittel 9 - Konklusjoner 105

Referanseliste..... 109

Kapittel 1 - Innledning

1.1. Målsetting og bakgrunn

Denne oppgaven har tre overordnede mål med delmål:

1. Undersøke spor fra tsunami i Hommelstø, Straumøya og Kjerringøy i Nordland fylke
 - a. Undersøke mulig tsunami aktivert av Trænadjupraset ca. 4000 ^{14}C -år før nåtid
 - b. Videre kartlegging av avsetningene fra Storeggatsunamien i Hommelstø og samt sammenligne avsetningene med etablerte tsunamifacies etablert på grunnlag av andre basseng langs norskekysten
2. Strandforskyvningsundersøkelser
 - a. Konstruere strandforskyvningskurve i Hommelstø
 - b. Sammenligne og diskutere Hommelstøkurven mot etablerte kurver fra Nord- og Sør-Trøndelag
 - c. Sammenligne og diskutere nye resultater med et etablert sett med isobaser fra yngre dryas og tapes-tid
3. Undersøke isolasjonsfasen i to basseng fra Hommelstø
 - a. Undersøke hvor lenge bassengene var i en isolasjonsfase
 - b. Avdekke eventuelle hiatuser
 - c. Undersøke om det har aldersmessig betydning om dateringen skjer under, i eller over isolasjonskontakten

1.1.1. Undersøke tsunamiavsetninger

Ormen Lange-prosjektet

Bakgrunnen for å undersøke en mulig Tænadjuptsunami er Ormen Lange prosjektet, et samarbeidsprosjekt mellom Norsk Hydro, NGU og universitetene i Tromsø, Oslo og Bergen. Ormen Lange prosjektet ble startet i 1999 som et ledd i Norsk Hydros konsekvensutredning i forbindelse med utbyggingen av gassfeltet Ormen Lange. Feltet er lokalisert i rasgropa til det undersjøiske Storeggaraset utenfor kysten av Møre og Romsdal (figur 1.1.). Storeggaraset er et av verdens største, kartlagte undersjøiske skred, og det har derfor vært helt nødvendig å etablere en forklaringsmodell for skredet og vurdere skråningsstabilitet og rasrisiko. I følge Bugge *et al.* 1987 og Jansen *et al.* 1987 raste det ut ca 5500 km³ rasmateriale og raset berørte et område på ca. 112 500 km³. Raset er datert til ca. 7250 ¹⁴C-år før nåtid (Haflidason *et al.* 2001). I kjølvannet av raset ble det aktivert en tsunami kalt Storeggatsunamien. En av aktivitetene i prosjektet var kartlegging av andre store skred og tsunamisedimenter på land og i fjordene langs norskekysten for å analysere en mulig risiko for nye skred og eventuelt påfølgende og ødeleggende tsunami.

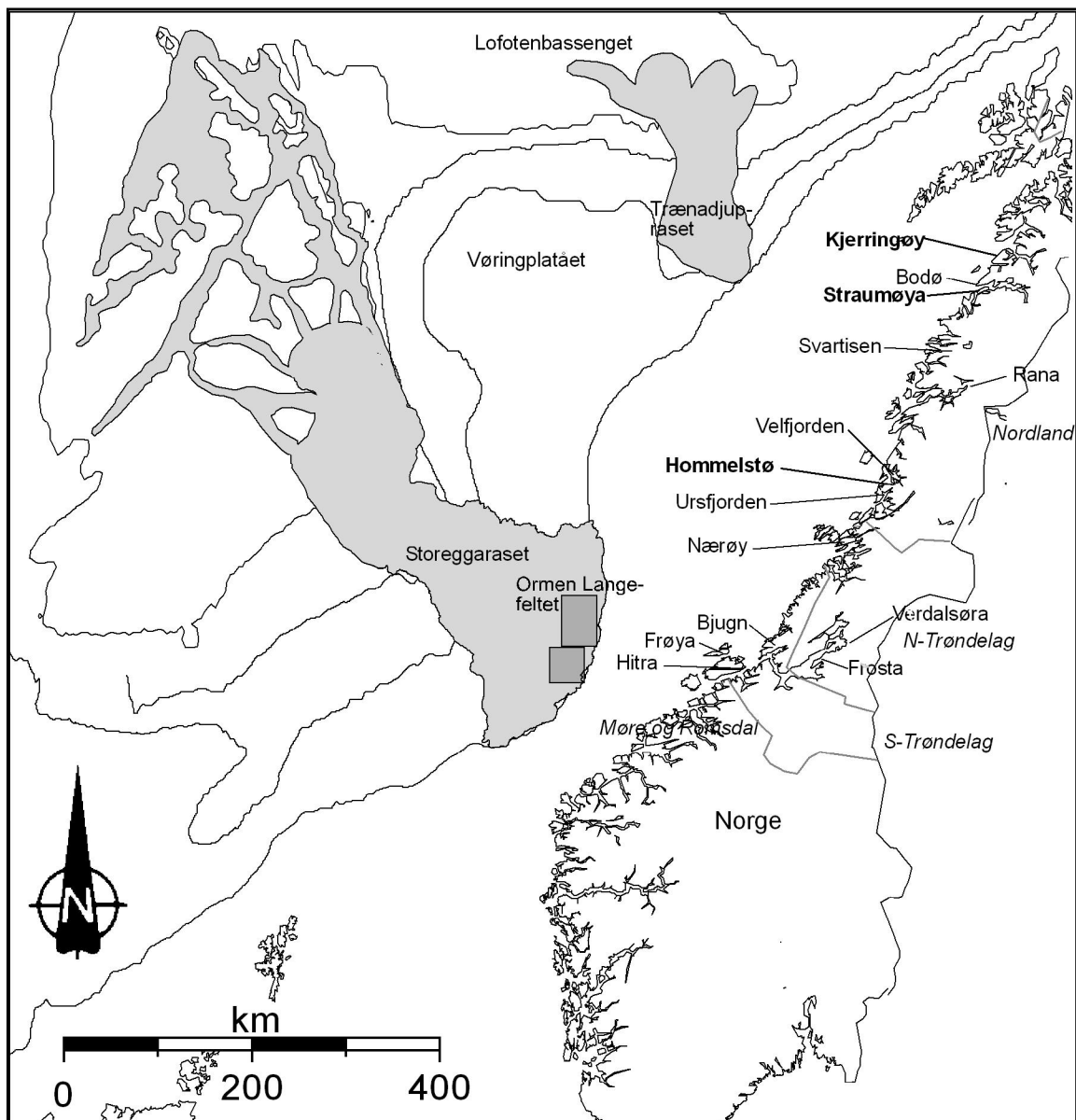
Trænadjuptsunamien

Trænadjupraset er det nest største undersjøiske, kartlagte raset langs norskekysten og har påvirket et havbunnsområde på 14 100 km² (Laberg og Vorren 2000; Laberg *et al.* 2002a,b). Rasgropa til Trænadjupraset ligger nordøst for Vøringplatået og avsetningene strekker seg ned mot dyphavet og utover Lofotenbassenget (figur 1.1.). Raset er datert ca. 4000 ¹⁴C-år før nåtid på grunnlag av en minimumsdatering av post-ras avsetninger (Laberg og Vorren 2000; Laberg *et al.* 2002b).

For å undersøke om Trænadjupraset har generert en tsunami, er flere glisiale basseng undersøkt i Hommelstø, på Straumsøya og på Kjerringøy (figur 1.1). Bassengene er valgt ut med hensyn på tidligere forandring i havnivå, og de hadde en forventet isolasjon fra havet i tidsrommet 3500-7000 ¹⁴C-år før nåtid.

Storeggatsunamien

Avsetninger fra Storeggatsunamien er kartlagt i myrer og innsjøer langs norskekysten og systematisert i facies beskrevet Bondevik *et al.* (1997b). I Hommelstø er Storeggatsunamien kun beskrevet fra basseng som den gang lå under havnivå, og sedimentene er sammenlignet med faciesmodellen og observerte erosjon- og avsetningsmønster til tsunamien. En mer detaljert oversikt over Storeggatsunamiens utbredelse og faciesmodellen står skrevet i kapittel 3.



Figur 1.1. Oversiktskart over Norge og sokkelen med geografisk utbredelse av Storeggaraset og Trænadjupraset. Feltområdene Hommelstø, Kjerringøy og Straumøya er uthevet. Resterende navn på kartet er lokaliteter omtalt i teksten.

1.1.2. Strandforskyvningsundersøkelser

Strandforskyvningen sør i Nordland er lite kjent, og det er gjort få undersøkelser. Unntaket er strandlinjen fra yngre dryas som er godt etablert langs Nordlandskysten på grunn av strandhakk i fast fjell og terrasser korrelert eller datert til yngre dryas alder (Rekstad 1922; Grønlie 1951; Rasmussen 1981). Fra Hommelstø er det derfor konstruert en strandforskyvningskurve fra holosen.

De nærmeste områdene nord for Hommelstø hvorfra det er konstruert strandforskyvningskurver og -diagrammer, er i Rana-distriktet (Grønlie 1951, Grønlie 1978) og vest for Svartisen (Rasmussen 1981) (figur 1.1.). Kurvene og diagrammene er hovedsakelig konstruert ut fra morfologiske landformer. Møller (1987) har konstruert et strandforskyvningsdiagram og et isobasesett for 6000 ¹⁴C-år strandlinjen for Finnmark, Troms og nordlige Nordland. Diagrammet er basert på flere tidligere arbeider i regionen. Han påpeker spesielt at strandforskyvningskurvene fra Grønlie (1978) og Rasmussen (1981) avviker fra diagrammet og at det tydelig er behov for å gjøre flere undersøkelser sør i Nordland.

Sør for Hommelstø er det betydelig bedre dekning med flere daterte strandforskyvningskurver. I strandforskyvningsdiskusjonen (kapittel 8) er kurven fra Hommelstø sammenlignet og diskutert opp mot arbeid gjort i Nord- og Sør-Trøndelag (figur 1.1.). Nærøy er det nærmeste området hvor det er konstruert en kurve, på grensen mellom Nord-Trøndelag og Nordland (Ramfjord 1982). Lenger sør er det konstruert kurver fra Frosta, Bjugn, Hitra og Frøya (Kjemperud 1981; 1986) og Verdalsøra (Sveian og Olsen 1984). Svendsen og Mangerud (1987) har på grunnlag av kurver fra Trøndelag og Møre konstruert et strandlinjediagram for seinweichsel og holosen. Diagrammet er grundig sensitivitetstestet, og deriverte kurver fra diagrammet sammenfaller meget bra med empiriske kurver. Svendsen og Mangerud (1987) finner imidlertid at diagrammet ikke er gyldig for strandforskyvningen på Nærøy.

Isobasene er godt etablert for Trøndelag og viser seg å være tilnærmet parallelle gjennom yngre dryas og holosen (Rekstad 1922; Undås 1942; Sollid og Kjenstad 1980; Svendsen og Mangerud 1987; Sørensen *et al.* 1987). Isobasene er i hovedsak etablert på grunnlag av korrelerte, marine terrasser, men senere også bekreftet av dateringer. I Nordland er isobasene for yngre dryas etablert på grunnlag

av strandlinjer i terrenget og terrasser (Rekstad 1922; Rasmussen 1981; Sørensen *et al.* 1987), mens holosene isobaser i hovedsak er interpolert fra områder sør og nord for Nordland (Sørensen *et al.* 1987; Møller 1987). I denne oppgaven er det trukket isobaser (fra ca. 6000 ^{14}C -år før nåtid) mellom Trøndelag og Nordland basert på etablerte strandforskyvningskurver samt nye resultater fra Hommelstø. Isobasene er sammenlignet og diskutert mot et isobasesett konstruert av Sørensen *et al.* (1987) for ca. 6500 ^{14}C -år strandlinjen før nåtid (Kapittel 8).

1.1.3. Undersøkelse av isolasjonskontakten

Isolasjonen av et basseng er definert hydrologisk ved at høyvann ikke lenger strømmer inn i bassenget (Hafsten 1959). Sedimentene avsatt i forbindelse med isolasjonen er ofte laminert, svartbrun algegytje. Det er imidlertid uenighet om hvorvidt selve isolasjonskontakten ligger i toppen (Lie *et al.* 1983; Kaland 1984; Krzywinski & Stabell 1984; Kjemperud 1986; Kristiansen *et al.* 1988) eller i bunnen (Haugane 1984; Corner og Haugane 1993; Corner *et al.* 1999; Corner *et al.* 2001) av den laminerte sonen. Ved å datere under, i og over isolasjonskontakten er det gjort forsøk på å finne tiden det tar for et basseng å bli isolert og om det eventuelt er en hiatus i kontakten. Det er dermed mulig å finne hvorvidt det er signifikant aldersforskjell og dermed problematisk å sammenligne to basseng datert henholdsvis under og over isolasjonskontakten.

1.1.4. Feltområdene

Feltarbeidet ble gjennomført i samarbeid med Stein Bondevik i månedskiftet august september 2000 i Hommelstø og i mars 2001 på Straumøya og Kjerringøy (figur 1.1.).

Hovedmotivet for valg av området var beliggenhet i forhold til nærhet og retning til Trænadjupraset samt antall egnete basseng i riktig høyde over havet. Med begrenset viten om detaljert strandforskyvningsforløp fra feltområdene, var det imidlertid usikkert i hvilken høyde det ville være mest hensiktsmessig å gjøre undersøkelser. Som en tilnærming ble Møller og Holmeslets dataprogram for

beregning av strandforskyvningskurver og strandlinjediagram brukt. Basseng i varierende høyde over havet ble undersøkt for å øke sjansene til å treffe basseng isolert rundt 4000 ¹⁴C-år før nåtid (Møller og Holmeslet 1997).

Hommelstø

Hommelstø ligger ca. fire mil sørøst for Brønnøysund innerst i Velfjorden i nord og Ursfjorden i sør (figur 1.1.). Området ligger som en terskel mellom fjordene som strekker seg henholdsvis sørøst-nordvest og nordøst-sørvest. Landskapet er kupert med flere glasialt eroderte basseng i forskjellige høyder over havet. I løpet av holosen, da havnivået var høyere, lå Hommelstø som et arkipelag mellom Ursfjorden og Velfjorden.

I forhold til Trænadjupraset strekker Velfjorden seg i en forlenget linje mot sørøst, og en eventuell tsunamibølge kan ha blitt oppstuvet i fjorden. I tilfellet tsunami, øker dette sannsynligvis sjansen for å finne spor, særlig hvis tsunamien har vært relativt liten.

Straumøya og Kjerringøy

Straumøya og Kjerringøy ligger henholdsvis sør og nord for Bodø by og omtrent rett øst for rasgropa til Trænadjupraset (figur 1.1.).

Straumøya ligger i overgangen mellom den ytre sørvest-nordøst-gående Saltenfjorden og Skjerstadjorden innenfor, og øya strekker seg parallelt med fjorden. Terrenget på Straumøya består av langstrakte sørvest-nordøst-gående høyder i sørøst, med en relativt markert overgang til et småkupert terreng med flere basseng og myrområder langs Saltenfjorden i nordvest. Saltenfjorden er en liten fjord, så Straumøya er forholdsvis godt eksponert ut mot åpen sjø. Dette gjelder særlig den vestlige enden av øya. Det er flere sandstrender langs Straumøya.

Kjerringøy er en halvøy kjent for sine mektige fjell og hvite strender. Flere spisse tinder på opptil 1000 meters høyde stuper ned i fjæren. Strandflaten er dermed forholdsvis smal. Kjerringøy ligger ytterst ved kysten og er i likhet med Straumøya eksponert for åpen sjø.

Tidevannsforskjeller i Hommelstø, Straumøya og Kjerringøy

De viktigste meteorologiske faktorene som påvirker vannstanden er lufttrykk og vind. Lavtrykk fører til høyere vannstand og kraftig pålandsvind kan føre til oppstuvning av vann langs kysten og i fjorder. Astronomisk høyvann med ekstra høyt meteorologisk bidrag kalles stormflo.

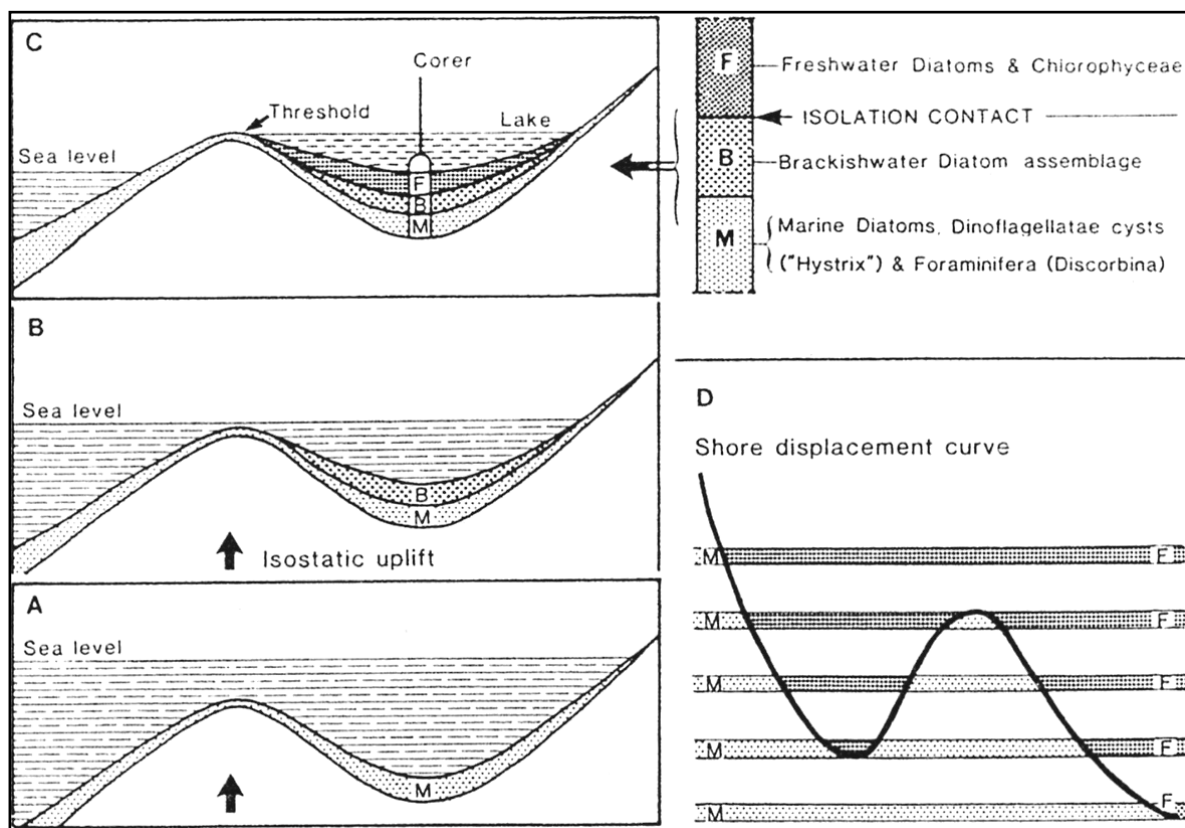
Tidevannsforskjellene i Hommelstø (sekundærhavn) er relativt store. Differansen mellom høyeste og laveste astronomiske tidevannstand er ca. 3,25 meter. I Rørvik (standardhavn) er observert ekstremnivå fra 4,24 meter over laveste astronomiske tidevannstand (1971 år e. Kr.) (Tidevannstabeller 2003).

På Straumøya er differansen mellom høyeste og laveste astronomiske tidevannstand ca. 2,03 meter (målt ved Tuv, Saltstraumen, sekundærhavn) og på Kjerringøy er den ca. 3,33 meter (målt ved Bodø by, standardhavn). Høyeste målte ekstremnivå i Bodø er 4,04 meter (1979 år e. Kr.) (Tidevannstabeller 2003).

Kapittel 2 - Metoder

2.1. Bassenganalyse

Bio-, lito- og kronostratigrafisk bassenganalyse er regnet som den mest presise metoden når alder og høyde på tidligere havnivå skal bestemmes innenfor et begrenset geografisk område. Metodens prinsipp går ut på å datere isolasjonskontakten i sedimentene fra flere basseng mellom marin grense og dagens havnivå. Isolasjonskontakten representerer det nivå i sedimentene som ble dannet da bassengets terskel ble isolert fra havet (figur 2.1.).



Figur 2.1. Prinsippskisse av sedimentasjonsforholdene i et basseng under en isostatisk heving før (A), under (B) og etter (C) isolasjon fra havet. Figur D viser en skjematisk strandforskyvningskurve basert på stratigrafien i fem ulike isolasjonsbasseng med forskjellig terskelnivå. Fra Hafsten (1983).

For å konstruere en strandforskyvningskurve må bassengene ligge på samme isobase og dermed ha gjennomgått like stor relativ landheving. Ligger likevel noen av bassengene på en annen isobase, kan dette korrigeres for hvis isobasene i området er kjent. Bassenganalyse-metoden er beskrevet av blant annet Hafsten (1983), Anundsen (1985), Kjemperud (1981; 1986) og Svendsen og Mangerud (1987).

2.2. Feltmetoder

Kartserien M117 i målestokk 1:50 000 og økonomiske kart i målestokk 1:5000 var grunnlaget for utvelgelse av basseng som kunne egne seg for analyse. Møller og Holmeslets dataprogram for beregning av strandforskyvningskurver og strandlinjediagram ble benyttet for å bestemme hvilken høyde over havet det var hensiktsmessig undersøke (Møller og Holmeslet 1997).

Den litostratigrafiske undersøkelsen i felt ble utført med et såkalt russerbor (Jowsey 1966). Det ble brukt to forskjellige russerborstørrelser, en med diameter på 100 mm og en med diameter på 55 mm. Begge prøvetakerne var en meter lange. Det tynneste russerboret ble hovedsakelig brukt til å undersøke stratigrafien i felt, mens det tykke boret ble brukt til å hente prøver som skulle undersøkes videre i laboratoriet.

Fra enkelte basseng ble det også hentet kjerner med GEONOR stempelprøvetaker, ombygget til 110 mm i diameter og 2 m lengde ved Institutt for geovitenskap, Universitetet i Bergen. Utstyret var tungt, så bassengenes beliggenhet i forhold til bilvei avgjorde hvorvidt det ble hentet kjerner med stempelprøvetaker eller russerbor. PVC rør med en lengde på 2 m og en diameter på 110 mm ble presset ned og tatt opp med et hydraulisk system bygget av Stein og Dagfinn Bondevik. Kjernene som ble fraktet til laboratoriet ble merket med dyp, navn på basseng, lokalitetsnummer og Stein Bondevik og mitt eget navn.

I de fleste basseng ble det boret et profil med russerbor. Der det var praktisk, ble profilene boret langs bassengenes lengste akse med utgangspunkt i utløpet. Et profil gir en beskrivelse av bassengets batymetri, litostratigrafi (eventuelt hiatuser, resedimentasjon, horisonter), og det er blant annet utgangspunkt for valg av lokalitet for å bore kjerner for grundigere analyser i laboratoriet. Parallelt med bassengprofileringen ble sedimentene beskrevet og forsøkt korrelert i felt.

Bassengenes eksakte høyde over havet ble bestemt ved å nivellere fra bassengets terskel i fast fjell til nærmeste kjente fastpunkt, det vil si basseng med kjent høyde over havet. Terskelen ble funnet ved å stikke ett stag fra russerboret systematisk mot fjellgrunnen rundt utløpet. Det høyeste punktet ble bestemt til terskelen. Nivelleringen ble utført med en Zeiss nivelleringskikkert og en selvlaget tachymeterstav; en meterstokk festet til stenger fra russerboret. Var høyden over havet i undersøkte basseng kjent fra økonomisk kartblad, ble bassenget ikke nivellert.

2.3. Laboratoriemetoder

2.3.1. Kjernebeskrivelse

110 mm-kjernene ble delt på langs i to like store deler, en arbeidskjerne og en referansekjerne. Fra bassengene hvor det bare ble tatt kjerner med russerbor, ble flere kjerner tatt med hjem. På laboratoriet ble kjernene fotografert, beskrevet og makrofossiler ble plukket for ^{14}C -datering.

Visuelle strukturer ble tegnet og beskrevet. Sedimenttypen ble bestemt ved å løse opp sediment i vann og beskrive kornfordelingen i et 4/4 forhold, eksempelvis tre deler silt, en del gytje. De organiske sedimentene ble inndelt i fin- eller grovdetrisk gytje, samt torv og organisk konglomerat. I teksten er imidlertid sedimentinndelingen noe forenklet og beskrivelsen er kortet ned til de to mest dominerende kornstørrelsene, eksempelvis siltig gytje, finsandig silt etc.

Fargen ble først beskrevet ved hjelp av Munsells fargekart. I teksten har imidlertid sedimenter med felles fargebenevnelse ut fra fargekartet fått en mer subjektiv fargebeskrivelse som for eksempel olivenbrun.

Kriteriene for inndeling av grensene mellom forskjellige enheter varierte ut fra hvilke egenskaper i sedimentene som viste en overgang. Kriteriet kunne for eksempel være fargen som forandret seg, eller kornfordelingen som forandret seg.

I alle bassengene har sedimentene en tydelig sone på ca. 1-2 cm med svartbrun gytje mellom de marine og lakustrine sedimentene. Sonen blir tolket til å være isolasjonskontakten. Bruk av diatomeer og alger for å bestemme isolasjonen i tidligere arbeider, har vist at denne sonen representerer brakkvannsfasen under en

isolasjon (Svendsen og Mangerud 1990; Lie *et al.*, 1983; Kristiansen *et al.*, 1988; Kaland, 1984; Kjemperud, 1986). Basert på dette, og veileders felterfaring, ble det bestemt at isolasjonskontakten skulle identifiseres visuelt ut fra litostratigrafien uten å gjøre biostratigrafiske undersøkelser. Det er imidlertid gjort kvalitative diatomèeundersøkelser for noen utvalgte basseng i Hommelstø for å verifisere den litostratigrafiske plasseringen av isolasjonskontakten.

2.3.2. ¹⁴C-dateringer

Alle prøvene er datert med AMS (**A**kselerator **M**asse **S**pektrometer). AMS-prøvene er preparert i Trondheim, mens målingene er utført ved Svedberg Laboratoriet i Uppsala, Sverige. I Hommelstø er det marmor i berggrunnen, men ved å bare benytte terrestriske planterester ble alle problemer med lakustrin reservoaralder (hardvannseffekt) unngått (Barnekow *et al.* 1998).

Ved prepareringen av makrofossiler for AMS datering ble "Chill-10,000 sampling protocol for AMS radiocarbon dating", av A. F. Lotter og H. H. Birks, fulgt. Én til to cm tykke sedimentskiver ble skåret ut av kjernene. Det ytterste laget på sedimentskivene (ca. 0,5 - 1 cm) ble så fjernet for å redusere faren for forurensing av ungt materiale dratt inn langs rørveggen. Sedimentet ble deretter løst opp i vann og noen dråper med 10% KOH og makrofossilene ble plukket og vasket med en tynn pensel under stereolupe. Professor Hillary. H. Birks (Botanisk institutt ved Universitetet i Bergen), har identifisert de terrestriske makrofossilene. Makrofossilene ble lufttørket straks for å unngå soppvekst, noe som kan føre til for unge dateringer (Wohlfarth *et al.* 1998), og tilslutt ble de veid og sendt til Nasjonallaboratoriet for ¹⁴C datering i Trondheim. Kalibrering av ¹⁴C-dateringer er utført med programmet CALIB v4.3 (Stuiver & Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998).

Kapittel 3 - Spor etter Storeggatsunamien

3.1. Spor etter Storeggatsunamien langs kysten av Skottland, Færøyene og Norge

Svendsen (1985) var den første som lanserte hypotesen om at en tsunami har skyllet innover norskekysten. I 1987 beskrev Jansen *et al.* (1987) og Bugge *et al.* (1987) det som betegnes som Det andre Storeggaraset, et stort undersjøisk ras fra kontinentalsokkelen på Storegga utenfor kysten av Møre (figur 3.1.). Jansen *et al.* (1987) konkluderte at raset var aktivert av jordskjelv mellom 8000 og 5000 ^{14}C -år før nåtid og at raset sannsynligvis trakk med seg vannet fra kysten og sådan forårsaket store bølger. De postulerte også at spor etter bølgene sannsynligvis ville bli funnet på land. Et år senere ble det funnet sandlag i terrestrisk torv og i hevede estuarieflater ved flere lokaliteter i Skottland (Dawson *et al.* 1988). Sandlagene ble datert til ca. 7000 ^{14}C -år før nåtid og tolket til å være avsatt av tsunami aktivert av Storeggaraset. Avsetningene er 10 cm tykke lag av grå, siltig fin sand med marine diatomeer, og noen steder har det vært erosjon i de underliggende sedimentene. Lagets store og nesten kontinuerlige utbredelse samt utbredelse over datidens høyvannsmerke, støttet teorien om sedimentene er avsatt av tsunami (Dawson *et al.* 1988).

I Norge har Svendsen og Mangerud (1990) antydnet funn av tsunami på grunnlag av et marint sandlag i lakustrine sedimenter i et basseng. Tsunamispoene ble siden bekreftet av Bondevik *et al.* (1997a, b). Forfatterne har funnet spor etter tsunami i 25 kystnære og grunne marine basseng i Bjugn, Frosta, Sunnmøre og Austrheim. ^{14}C -dateringer av tsunamisedimentene anslår en alder på ca. 7200 ^{14}C -år før nåtid (Bondevik *et al.* 1997a). Undersøkelser viser at flere basseng med sedimenter før tolket til å være avsatt av tapestransgresjonen, nå er retolket til å være avsatt av Storeggatsunamien (Bondevik *et al.* 1998). Spor etter tsunamien er også funnet sør til Bømlo og i Lyngen i Troms (Corner og Haugane 1993).

Siden er tsunamiavsetninger funnet i et tidligere lagunemiljø i Skottland (Dawson og Smith 2000), i en innsjø på Færøyene (Grauert *et al.* 2001) og i torv og innsjøer på Shetland (Bondevik *et al.* 2003). I Hommelstø er det funnet tsunamiavsetninger fra Storeggatsunamien beskrevet og diskutert i kapittel 4 og kapittel 6.



Figur 3.1. Batymetriske kart over Norskehavet og Nordsjøen som viser Storeggarslets utbredelse. Svarte prikker på østkysten av Skottland representerer lokaliteter med tsunamiavsetninger. Meteranvisningene er rekonstruerte oppskyllingsrater. I Hommelstø er ikke oppskyllingsraten kjent. (Modifisert etter Bondevik *et al.* 1997b).

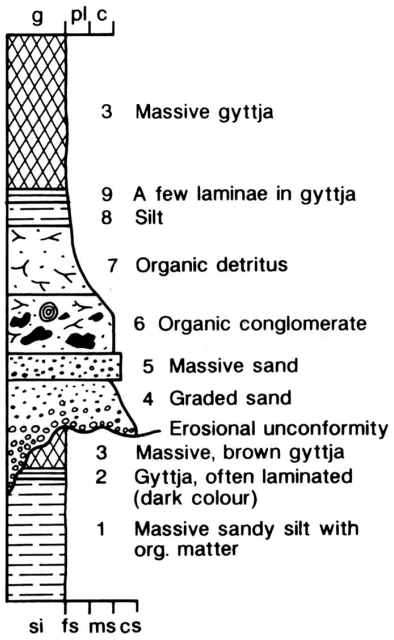
3.2. Faciesmodell fra avsetninger fra Storeggatsunamien

Glasialt eroderte basseng langs norskekysten, både grunne marine basseng og innsjøer over havnivå, har vist seg å være gode feller for spor etter tsunami. Tsunamiavsetningene i diverse basseng har vist seg å ha mye de samme karakteristiske sedimentære trekkene, og på grunnlag av 18 basseng utviklet Bondevik *et al.* (1997b) en sedimentologisk erosjons- og avsetningsmodell for å kjenne igjen tsunamifacies i basseng over og under datidens havnivå. Senere faciesinndelinger av tsunamisedimenter funnet i laguneavsetningene i Skottland (Dawson og Smith 2000) og i innsjøavsetningene på Færøyene (Grauert *et al.* 2001) har vært nesten identiske med faciesbeskrivelsen fra norske basseng (Bondevik *et al.* 1997b).

Tabell 3.1. Oversikt over tsunamifacies fra Bondevik *et al.* (1997b).

Facies 4	Gradert sand: Vanligvis mye skjellfragmenter, grov sand/fin grus nederst, graderer opp til medium sand, tydelig erosiv bunn. Mektighet ca. 4 – 20 cm. Suspensjon ved høy energi.
Facies 5	Massiv sand: Moderat til dårlig sortert, fin grus til fin sand med skarpe grenser. Inneholder vanligvis foraminifera og skjellfragmenter. Ingen interne strukturer. Mektighet ca. 0,1 – 5 cm. Suspensjon ved høy energi.
Facies 6	Organisk konglomerat: Heterogen komposisjon, ofte forskjellig materiale som klaster av torv, gytje og silt, skjellfragmenter, kvister, trebiter, plantefragmenter i en matriks av gytje med silt og sand. Klaster mest hyppig i nederste del. Klaster kan være over 20 cm i diameter. Suspensjonsavsetning, Suspensjon ved lav energi.
Facies 7	Organisk debris: Ligner facies 6, men ikke klaster, mindre sand og mindre organiske partikler. Gradert. Suspensjon ved lav energi.
Facies 8	Lys grå silt: Lamina eller lag ca. 2 – 5 mm tykk, oppfinende, over facies 5 eller 7, markerer toppen på gruppen.
Facies 9	Fine lamina i den lakustrine gytja ca. 1 – 2 mm tykk: Noen få lamina i den lakustrine gytjen over tsunamiavsetningene.

I utgangspunktet er det problematisk å dele en tsunamisekvens inn i konkrete facies fordi avsetningsmønsteret varierer ut fra lokal topografi og tilgjengeligheten av sedimenter. Avsetningsmønsteret varierer også ut fra bassengets beliggenhet i forhold til havnivå og av den hydrodynamiske responsen tsunamien har til lokale variasjoner i batymetrien. Følgen av dette kan være svært forskjellige avsetningsmønstre innenfor noen få meters avstand i bassenget. Modellen til Bondevik *et al.* (1997b) er derfor en generalisert modell. Forfatterne har delt bassengavsetningene inn i ni ulike facies, hvorav facies 4-9 er avsatt av tsunami (tabell 3.1.). Facies 1 (marin, sandig silt), facies 2 (laminert alge gyttje) og facies 3 (lakustrin gyttje) er avsetninger som omgir selve tsunamiavsetningene. Basseng under og nær havnivå er dominert av flere sandlag, facies 4 og 5, og separert av facies 6 og 7. Facies 8 er ofte representert i toppen. Basseng over havnivå er dominert av facies 6 og 7, med et enkelt, tynt lag av facies 5 og eventuelt facies 9. Figur 3.2. viser en idealisert fremstilling av en tsunamisekvens hvor alle tsunamifacies er representert.

DESCRIPTION	INTERPRETATION
 <p>3 Massive gyttja</p> <p>9 A few laminae in gyttja</p> <p>8 Silt</p> <p>7 Organic detritus</p> <p>6 Organic conglomerate</p> <p>5 Massive sand</p> <p>4 Graded sand</p> <p>Erosional unconformity</p> <p>3 Massive, brown gyttja</p> <p>2 Gyttja, often laminated (dark colour)</p> <p>1 Massive sandy silt with org. matter</p>	<p>4-9 <u>Tsunami facies</u></p> <p>9 Lacustrine sediments, bioturbation prevented by saline bottom water</p> <p>8 Thin bed or laminae of silt fallen out from suspension</p> <p>7 Finer organic matter settles slower and thus after facies 6</p> <p>6 Clasts of peat, gyttja and silt ripped up from floor and edges of basin</p> <p>4-5 Rapid deposition of sand settling out from tsunami wave</p> <p>Erosion by tsunami</p> <p>3 Lacustrine sediments</p> <p>2 Brackish-water sediments</p> <p>1 Shallow marine sediments</p>

Figur 3.2. En idealisert tsunamisekvens fra kystnære basseng i Norge. Fra Bondevik *et al.* (1997a).

Kapittel 4 - Bassengavsetninger, Hommelstø

I Hommelstø er det undersøkt og beskrevet seks basseng innenfor ca. høydeintervall 20,5 – 55 m o. h (figur 4.1.).



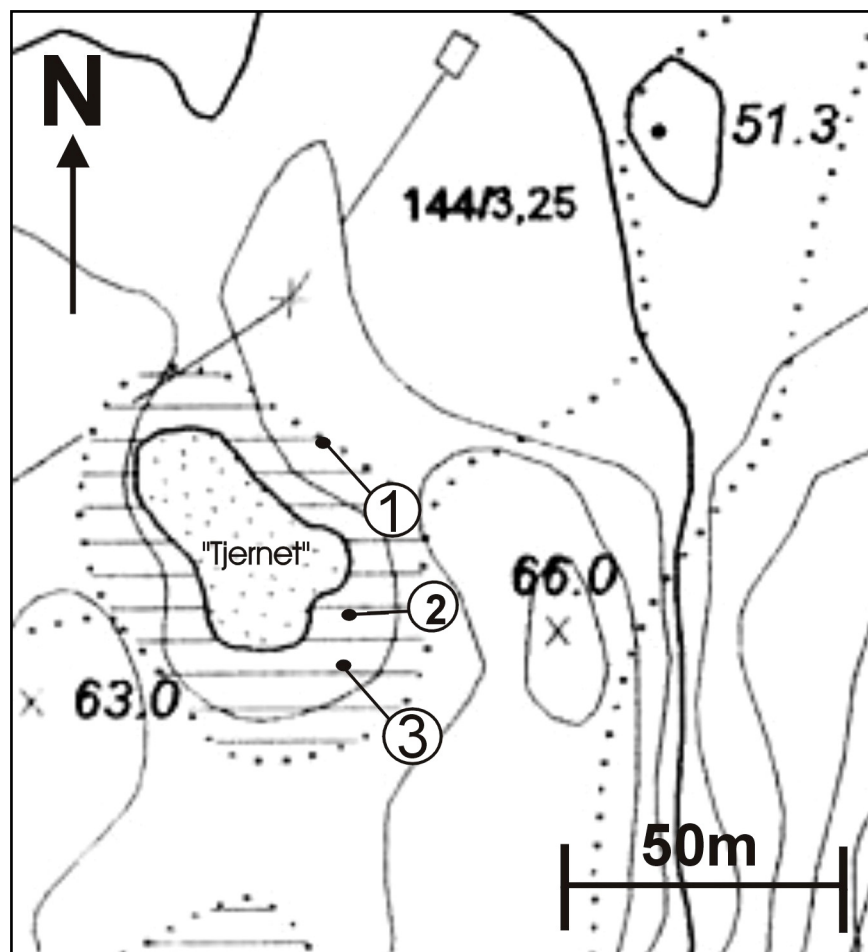
Figur 4.1. Kart over Hommelstø med oversikt over undersøkte basseng. Bassengene er markert med x. Bassengenes høyde over havet er bestemt enten ut fra økonomisk kartblad eller nivellering og kan derfor avvike noe fra dette kartet. Kartet er et utsnitt fra topografisk hovedkartserie M711, blad 1825 IV, Velfjord.

Fra alle basseng er det tegnet logg fra et utvalgt borepunkt, og sedimentene i loggen er detaljert beskrevet og tolket. I fire av seks basseng er det også tegnet sedimentært profil over bassengene. Isolasjonskontaktene til samtlige basseng er datert. De sedimentære egenskapene i forhold til type sediment, farge og struktur er i hovedtrekk de samme. Med kun ett unntak er det i alle basseng observert et skjellsandlag med varierende mektighet. I forbindelse med skjellsanden er det innslag av minerogen sand og eventuelt organisk materiale som torv og mose. Denne mektigheten er tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien og vil bli sammenlignet med tsunamifacies-modellen til Bondevik *et al.* (1997b) (tabell 3.1.) for hvert basseng. Alle bassengene er ¹⁴C-datert i lakustrine sedimenter rett over isolasjonskontakten. I bassengene Rødlimyra og Mølnmyra er det datert under, i og over isolasjonskontakten.

4.1. "Tjernet"

"Tjernet" (UTM 33V 854 553) ligger sørøst for Mølnvatn (figur 4.1.) mellom 50-55 m o. h. (figur 4.2.). Det er det høyeste liggende bassenget som er undersøkt. Bassenget har ikke noe navn og kalles derfor bare "Tjernet". Feltarbeidet ble utført den siste dagen i felt. Det ble derfor ikke tid til å nivellere høyden til terskelen, men ut fra økonomisk kartblad, DJ 172-5-1 Rugås, ser det ut til at bassenget ligger nærmere 55 enn 50 m o. h. Bassenget er ca. 50 m langt og 25 m bredt. I den nordvestre enden ligger utløpet, mens innløpet ligger i sørøst.

På grunn av "Tjernet's" beliggenhet var det ikke mulig å få transport flåten opp til bassenget. Det er derfor ikke boret profil fra bassenget. Det ble imidlertid boret og underøkt tre punkt med russerbor fra torven langs kanten av bassenget: borepunkt 1, omtrent på midten langs den nordøstre langsiden, borepunkt 2 nær åpent vann ved den sørøstre enden og borepunkt 3, 6 meter sørøst for borepunkt 2 (figur 4.2.).

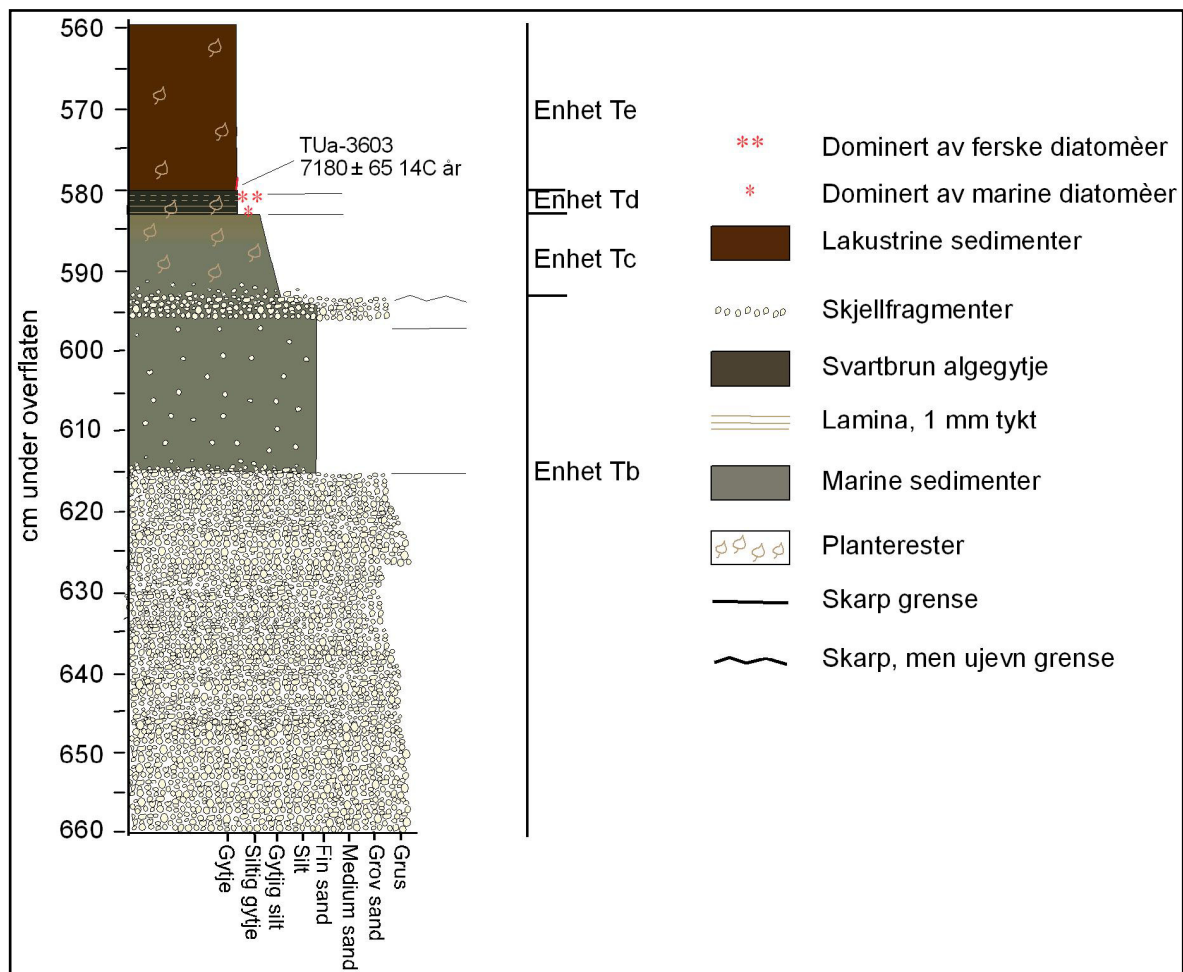


Figur 4.2. Kart over "Tjernet" med tre borepunkt. Kartet er et noe forstørret og modifisert utsnitt fra økonomisk kartblad, DJ 172-5-1 Rugås, opprinnelig med målestokk 1:5000. Bassenget ligger mellom kote 50 - 55 m o. h.

Fra borepunkt 2 ble det hentet en russerkjerne til laboratoriet for ^{14}C -datering av isolasjonskontakten. Denne kjernen, samt øvrige feltbeskrivelser fra samme borepunkt, utgjør loggen (figur 4.3.).

4.1.1. Avsetninger i "Tjernet"

Stratigrafien fra "Tjernet" kan deles inn i fem hovedenheter. Loggen som illustrerer enhetene er tegnet fra borepunkt 2 (figur 4.3.). De sedimentære enhetene er betegnet med prefiks T for "Tjernet" sammen med en bokstav, ordnet alfabetisk fortløpende fra bunnen av loggen og oppover. Den nederste enheten som er



Figur 4.3. Litologisk kjernebeskrivelse fra borepunkt 2 fra bassenget "Tjernet". Kjernen er tatt med russerbor.

beskrevet, enhet Ta, ble bare observert ved borepunkt 1. Som det fremgår av teksten regnes imidlertid ikke denne som viktig for oppgavens problemstilling og er derfor ikke illustrert i loggen.

Hovedinndeling av stratigrafien:

Enhet Ta: Glasimarin, blågrå, leirig silt

Enhet Tb: Skjellsandlag og sandig silt med skjellfragmenter (Storeggatsunamien)

Enhet Tc: Marin, gytlig silt til siltig gyttje

Enhet Td: Laminert gyttje (isolasjonskontakt)

Enhet Te: Lakustrin gyttje

Enhet Ta: Glasimarin, blågrå, leirig silt

Enhet Ta er en lys, blågrå, leirig silt med en del skjellfragmenter og noen steiner i grus størrelse som flyter i den leirige silten. Sedimentet er plastisk og utflytende. Det ble bare observert i borepunkt 1. Enhet Ta ligger direkte under ren skjellsand tilsvarende skjellsanden i enhet Tb, borepunkt 2.

Sedimentet er tolket til å være glasimarint avsatt, og grusen er sannsynligvis droppstein.

Enhet Tb: Skjellsandlag og sandig silt med skjellfragmenter (Storeggatsunamien)

Enheten Tb består av tre deler (figur 4.3.):

Nedre del av enhet Tb er en sone på ca. 45 cm med ren skjellsand (660-614 cm). Hovedtrenden er oppfining fra grus til grovsand. Sedimentet ser ut til å være avsatt i pulser da kornstørrelsen brått blir grovere inne i skjellsandlaget for så videre å fine oppover igjen. Grensen til overliggende olivengrå, sandig silt med skjellfragmenter er skarp. Olivengrå, sandig silt med skjellfragmenter har en mektighet på ca. 18 cm (614-596 cm), og grensen til et overliggende skjellsandlag med mindre mektighet, er skarp. Skjellsandlaget er ca. 4 cm tykt (596-592 cm) og domineres av varierende skjellsandfraksjoner samt iblandet en del olivengrå, sandig silt. Det er en skarp og ujevn grense til enheten over.

Enhet Tb er tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien, og sedimentene og tolkingen diskuteres grundigere i kapittel 4.1.3.

Enhet Tc: Marin, gytjig silt til siltig gytje

Sedimentet går gradvis fra olivengrå, gytjig silt (592 cm) til olivenbrun, siltig gytje (583 cm) (figur 4.3.). Overgangen fra enhet Tb til Tc er en ujevn, men skarp. En del skjellfragmenter ligger i grensen, men de blir færre og forsvinner oppover. Grensen til overliggende enhet Td er skarp. Stipendiat Øystein Lohne har undersøkt diatomèer øverst i enheten ved 583,5-583,3 cm (tabell 4.1.). Undersøkelsen viser dominans av *Paralia sulcata*, en marin art (Lohne pers. medd.). Det er imidlertid også en del ferske diatomèer av arten *Fragilaria pinnata*.

Sedimentet er tolket til å være avsatt marint. Dette er også understøttet av diatomèene. Den relativt store andelen av ferske diatomèer forklares med at de ferske diatomèene føres ut i sjøen med bekker og elver (Lohne *pers. medd.*).

Enhet Td: Laminert gytje (isolasjonskontakten)

Sedimentet er en svartbrun, laminert gytje fra 583 – 580 cm med tett og tydelige laminering i nedre halvdel. I øvre halvdel er lamineringen mer diffus (figur 4.3.).

Det er gjort en kvalitativ undersøkelse av tre spekter fra denne enheten med hensyn på diatomèer. Undersøkelsen viser en relativ økning og dominans av lakustrine diatomèer av arten *Fragilaria pinnata* oppover i enheten (Lohne *pers. medd.*). I toppen av enheten er det nesten fullstendig dominans av *Fragilaria pinnata* (tabell 4.1.).

Tabell 4.1. Grov oversikt over diatomèer i toppen av enhet Tc og gjennom Td observert av stipendiat, Øystein Lohne. Diatomèene indikerer overgangen fra dominans av marine diatomèer til dominans av lakustrine arter (isolasjonskontakten).

Dyp (cm)	Marine (m) og/eller brakke arter (b)	Lakustrine arter	Kommentar
580,8 – 580,6	<i>Paralia sulcata</i> (m)	<i>Fragilaria pinnata</i> (b/l) <i>Stauroneis</i> sp. (l)	Toppen av enhet Td, svartbrun gytje: Dominert av lakustrine diatomèer. Kun observert ett eksemplar av den marine arten.
581,2 – 581	<i>Paralia sulcata</i> (m) <i>Amphora</i> sp. (m)	<i>Fragilaria pinnata</i>	Mellom diffuse og tydelige lamina i enhet Td, svartbrun gytje: Dominert av lakustrine diatomèer, men også noen eksemplarer av marine diatomèer.
582,2 – 582	<i>Paralia sulcata</i> (m) <i>Mastogloia</i> sp. (b)	<i>Fragilaria pinnata</i>	Bunnen av enhet Td, svartbrun gytje: Ingen art som dominerer, men relativt lik mengdefordeling.
583,5 – 583,3	<i>Paralia sulcata</i> (m) <i>Navicula digitoradiata</i> (b/m)	<i>Fragilaria pinnata</i>	Toppen av enhet Tc: Marine diatomèer dominerer, men også en del ferske diatomèer.

Isolasjonskontakten er tolket til å ligge et sted i den laminerte sonen, og dette underbygges av diatomèundersøkelsen. I løpet av isolasjonen av et basseng dominerer ofte arten *Fragilaria pinnata* (Stabell 1985). Arten er derfor ansett som en isolasjonsindikator.

Enhet Te: Lakustrin gytje

Sedimentet er hovedsakelig mørkebrun, findetritisk gytje som blir mer grovdetritisk oppover med større innslag av synlige planterester (figur 4.3.). Terrestriske plantemateriale fra intervallet 580-578,5 er datert til 7180 ± 65 ¹⁴C-år før nåtid (tabell 4.2.).

Sedimentet er tolket til å være lakustrin gytje.

4.1.2. Datering av isolasjonskontakten

Isolasjonskontakten er datert til 7180 ± 65 ¹⁴C-år før nåtid. Dateringene er kalibrert til 8107 – 7882 kalenderår før nåtid med ett standardavvik (Stuiver og Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998) (tabell 4.2.).

Mens plantematerialet til datering er plukket fra bunn av enhet Te (580-578,5 cm), ligger toppen av det øverste skjellsandlaget (enhet Tb), tolket til å være toppen av Storeggatsunamien, ca. 13 cm under, ved 592 cm dyp (figur 4.3.). Toppen av Storeggatsunamien har en alder på ca. 8170 – 8040 kalenderår før nåtid med ett standardavvik (Bondevik *pers. medd.*). Dateringene fra isolasjonskontakten og alderen på Storeggatsunamien overlapper innenfor ett standardavvik og viser i prinsippet samme alder. Det er altså ikke statistisk mulig å skille de to dateringene fra hverandre. Litostratigrafien viser imidlertid at de to horisontene ikke kan ha samme alder. Spørsmålet blir da om sedimentene er tolket feil og/eller om dateringen TUA-3606 gir for høy alder.

Grensen mellom toppen av tsunamien (enhet Tb) og den overliggende gytjige silten (enhet Tc) er beskrevet som en skarp, ujevn grense. Det er ikke observert noen synlig "hale" av raskt avsatt og resedimentert materiale som kan flytte den øvre tsunamigrensen oppover. Det er vanskelig å tenke seg at de

daterte planterestene over isolasjonskontakten er resedimentert materiale fra tsunamien. Det daterte materialet er hovedsakelig blader fra *Betula* som er skjøre og lett blir ødelagt og derfor regnes som meget sikkert dateringsmaterialet.

Selv om de aldersintervallene overlapper i tid, kan forskjellen mellom dem teoretisk være på 288 kalenderår innenfor ett standardavvik. I Rødlimyra er det estimert en gjennomsnittelig marin sedimentasjonsrate fra toppen av Storeggatsunamien opp gjennom isolasjonskontakten på ca. 13 år/cm sentralt i bassenget (figur 4.10.). Hvis man postulerer at det er lignende avsetningsforhold i "Tjernet", tilsier dette at aldersforskjellen mellom toppen av tsunamien og slutten av isolasjonen er ca. 180 kalenderår. Ved å trekke 180 år fra maksimumsalderen til Storeggatsunamien får isolasjonen en maksimumsalder på 7990 kalenderår før nåtid. Dette er innenfor standardavviket, og kan forklare den sammenfallende alderen til dateringene.

Tabell 4.2. Radiokarbondatering fra terrestrisk plantemateriale i bunn av enhet Te, borepunkt 2. Kalibreringen er utført med CALIB v4.3 (Stuvier & Reimer 1993; Stuvier *et al.* 1998).

Lab. Ref.	Sedimentdyp (cm)	Datert materiale	Tørrvekt (mg)	¹⁴ C alder (år B. P.)	δ ¹³ C (‰ PDB)	Kalibrert alder 1σ/2σ (kal. år B.P.)
TUa-3603	580-578,5 cm	Blader av <i>Betula</i> og terrestrisk mose.	15,7	7180 ± 65	- 23,7	8107-7882 (1σ) 8157-7863 (2σ)

4.1.3. Sammenligning av enhet Tb og en faciesmodell for avsetninger fra Storeggatsunamien

En faciesmodell fra Bondevik *et al.* (1997b) er oppsummert i tabell 3.1., og enhet Dc er fremstilt i figur 4.3.

Skjellsandlaget i nedre del av enhet Tb har en mektighet på 45 cm og ligner facies 4 (gradert sand) avsatt i pulser. En erosiv nedre grensen ble ikke observert fordi boret ikke klarte å penetrere hele skjellsandlaget. Det er imidlertid funnet

tilsvarende skjellsandlag hvor den erosive nedre grensen er observert i andre basseng i området. Disse er tolket til å være tsunamisedimenter.

Den overliggende olivengrå, sandige silten ser ved første øyekast ut som et marint sediment avsatt i et relativt rolig avsetningsmiljø. Det er imidlertid avsatt et massivt skjellsandlag over den sandige silten med betydelig mindre mektighet enn skjellsandlaget i nedre del av enheten (figur 4.3.). Atskilt av den sandige silten kan skjellsandlagene se ut som to separate hendelser. Den overlappende alderen mellom Storeggatsunamien, 8170 – 8040 kalenderår før nåtid, og isolasjonen i tjernet, 8107 – 7882 kalenderår før nåtid, indikerer imidlertid en isolasjon ikke lenge etter tsunamien. Med en postulert avsetningsrate i de marine sedimentene på ca. 13 år/cm, vil tidsforskjellen mellom bunnen av den sandige silten og isolasjonen bli ca. 470 kalenderår. Differansen mellom eldste og yngste del av dateringenes standardavvik til Storeggatsunamien og isolasjonskontakten til "Tjernet" er 288 kalenderår.

To separate hendelser med avsetning av en skjellsandsone er heller ikke observert i noen av de andre borepunktene i tjernet eller i andre basseng i området. Den sandige silten er derfor trolig en stor klast revet opp av den sterke strømmen fra tsunamien og reavsatt. Ut fra faciesmodellen til Bondevik *et al.* (1997b) er det mest nærliggende å klassifisere klasten av sandig silt og den massive skjellsanden som facies 5 (massiv sand) (tabell 3.1.).

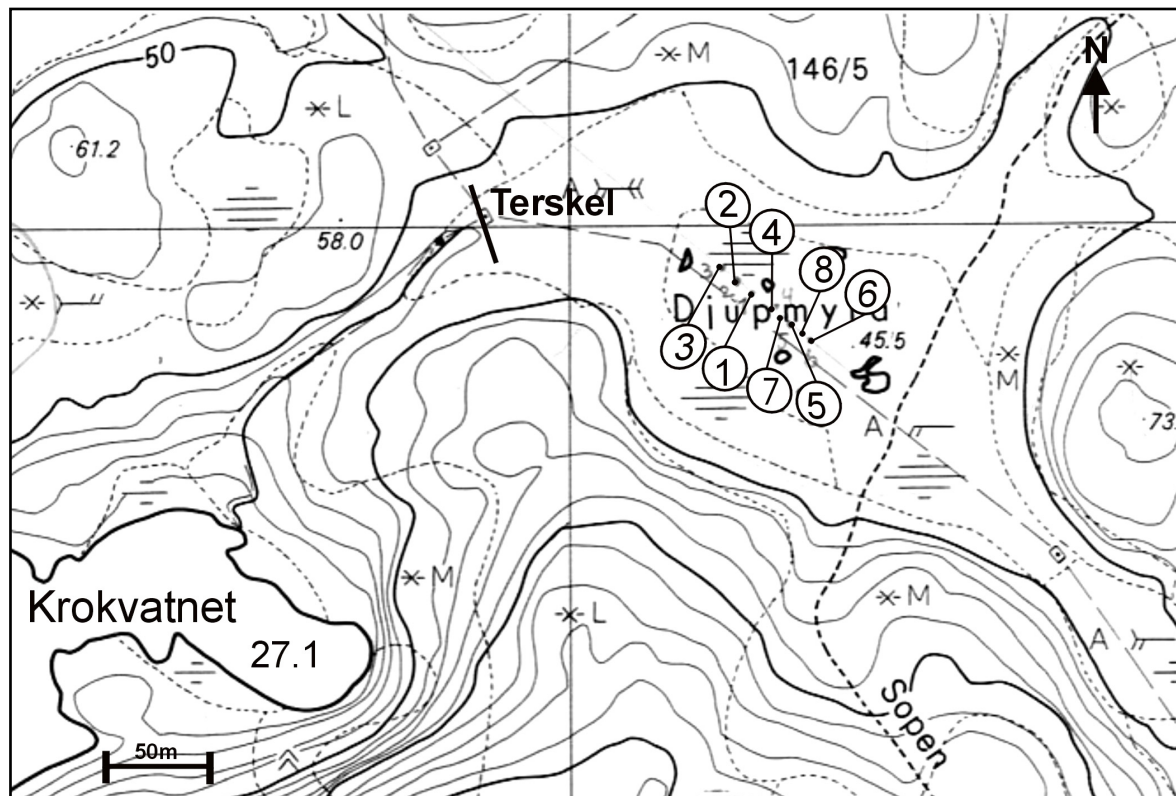
"Tjernet" var svært nær isolasjonen da tsunamisedimentene ble avsatt. I følge undersøkelsene i Bondevik *et al.* (1997b), er facies 6 (organisk konglomerat) og facies 7 (organisk debris) (tabell 3.1.) ofte avsatt i bassengene som den gang lå rett under havnivå. I kjernen avtegnet i loggen (figur 4.3.) var det ikke spor etter organisk materiale i forbindelse med tsunamien. I kjernen beskrevet i felt fra samme borepunkt (borepunkt 2), var det imidlertid en del mosekvaster i medium, siltig skjellsand som kan ligne facies 6.

Skjellsand tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien er også observert i borepunkt 1 og 3.

4.2. Djupmyra

Djupmyra (UTM 33V 873 535) er et gjengrodd basseng ved den nordlige foten av Rødliheia og er i tillegg omkranset og avgrenset av knauser og høyder i nord og øst (figur 4.1.). Bassenget er ca. 300 meter langt og ca. 175 meter bredt (figur 4.4.). Djupmyra består av minst to sammenvokste basseng med en terskel mellom. Det undersøkte profilet dekker bare den nordvestre halvdel av Djupmyra, men viser tydelig oppgrunning mot den interne terskelen i midten av bassenget (figur 4.5.). Bassenget drenerer ned til Krokvatn mot sørvest.

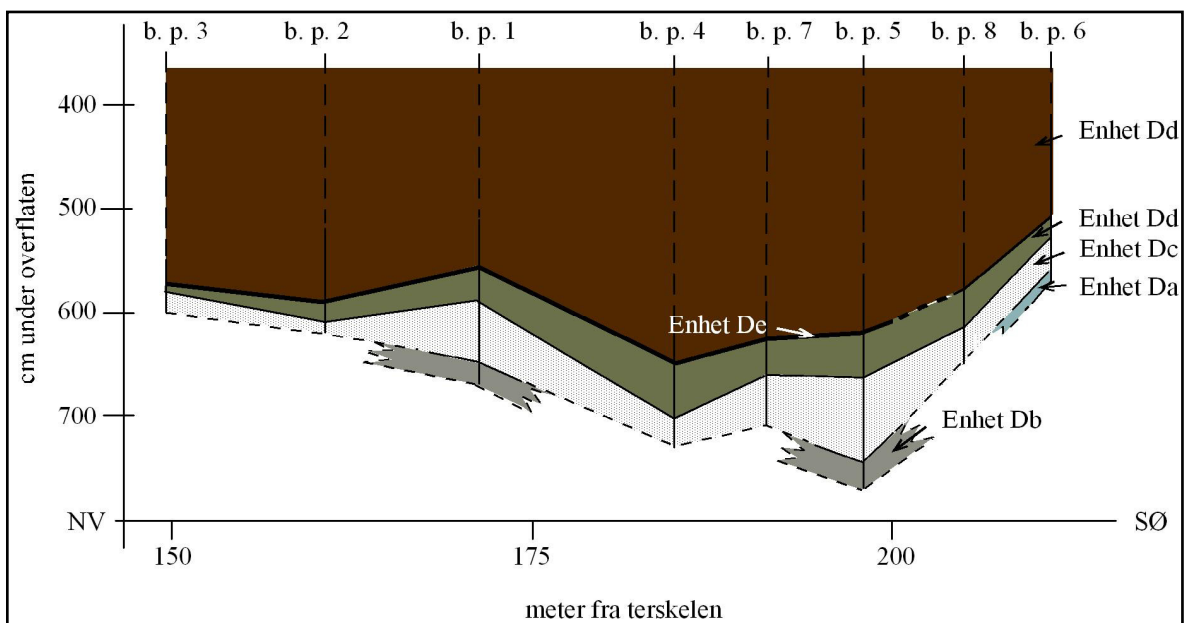
Figur 4.4. Kart over Djupmyra med 8 borepunkt. Kartet er et noe forstørret og modifisert utsnitt fra



økonomisk kartblad, DJ 172-5-3 Tomasli, opprinnelig med målestokk 1:5000. I følge kartet ligger Djupmyra 45,5 m o. h. Nivellering av høydeforskjellen fra terskelen av Djupmyra ned til Krokvatnet (27,1 m o. h.) gav imidlertid 16,7 m. Høyden er derfor justert til 43,8 m o. h.

Krokvatn er lokalisert ca. 200 meter vest for Djupmyra. I følge økonomisk kartblad, DJ 172-5-3 Tomasli, ligger Krokvatn 27,1 m o. h. I samme kartblad er Djupmyra bestemt til 45,5 m o. h (figur 4.4.). Terskelen ble funnet ved å sondere utløpet med sonderstang, og den vertikale avstanden mellom Krokvatnet og terskelen ble nivellert til 16,7 m. Ut fra nivelleringen ligger dermed Djupmyra 43,8 m o. h.

Åtte borepunkt, nummerert fra 1 til 8, utgjør et lengdeprofil fra midten av bassenget mot utløpet i retningen 130° - 310° (figur 4.5.). Profilet ble stukket med russerbor, og sedimentene beskrevet i felt. En 110 mm-kjerne fra borepunkt 5 ble undersøkt i laboratoriet for beskrivelse og fotografering. Planterester ble plukket for ¹⁴C-datering. 110 mm-kjernen er fremstilt som logg (figur 4.6.). Med 110 mm prøvetakeren var det ikke mulig å penetrere et skjellsand-/organisk konglomeratlag som ligger i de marine sedimentene. Russerboret ble imidlertid presset gjennom skjellsanden, og skjellsand-/organisk konglomerat-laget. Sedimentene



Figur 4.5. Sedimentologisk profil fra midten av Djupmyra i sørøst mot utløpet i nordvest. Heltrukne og stiplede linjer gjennom borepunktene betyr henholdsvis undersøkte og ikke-undersøkte sediment. Det er ukjente sediment under stiplet linje i bunn da russerbor og 110 mm-kjernen ikke klarte å penetrere dypere. Ved borepunkt 6 støtte russerboret i berggrunn.

under skjellsanden er fremstilt i en logg tegnet ut fra feltbeskrivelsene fra borepunkt 5 (figur 4.6.).

4.2.1. Avsetninger i Djupmyra

Stratigrafien i Djupmyra kan deles inn i seks hovedenheter. De sedimentære enhetene er betegnet med prefiks D for Djupmyra og ordnet alfabetisk fortløpende fra bunnen av kjernen og oppover. Profilet viser de forskjellige sedimentære enhetenes laterale utbredelse (figur 4.5.), mens loggene blant annet beskriver lokale detaljer (figur 4.6.). Enhet Da (glasimarin, sandig silt) er kun observert i borepunkt 6, mens loggene er tegnet fra borepunkt 5. Enheten er derfor ikke fremstilt i loggene, kun i profilet.

Hovedinndelingen av stratigrafien er bestemt og tolket til å være:

Enhet Da: Glasimarin, sandig silt

Enhet Db: Marin, fin og medium sand til sandig silt med skjellfragmenter

Enhet Dc: Skjellsand og organisk konglomerat (Storeggatsunamilaget)

Enhet Dd: Marin, siltig gytje

Enhet De: Laminert gytje (isolasjonskontakten)

Enhet Df: Lakustrin gytje

Enhet Da: Glasimarin, sandig silt

Lys, blågrå, sandig silt med en del grove sandkorn ble bare observert i borepunkt 6 (figur 4.5.). Sedimentet har en mektighet på 6 cm med skarp grense opp mot overliggende skjellsand.

Sedimentet er tolket til å være avsatt glasimarint. Den lyse, blågrå fargen er typisk for sedimenter avsatt i et glasimarint miljø. De grove sandkornene er sannsynligvis droppstein.

Enhet Db: Marin fin, medium sand til sandig silt med skjellfragmenter

Sedimentet er grått og finer oppover fra medium og fin sand til sandig silt. Skjellfragmenter flyter i sedimentet, men mengden og størrelsen, grov- mot mediumsand størrelse, minker oppover. Det er en skarp øvre grense til den overliggende enhet Dc, skjellsand og organisk konglomerat. Sedimentet har en mektighet på 43 cm, fra 775 – 732 cm, og fremstilt i loggen fra russerboret (figur 4.6.). Det var bare mulig å penetrere sedimentet med russerbor, og sedimentet er kun observert i borepunkt 5 og 1. Dette skyldes trolig at det ble for tungt å penetrere den overliggende enheten Dc ved de andre borepunktene. I borepunkt 6 traff boret berggrunn. Enhet Db, som skulle være forventet å ligge mellom enhet Da og Dc, mangler i borepunkt 6 (figur 4.5.).

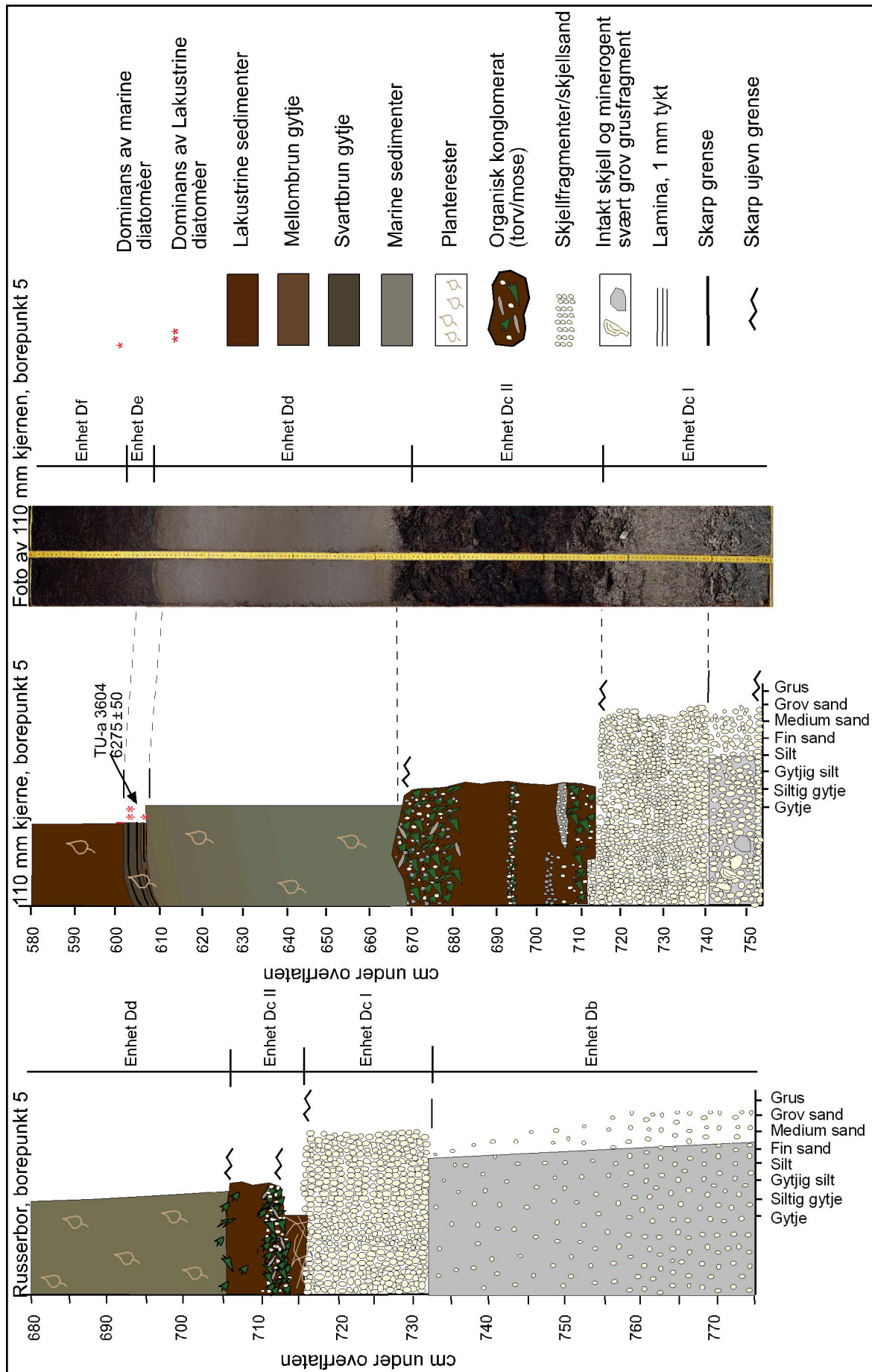
Enhet Db er avsatt i et marint miljø. Den sandige matriksen og innholdet av skjellfragmenter tyder på et forholdsvis åpent avsetningsmiljø. Oppfining mot silt og minking av skjellfragmenter kan bety en begynnende avsnøring av bassenget mot roligere sedimentasjonsforhold. Det er sannsynligvis en hiatus i den skarpe grensen mellom enhet Db og overliggende skjellsand, da grensen er tolket til å være erosiv.

Enhet Dc: Skjellsand og organisk konglomerat (Storeggatsunami)

Grovt inndelt består enhet Dc av en nedre del av skjellsand og minerogene sedimenter (Dc I) og en øvre del av hovedsaklig organiske avsetninger (Dc II). Enhet Dc I ble funnet i alle borepunkt, mens enhet Dc II bare ble observert i borepunkt 5 og 7. Generelt har enhet Dc varierende mektighet i bassenget (figur 4.5.). Til og med i borepunkt 5 viser enhet Dc forskjellig mektighet og stratigrafi i loggen fra russerboret og 110 mm-kjernen (figur 4.6.).

Enhet Dc, tsunamilaget fra 110mm kjernen: Dc I: Nederst i kjernen ligger et 2 cm tykt lag av massiv skjellsand, i hovedsakelig grovsand størrelse med innslag av finere kornstørrelser og skjellsand i grusstørrelse. Laget er sannsynligvis mektigere, men det var ikke mulig å presse prøvetakeren dypere.

En relativ skarp, men ujevn grense skiller den massive skjellsanden fra en overliggende matriks av hovedsaklig silt med massiv skjellsand i medium til



fingrus-størrelse og flere nesten hele skjell. Veldig grov sand til fin grus er likevel den dominerende kornstørrelsen. Et minerogent svært grovt gruskorn (2-3 cm) ligger midt i sedimentet.

Ved ca. 741 cm er det skarp overgang til ren, gradert skjellsand. Skjellsanden er hovedsaklig normalt gradert, men pulser av grovere skjellsand forekommer innimellom. Skjellsanden går fra veldig grov til grov kornstørrelse. Over skjellsanden, ved ca. 711 cm dyp, skiller en skarp, men ujevn grense enhet Dc I (skjellsand) fra enhet Dc II (organisk konglomerat).

Dc II: Fra ca. 711 – 668 cm består sedimentet hovedsakelig av klaster av terrestrisk mose og torv. I nederste del er det blanding av skjell-/minerogen sand og mose/torv med noen linser av skjell- og minerogen sand. Oppover i enheten blir innslaget av skjellsand og minerogent materiale mindre og forholdsmessig mer mose enn torv dominerer. I de øverste 15 cm av enheten ligger det en del spredte biter av pinner. Grensen ved ca. 668 cm til den overliggende enhet Dd er ujevn og skarp. Fire prøver av mose fra tre forskjellige arter (*Racomitrium*, *Pleurozium* og *Hylocomium*) er identifisert av Gudrun Skjerdal og datert og plukket av Stein Bondevik (tabell 4.4.). Dateringene er veid til 7312 ± 35 ¹⁴C-år før nåtid (veid middel).

Enhet Dc, tsunamilaget fra russerkjernen: Enhet Dc I består av et 30 cm massivt skjellsandlag, fra 732 – 716 cm dyp i medium kornstørrelse med en skarp nedre grense.

Enhet Dc II går fra ca. 716 - 706 cm dyp. Nederst er en sone med gytje og en del rotfilt. Over skiller en skarp, men ujevn grense gytjen fra et grovere organisk konglomerat med mye terrestrisk mose og en del skjellsand og spredte pinnebiter. Mot toppen av enheten dominerer torv, men det er også noe mose, særlig i grensen til overliggende marin, siltig gytje ved ca. 706 cm.

Sedimentet Dc I og Dc II er tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien (kapittel 4.2.3.).

Figur 4.6. Litologiske kjernebeskrivelser fra borepunkt 5. Logg til venstre er tegnet fra undersøkelser med russerbor i felt, logg i midten er tegnet fra 110 mm-kjerne beskrevet i laboratoriet og korrelert til et fotografi av kjernen til høyre. Loggene har ikke samme målestokk.

Enhet Dd: Marin, siltig gytje

Enhet Dd er olivengrå, siltig gytje som blir mer olivenbrun og gytjig oppover, og det er innslag av noen terrestriske planterester. Sedimentet går fra 668 – 609 cm dyp (figur 4.6.). Grensen mellom enhet Dd og overliggende enhet De, laminert gytje, er skarp. Rett under grensen til den laminerte gytjen er det gjort en kvalitativ diatomèeundersøkelse i intervallet 609,2 – 609 cm. Prøven inneholder store mengder marine og marin/brakke diatomèer, men også mye av den lakustrine arten, *Fragilaria pinnata* (tabell 4.3.) (Lohne pers. medd.).

Enhet Dd er et marint sediment. Den gradvise overgangen fra olivengrå til olivenbrun farge indikerer at bassenget nærmer seg isolasjonen fra havet. Dette underbygges også av diatomèene. Diatomèe-sammensetningen viser at sedimentet er marint. Det er imidlertid ikke uvanlig å finne mye lakustrine diatomèer i marine sedimenter nær isolasjonskontakten. Disse blir ofte ført ut i marin sjø med elver og bekker.

Enhet De: Laminert gytje (isolasjonskontakten)

Den laminerte gytjen er ca. 3 cm mektig og er observert i de fleste borepunkt. Mot oppgrunningen av profilet i sørøst mangler imidlertid sedimentet i borepunkt 6 og 8 (figur 4.5.).

Fra ca. 609 - 608 cm er gytjen mellombrun på farge. Over forandres gytjens farge til svartbrun i et skarpt skille. Den svartbrune gytjen går fra ca. 608 - 606 cm. Hele enheten er diffust laminert, men i den mellombrune gytjen er laminaene ikke utholdende. Ellers inneholder enheten noen synlige terrestriske planterester, og det er en skarp grense til enhetene over og under (figur 4.6.).

I bunn av mellombrun gytje (609 – 608,8 cm) ble det observert både marine, marin/brakke og lakustrine diatomèer, men av et begrenset artsmangfold (Lohne pers. medd.) (tabell 4.3.). I bunn av svartbrune gytje (608 – 607,8 cm) er det tydelig dominans av lakustrine diatomèer, både i artsmangfold og antall. For øvrig er det også noen eksemplarer av marine arter, men disse er i klart mindretall. I toppen av enheten og den svartbrune gytjen (606,2 – 606 cm) dominerer lakustrine arter og bare to marine/brakke eksemplarer ble observert. I intervallet 609 – 608,8 cm er det relativt mye marine arter og derfor mest sannsynlig et marint sediment (tabell 4.3.). Det store innslaget av den lakustrine arten, *Fragilaria pinnata*, er sannsynligvis transportert ut i sjøen med bekker og elver. I intervallet 608 – 607,8 cm dominerer

lakustrine arter, men på grunn av en del marine diatomèer er bassenget sannsynligvis ikke fullstendig isolert ved avsetningstidspunktet. Undersøkelsen er imidlertid ikke grundig nok til å si dette med sikkerhet. I toppen av den svartbrune sonen (606,2 – 606 cm) gir derimot den overlegne dominansen av lakustrine diatomèer inntrykk av et isolert basseng. I følge Lohne (*pers. medd.*) viser undersøkelsen av diatomèene at isolasjonskontakten trolig ligger i den svartbrune

Tabell 4.3. Diatomèer i toppen av enhet Dd, gjennom enhet De og i bunn av enhet Df slik de er identifisert av stipendiat, Øystein Lohne. Diatomèene indikerer overgangen fra dominans av marine diatomèer til dominans av lakustrine arter (isolasjonskontakt).

Dyp (cm)	Marine (m) og/eller brakke arter (b)	Lakustrine arter	Kommentar
606 – 605,8	<i>Paralia sulcata</i> (m)	<i>Fragilaria pinnata</i> <i>Chrysophyceae</i> cysts <i>Tabellaria</i> <i>Navicula radiosa</i> <i>Achnanthes minutissima</i> <i>Navicula pupula</i> <i>Cyclotella</i> sp.	Bunn av enhet Df: Dominert av lakustrine arter både i mengde og artsmangfold, kun observert ett eksemplar av den marine arten.
606,2 – 606	<i>Paralia sulcata</i> (m) <i>Rhopalodia</i> sp. (m/b)	<i>Fragilaria pinnata</i> <i>Chrysophyceae</i> <i>Cocconeis placentula</i>	Topp av enhet De, svartbrun gytje: Dominert av lakustrine arter i mengde. Kun observert ett eksemplar hver av den marine og den brakke diatomèearten.
608 – 607,8	<i>Paralia sulcata</i> (m) <i>Plaurosigma</i> sp. (m)	<i>Fragilaria pinnata</i> <i>Chrysophyceae</i> <i>Cyclotella</i> sp. <i>Gomphonema</i> <i>Tabellaria</i> <i>Cocconeis placentula</i>	Enhet De, i bunn av svartbrun gytje mot grensen til mellombrun gytje: Stort mangfold og mengde av lakustrine arter, men også en del marine eksemplarer.
609 – 608,8	<i>Paralia sulcata</i> (m) <i>Plaurosigma</i> sp. (m) <i>Navicula digitoradiata</i> (b/m)	<i>Fragilaria pinnata</i>	I bunn av enhet De og i det mellombrune laget: Mye av både den lakustrine arten og av de marine/brakke artene.
609,2 – 609	<i>Paralia sulcata</i> (m) <i>Navicula digitoradiata</i> (b/m)	<i>Fragilaria pinnata</i>	I toppen av enhet Dd: Mye av både den lakustrine arten og av de marine/brakke artene.

sonen et sted mellom 608 og 606 cm. I toppen av den svartbrune sonen (606,2 – 606 cm) gir derimot den overlegne dominansen av lakustrine diatomèer inntrykk av et isolert basseng. I følge Lohne (*pers. medd.*) viser undersøkelsen av diatomèene at isolasjonskontakten trolig ligger i den svartbrune sonen et sted mellom 608 og 606 cm.

Enhet Df: Lakustrin, findetritisk gytje

Sedimentet er en mørkbrun, findetritisk gytje med noen synlige terrestriske planterester (figur 4.6.). Terrestrisk plantemateriale er datert i intervallet 606 - 605 cm til 6275 ± 50 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.4.). I intervallet 606 – 605,8 cm viser en diatomèundersøkelse klar dominans av lakustrine arter og kun et marint eksemplar er observert (Lohne *pers. medd.*) (tabell 4.3.).

Enhet Df er tolket til å være avsatt i et lakustrint miljø.

4.2.2. Datering av isolasjonskontakten

Isolasjonskontakten er datert til 6275 ± 50 ^{14}C -år før nåtid og kalibrert til 7307 – 7021 kalenderår før nåtid med to standardavvik (Stuiver og Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998) (tabell 4.4.). Dateringen er tatt fra bunn av enhet Df, lakustrin gytje fra 606-605 cm dyp. Diatomèene viser imidlertid at selve isolasjonen mest sannsynlig ligger i den svartbrune, laminerte gytjen 1-2 cm under (tabell 4.3.) og dateringen gir i teorien en litt for ung alder. I Rødlimyra og Mølnmyra har dateringer under, i og over den svartbrune gytjen imidlertid overlappende alder innenfor to standardavvik og kan ikke statistisk skilles fra hverandre (tabell 4.5. og tabell 4.7.). De sedimentære forholdene er meget like i Djupmyra, Rødlimyra og Mølnmyra, så det er sannsynlig at dateringen vil ligge innenfor standardavviket til en eventuell datering 2 cm dypere, i enhet De.

Tabell 4.4. Radiokarbondateringer fra terrestrisk plantemateriale fra Djupmyra borepunkt 5. Terrestrisk mose identifisert av Gudrun Skjerdal*, er plukket og dateringene er etterpå veid og kalibrert av Stein Bondevik . Kalibreringen er utført med CALIB v4.3 (Stuvier & Reimer 1993; Stuvier *et al.* 1998).

Lab. Ref.	Sedimentdyp (cm)	Datert materiale	Tørr vekt (mg)	¹⁴ C alder (år B. P.)	δ ¹³ C (‰ PDB)	Kalibrert alder 1σ/2σ (kal. år B. P.)
TUa-3604	606-605 cm	Blader, frø og catkins av <i>Betula</i> .	16,3	6275 ± 50	- 26,5	7253 - 7098 (1σ) 7307 - 7021 (2σ)
Tua-3054*	708 – 705 cm	Terrestrisk mose (<i>Racomitrium</i>)	_____	7351 ± 72	- 22,8	8276 – 8037 (1σ) 8341 – 7979 (2σ)
Tua-3055*	714 – 710 cm	Terrestrisk mose (<i>Pleurozium</i>)	_____	7387 ± 72	- 24,6	8327 – 8059 (1σ) 8362 – 8016 (2σ)
TUa-2892*	_____	Terrestrisk mose (<i>Hylocomium</i>)	_____	7300 ± 70	- 27,1	8177 – 7984 (1σ) 8285 – 7962 (2σ)
TUa-2893*	_____	Terrestrisk mose (<i>Racomitrium</i>)	_____	7231 ± 64	- 21,1	8151 – 7965 (1σ) 8175 – 7878 (2σ)
Veid middel: TUa-3054;3055; 2892; 2893	_____	_____	_____	7312 ± 35	_____	8110 – 8090 (1σ) 8170 – 8040 (2σ)

4.2.3. Sammenligning av enhet Dc og en faciesmodell for avsetninger fra Storeggatsunamien

En faciesmodell fra Bondevik *et al.* (1997b) er oppsummert i tabell 3.1., og enhet Dc er fremstilt i figur 4.6.

Massiv silt og skjellsand fra bunnen av 110 mm-kjernen opp til 740 cm (enhet Dc I) har en mektighet på ca. 12 cm og ligner facies 5 (massiv sand). Facies 5 er i faciesmodellen beskrevet med en mektighet 0,1 - 5 cm, altså med mindre mektighet enn den massive sanden i borepunkt 5. Erosiv nedre grense er imidlertid bare observert i enhet Dc I i russerkjernen. Denne viser massiv skjellsand (facies 5) og

tsunamiens nedre, erosive grense mot underliggende sandig silt med skjellfragmenter (enhet Db).

Den graderte skjellsanden som er avsatt i pulser fra 740 - 668 cm i 110 mm-kjernen, ligner facies 4 (gradert sand).

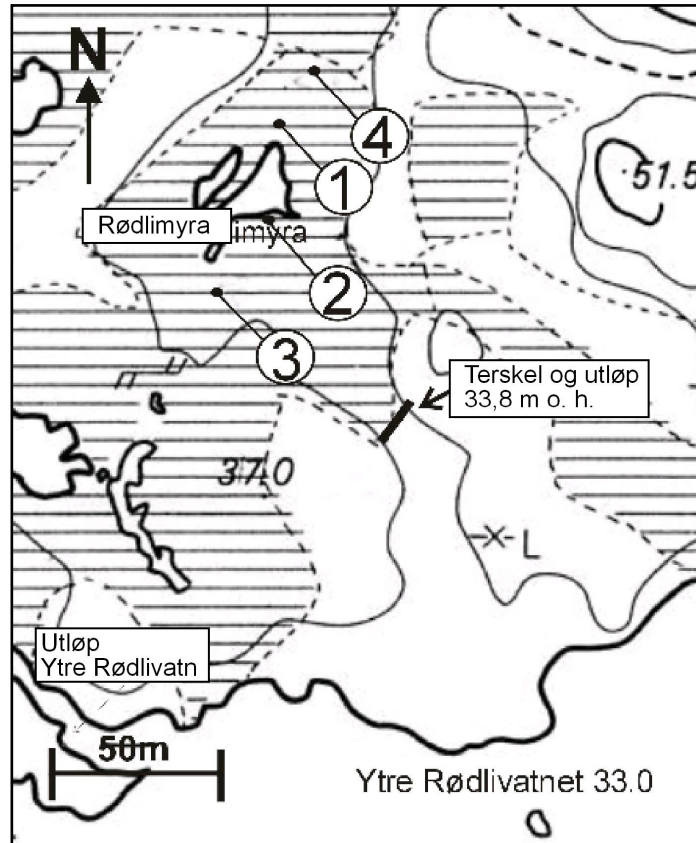
Sedimentene i enhet Dc II, torvklaster og mose med innslag av minerogent materiale og skjellfragmenter, er organisk konglomerat (facies 6). Fordi dette materialet vanligvis avsettes ved suspensjon ligger facies 6 generelt over facies 4 og 5.

Veid middel av dateringer fra diverse terrestriske mosearter, 7312 ± 35 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.4.) i enhet Dc II gir omtrent samme alder som Storeggatsunamien datert i Sør-Norge, ca. 7200 ^{14}C -år før nåtid (Bondevik *et al.* 1997a).

4.3. Rødlimyra

Rødlimyra (UTM 33V 876 512) er et delvis gjengrodd basseng som ligger ca. 150 meter nord for utløpet til Ytre Rødlivatn (figur 4.1. og figur 4.7.). Bassenget har egentlig ikke et eget navn, men kalles Rødlimyra i denne oppgaven. Bassenget er ca. 140 meter langt og fra ca. 50 til 100 meter bredt. Innløpet, en liten bekk, ligger i nord. Terskelen, som er i fast fjell, ble bestemt ved å sondere utløpet med en sonderstang. Terskelen er nivellert til å ligge 0,8 meter over vannflaten til Ytre Rødlivatn. I følge økonomisk kart, DJ 171-5-1 Sausvatnet, ligger Ytre Rødlivatn 33,0 m o. h., og følgelig blir terskelen til Rødlimyra 33,8 m o. h.

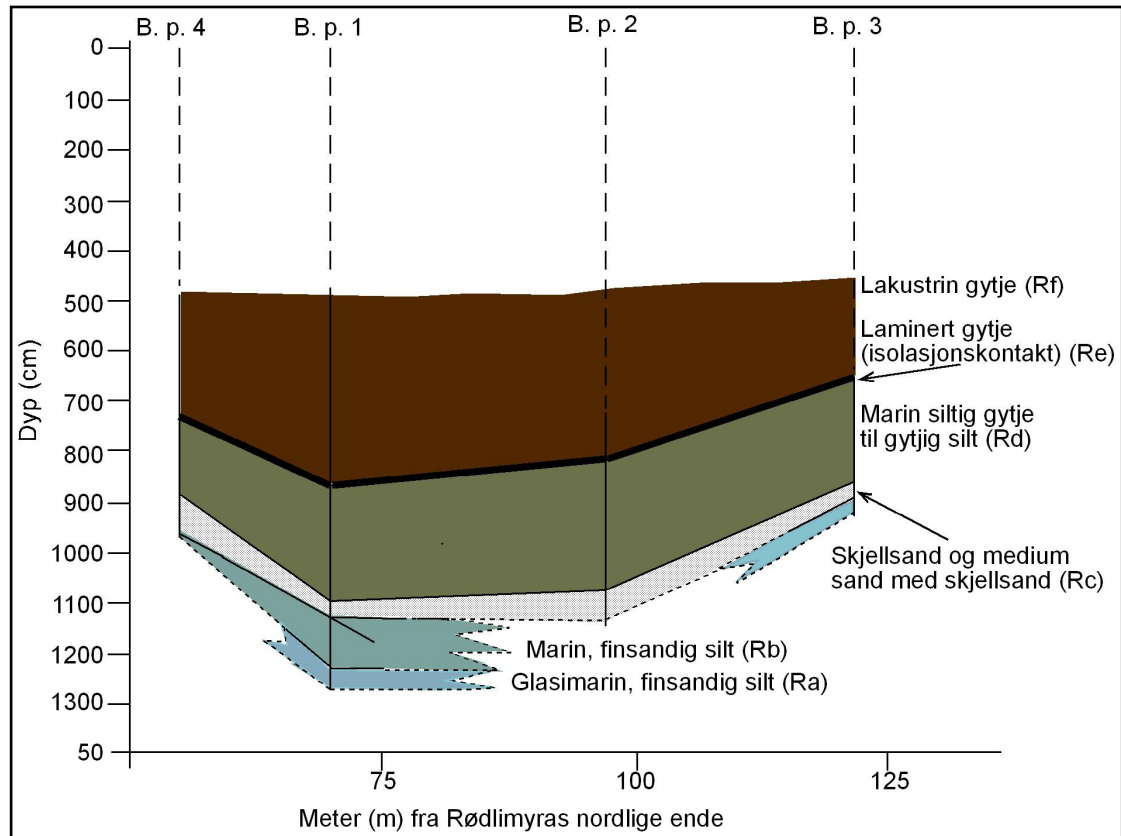
I Rødlimyra er det boret fire steder i et profil langs midten av bassenget, i retningen 028° - 208° (figur 4.7. og figur 4.8.). Nærmere terskelen støter russerboret på fjell etter ca. 2 meter. Ved de fire borepunktene (nummerert fra 1 til 4) ble det først boret med russerbor og stratigrafien ble beskrevet i felt. Basert på feltbeskrivelsene, ble det hentet tre parallelle 110 mm-kjerner, R1, R2 og R3, med stempelprøvetakeren fra borepunkt 1. Disse er siden beskrevet, sammenlignet og korrelert i laboratoriet. Feltnmåling av kjernedypet blir noen ganger unøyaktig fordi boret kan gå noe på skrå.



Figur 4.7. Kart over Rødlimyra med 4 borepunkt. Kartet er noe forstørret og modifisert fra økonomisk kartblad DJ 171-5-1 Sausvatnet, opprinnelig med målestokk 1:5000. Rødlimyra ligger 33,8 m o. h., målt ut fra nivellering av høydeforskjellen mellom terskelen (utløpet) til Rødlimyra og Ytre Rødlivatn (33 m o. h.).

Isolasjonskontaktene i R1 og R3 ble målt til en dybdeforskjell på ca. 30 cm selv om de to kjernene er tatt med maksimalt 0,5 meters avstand. Det målte dypet til de tre kjernene er derfor litostratigrafisk korrelert med hverandre på grunnlag av isolasjonskontaktene i kjerne R1 og R3 samt med en sedimentasjonsforandring ca. 1 meter under isolasjonskontakten (figur 4.9.). Kjerne R1 (1000-800 cm) er valgt til standard fordi dypene i denne stemmer best med russerboringen og fordi denne kjernen representerer flest facies. Dypene i R2 (1098-910 cm) og R3 (1020-820 cm) er altså korrigert til denne ved hjelp av korrelasjonen omtalt over.

Vi klarte ikke penetrere et skjellsandlag som ligger i de marine sedimentene med 110 mm stempelprøvetakeren. Med Russerboret klarte vi imidlertid å trenge gjennom skjellsandlaget. Sedimentene fra skjellsandlaget og under skjellsandlaget er fremstilt i logg fra russerbor, basert på beskrivelsene gjort i felt (figur 4.9.).



Figur 4.8. Sedimentologisk profil fra Rødlimyra. Heltrukne og stiplede linjer gjennom borepunktene betyr henholdsvis undersøkte og ikke-undersøkte sedimenter. Det er ukjente sedimenter under stiplet linje i bunn da russerbor og 110 mm-kjerne ikke klarte å penetrere dypere.

4.3.1. Avsetninger i Rødlimyra

Stratigrafien i Rødlimyra kan deles inn i seks hovedenheter. De sedimentære enhetene er betegnet med prefiks R for Rødlimyra, sammen med en bokstav, ordnet alfabetisk fortløpende fra bunnen av kjernen og oppover. Fra nederst til øverst er enhetene som følger:

Enhet Ra: Glasimarin, finsandig silt

Enhet Rb: Marin, finsandig silt

Enhet Rc: Skjellsand og medium sand med skjellsand (Storeggatsunami)

Enhet Rd: Marin, siltig gytje til gytjig silt

Enhet Re: Laminert gytje (isolasjonskontakten)

Enhet Rf: Lakustrin gytje

Enhet Ra: Glasimarin, finsandig silt

Nederst i bassenget finnes blågrå, finsandig silt. Disse sedimentene ble bare undersøkt i borepunkt 1 og borepunkt 3. I borepunkt 3 ligger den direkte under enhet Rc, skjellsand og medium sand med skjellsand (Storeggatsunami) (figur 4.8.). I borepunkt 1 ble den blågrå, finsandige silten observert mellom 1286-1210 cm dyp med innslag av fingrus og leire, og den er bare beskrevet fra felt og derfor fremstilt i russerloggen (figur 4.9.). En del medium grus, tolket til å være droppstein, flyter i sedimentet. Sedimentet har en plastisk til flytende konsistens. Den øvre grensa mot enheten over er jevn.

Det blågrå sedimentet med droppstein er tolket til å være glasimarint avsatt.

Enhet Rb: Marin, finsandig silt

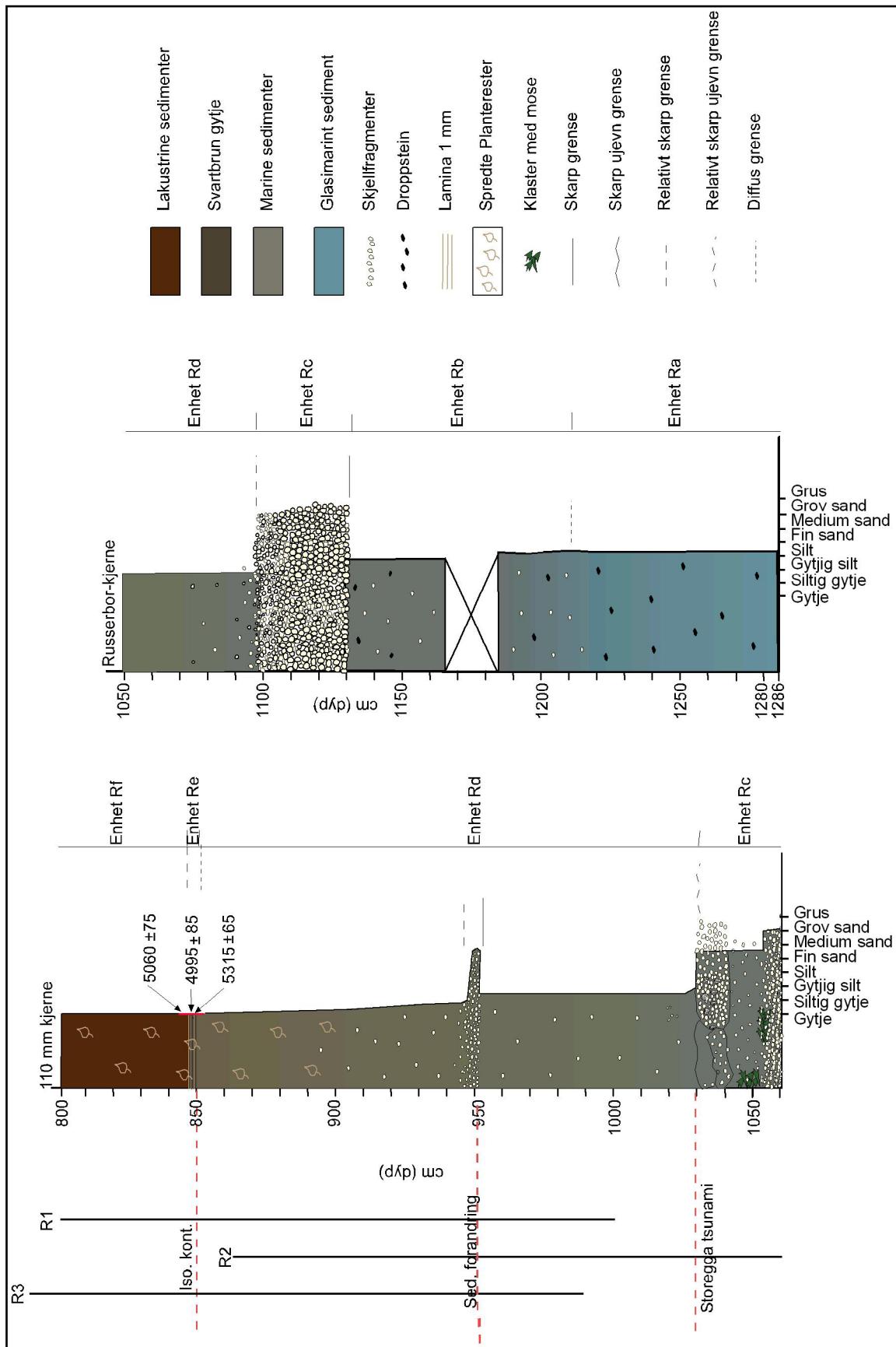
Sedimentet er en olivengrå, finsandig silt med mye skjellfragmenter og noe droppstein som flyter i matriks. Enheten er bare studert i borepunkt 1 og 4 (figur 4.8.). Enheten er 80 cm tykk, fra ca. 1210 – 1130 cm dyp i russerloggen i borepunkt 1 (figur 4.9.) og minker i mektighet mot borepunkt 4. I borepunkt 2 var det praktisk umulig å penetrere skjellsandlaget som ligger over denne enheten. I borepunkt 3 mangler denne enheten helt (figur 4.8.).

Sedimentet er tolket til å være avsatt marint. Alle skjellfragmentene tyder på et åpent avsetningsmiljø med vann i bevegelse.

Enhet Rc: Skjellsand og medium sand med skjellsand (Storeggatsunami)

Hele enheten ble undersøkt med russerbor i borepunkt 4, 1 og 3, mens i borepunkt 2 ble ikke skjellsand og medium sand med skjellsand, heretter omtalt som skjellsandlaget, fullstendig penetrert (figur 4.8.). Det var heller ikke mulig å penetrere skjellsandlaget med 110 mm prøvetakeren (figur 4.9.). Det rant imidlertid ut en god del løs, normalgradert skjellsand fra bunnen av 110 mm-kjernen under prøvetaking. Utbredelsen og mektighetene av enhet Rc i bassenget er varierende. For eksempel er enheten ca. 30 cm ved borepunkt 1, mens den øker i mektighet i retning innløpet i borepunkt 4 (figur 4.8.).

Skjellsandlaget i kjerne R2 (logg, 110 mm) ligger fra 1060-1030 cm (dyp korrelert til kjerne R1) (figur 4.9.). Fra bunnen og opp til 1055 cm er det en blanding av skjellsand og minerogen grov sand.



Videre oppover er det en jevn overgang til en minerogen, medium sand med mye medium til grove skjellfragmenter som flyter i sanden. To klaster med mose er inkorporert i sanden, blant annet i overgangen mellom den grove, løse skjellsanden og medium sanden. Fra 1040 cm er det en skarp, ujevn overgang til en kaotisk sone med opprivningsklaster. Høyre halvdel av sonen i kjernen er det en klast av skjellsand i grov sand- og grusstørrelse med noe minerogen matriks av medium sand. I venstre halvdel er det to klaster med forskjellig kornstørrelse. Den underste klasten er av medium sand med noe skjellsand i grov sand størrelse. Klasten over er av ren olivengrå siltig gytje, lik sedimentet i den overliggende enhet Rd. Overgangen til enheten Rd, ved ca. 1030 cm, er tydelig men skeiv og forholdsvis gradvis.

Fra undersøkelsene med russerboret ble det beskrevet et rent skjellsandlag med mektighet på ca. 32 cm fra 1130-1098 cm (figur 4.9.) Skjellsanden er svært grov i nedre del og finer oppover mot grov sand størrelse. Nedre grense er skarp og erosiv, mens øvre grense er mer gradvis mot enheten over. Toppen av skjellsanden i loggen fra russerboret ligger ca. 70 cm lavere enn i loggen fra 110 mm-kjernen og enheten har noe forskjellige avsetninger og mektighet til tross for at de ligger i samme borepunkt (figur 4.9.).

Enhet Rc er tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien (kapittel 4.3.3.).

Enhet Rd: Gytjig silt til siltig gytje

Enhet Rd er observert i alle borepunkt (figur 4.8.). Sedimentet er olivengrå, gytjig silt som oppover endres til olivenbrun, siltig gytje. I nederste del flyter noen skjellsandfragmenter i medium til finsandstørrelse i den gytjige silten. Nærmere isolasjonen forsvinner skjellfragmentene, mens det videre oppover kan skimtes noen terrestriske planterester. I toppen av enheten, rett under isolasjonskontakten, er terrestrisk plantemateriale fra R1 i intervallet 852-850 cm datert til 5315 ± 65 ¹⁴C-år før nåtid (tabell 4.5.).

Figur 4.9. Litologiske kjernebeskrivelser fra borepunkt 1, Rødlimyra. Logg til venstre er tegnet fra 110 mm-kjerne beskrevet i laboratoriet og logg til høyre er tegnet ut fra feltbeskrivelser med russerbor. 110 mm loggen er tegnet på grunnlag av kjerne R1(> 950 cm dyp) og R2(< 950 cm dyp). Korreleringen av de tre kjernene, R1, R2 og R3, er illustrert helt til venstre. Loggen fra feltbeskrivelsen illustrerer i hovedsak hele enhet Ra, Rb og Rc der 110 mm prøvetakeren ikke klarte å penetrere.

I kjerne R1 finnes et to cm tykt lag som hovedsakelig består av fin til medium sand med mye skjellfragmenter i grov sand størrelse ved ca. 950 cm (figur 4.9.). Overgangen til siltige gytje sedimenter med skjellfragmenter over laget er relativt skarp, men det er et høyere innhold av skjellfragmenter et par cm opp i den siltige gytjen. Det grove sandlaget er bare beskrevet i R1, men sedimentasjonsforandring finnes i alle de tre kjernene. I R2 er det ved ca. 990 cm en skarp overgang fra siltig gytje med spredte skjellfragmenter til mye og grove skjellfragmenter som så minker oppover. I R3 er det ingen skarp overgang, men en sone på ca. 20 cm mellom ca. 980-960 cm med ett noe tettere innhold av skjellsand i forhold til over og under. Økningen og minkingen av skjellsand er gradvis. Sonen med sedimentasjonsforandring ble ikke observert i felt og ble først oppdaget da 110 mm-kjernene ble åpnet. Fordi 110 mm-kjernen er fra samme borepunkt er utbredelsen ukjent.

Avsetningen er tolket til å være marint avsatt, og sedimentene indikerer avsnøring av bassenget ettersom avsetningene øker i andel av gytje. Årsaken til konsentrasjonen av sand og skjellsand i en sone/lag i gytjen er ikke kjent. Forstyrrelsen er sannsynligvis lokal da det ikke er observert i andre deler av bassenget.

Enhet Re: Laminert gytje (isolasjonskontakt)

Enhet Re er observert i alle borepunkt (figur 4.8.). Sedimentet er 1,5 cm tykk svartbrun gytje med noe silt. Laget er svakt laminert av lysebrune lamina i nederste 1 cm. Terrestrisk plantemateriale er plukket fra kjerne R1 i intervallet 850-848,5 cm og datert til 4995 ± 85 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.5.).

Isolasjonskontakten er tolket til å ligge innenfor den laminerte enheten. En Diatomèe-undersøkelsene fra "Tjernet", Djupmyra og Fugellitjønna bekrefter også at isolasjonskontakten ligger innefor det svartbrune, laminerte sedimentet (Lohne pers. medd.) (tabell 4.1.; 4.3. og 4.8.)

Enhet Rf: Lakustrin gytje

Enhet Rf er observert i alle borepunkt (figur 4.8.). Sedimentet er en massiv, mørkebrun, findetritisk gytje med noe silt og planterester. Terrestrisk plantemateriale fra kjerne R1 i intervallet 848,5-846,5 cm er datert til 5060 ± 75 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.5.).

Den brune gyttjen er tolket til å være et lakustrint sediment.

4.3.2. Datering av isolasjonskontakten

Det er utført tre dateringer fra Rødlimyra innenfor et intervall på 5,5 cm (tabell 4.5.). Den øverste dateringen, TUa-3160, er fra den lakustrine gyttjen (enhet Rf). Den mellomste dateringen, TUa-3161, er fra den laminerte, svartbrune gyttjen (enhet Re). Den nederste dateringen, TUa-3162, er fra den marine, gyttjige silten (enhet Rd) (figur 4.9.). Det er ikke synlige spor av forstyrrelser eller hiatus i sedimentene. Det forventes dermed at den nederste dateringen representerer eldre sedimenter enn dateringene over.

De to øverste dateringene (TUa-3160 og TUa-3161) er datert til henholdsvis 5060 ± 75 og 4995 ± 85 ^{14}C -år før nåtid og viser invers aldersrekkefølge. Til tross for prinsippet om yngre sedimenter oppover i stratigrafien, er ikke dette ensbetydende med at dateringene eller sedimentene er forstyrret. Dateringene overlapper godt innenfor ett standardavvik og er således umulig å skille fra hverandre i alder. Den nederste dateringen, 5315 ± 65 ^{14}C -år før nåtid (TUa-3162), er derimot noe eldre, men overlapper likevel TUa-3160 og overlapper så vidt TUa-3161 innenfor to

Tabell 4.5. Radiokarbondateringer fra terrestrisk plantemateriale fra Rødlimyra, borepunkt 1. Prøvematerialet er plukket fra marine* (enhet Rb), brakke** (enhet Rc) og lakustrine*** (enhet Rd). Kalibreringen er utført med CALIB v4.3 (Stuvier & Reimer 1993; Stuvier *et al.* 1998).

Lab. Ref.	Sedimentdyp (cm)	Datert materiale	Tørr vekt (mg)	^{14}C alder (år B. P.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Kalibrert alder $1\sigma/2\sigma$ (kal. år B. P.)
TUa-3162	852-850 *	Blader av <i>Betula</i> og barnåler, bark og frøkapsler av <i>Pinus</i>	15,3	5315 ± 65	- 28,9	6196-5952 (1σ) 6280-5928 (2σ)
TUa-3161	850-848,5 **	Blad av <i>Betula</i> og frø, rakler og bark av <i>Pinus</i>	28,9	4995 ± 85	- 27,6	5890-5613 (1σ) 5921-5590 (2σ)
TUa- 3160	848,5-846,5 ***	Blader av <i>Betula</i> og bark, frøkapsler og bark av <i>Pinus</i>	47,0	5060 ± 75	-26,7	5911-5665 (1σ) 5985-5613 (2σ)
Veid middel de tre dateringene	_____	_____	_____	5153 ± 43	_____	5130-5904 (1σ) 5988-5753 (2σ)

standardavvik. Dateringene kan sådan ikke skilles fra hverandre statistisk sett fordi sedimentasjonen har skjedd innenfor et kortere tidsintervall enn måle metodens oppløsning. Det er brukt to metoder for å tilnærme seg et sannsynlig aldersintervall for isolasjonssonen:

- Grafisk aldersmodell med sannsynlige sedimentasjonsrater
- Veid middel

I begge tilnærmingene postuleres det at:

- Ingen av dateringene kan forkastes
- Jevn sedimentasjonsrate gjennom sonen

Å postulere at sedimentasjonsraten er lik gjennom hele sonen er nødvendigvis en forenkling. Ettersom sonen med dateringene består av tre forskjellige typer sediment avsatt under svært forskjellige forhold, har det mest sannsynlig ikke vært en jevn sedimentasjonsrate. Det er imidlertid ikke mulig å skille de innbyrdes sedimentasjonsratene fra hverandre med så tettliggende og overlappende dateringer.

Grafisk aldersmodell med sannsynlig sedimentasjonsrate

Kalibrerte ^{14}C -år styrer aldersmodellen innenfor et tidsintervall på to standardavvik. Innenfor et skravert, rødt område i figur 4.10. er sannsynlig tidsintervall for hver horisont avgrenset og alderen på isolasjonen kan ikke ligge utenfor det røde, skraverte feltet. Forutsetningen for det skraverte området er et postulat om at sedimentasjonsraten er jevn og at sann alder for hver horisont er representert innenfor hver datering.

Isolasjonskontakten er tolket til å ligge i overgangen mellom enhet Re og enhet Rf, ved 848,5 cm dyp. I denne horisonten er aldersintervallet innenfor det skraverte, røde området ca. 5700 – 5930 kalenderår før nåtid. Som et forsøk på å avgrense et potensielt aldersintervall for sonen ytterligere, er det beregnet en sedimentasjonsrate fra toppen av Storeggatsunamien ved ca. 1030 cm, og opp gjennom isolasjonssonen (figur 4.10.). Toppen av Storeggatsunamien er datert til å

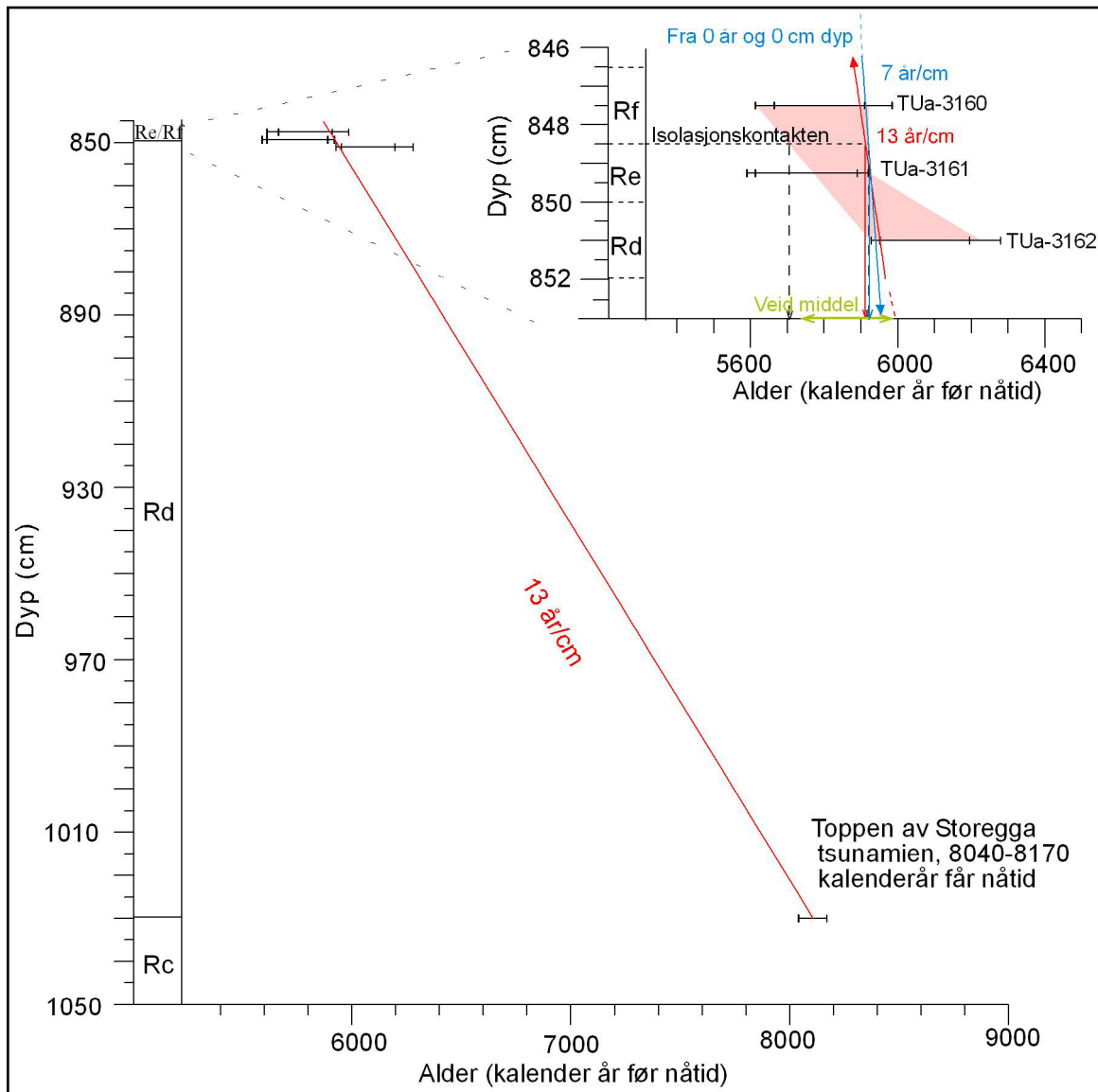
være avsatt i aldersintervallet 8040 - 8170 kalenderår før nåtid med ett standardavvik (Bondevik *pers. medd.*). Sedimentasjonsgrafen er styrt via alle dateringene og gir en sedimentasjonsrate på ca. 13 år/cm. Grafen representerer i hovedsak en marin sedimentasjonsrate. I grensen mellom enhet Re og Rf (isolasjonskontakten), styres sedimentasjonsgrafen fra Storeggatsunamien via ca. 5910 kalenderår før nåtid.

En lakustrin sedimentasjonsrate er beregnet til ca. 7 år/cm ved å sette toppen av bassenget til 0 år før nåtid og trekke en graf fra nåtid ved 0 m dyp og styre den via de tre dateringene i isolasjonssonen (figur 4.10.). Den lakustrine raten krysser horisonten mellom enhet Rf og Re ved 5920 kalenderår før nåtid, ytterst i den eldste enden av horisonten. Sammen med sedimentasjonsgrafen fra toppen av Storeggatsunamien forsterker dette sannsynligheten for at alderen ligger i den eldste enden og med en maksimumsalder på 5920 kalenderår før nåtid.

Veid middel

Hvis et materiale med samme alder dateres flere ganger vil resultatet bli noe forskjellig for hver gang. Dette fordi det er statistiske usikkerheter forbundet med selve målingen av antall ^{14}C atomer i prøven (AMS) samt tilfeldige og systematiske feil som lett oppstår under selve måleprosessen. Fordi det ikke er mulig å favorisere en datering når dateringene overlapper innenfor hverandres standardavvik, er det tilnærmet mer sannsynlig at et veid middel av dateringene vil ligge nærmere den sanne alderen. Ved veid middel regner man ut et gjennomsnitt, men vekter de dateringene med lavest standardavvik. Sluttproduktet blir en datering med lavere standardavvik.

Fordi dateringene i Rødlimyra overlapper hverandre med to standardavvik og ikke kan skilles fra hverandre i alder, er det beregnet et veid middel, 5153 ± 43 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.5.). Kalibrert til kalenderår ligger det veide middelet i intervallet 5753 – 5988 kalenderår ved to standardavvik. En slik tilnærming er imidlertid ikke uproblematisk ettersom dateringene ikke er gjort utelukkende fra samme materiale og ikke representerer horisonter med lik alder. Når det ikke er spor etter resedimentasjon eller erosjon, øker sedimentalderen med dyp. Det kan imidlertid



Figur 4.10. Marin sedimentgrafe fra toppen av Storeggatsunamien styrt gjennom tre dateringer, henholdsvis i marine (enhet Rd), brakke (enhet Re) og ferske (enhet Rf) sedimenter (rød grafe). Forstørret utsnitt viser isolasjonssonen og aldersintervallet til dateringene. Selve isolasjonssonene er definert til å ligge i horisonten mellom enhet Re og Rf. Rød skravert sone viser mulig aldersintervall innenfor hver datering forutsatt en jevn sedimentasjonsrate gjennom isolasjonssonen. Marin sedimentasjonsgrafe (rød grafe) krysser isolasjonssonen ved 5910 kalenderår før nåtid. Lakustrin grafe (blå grafe) krysser isolasjonssonen ved 5920 kalenderår før nåtid. Grønn, dobbel pil langs aldersaksen viser aldersintervallet for veid middel av de tre dateringene, og som vist faller aldersintervallet mellom de to sedimentasjonsratene innenfor veid middel.

forsvares som en tilnærming fordi sonen med dateringene bare er 5,5 cm og sedimentasjonsraten brukt i den grafiske aldersmodellen er ca. 13 år/cm. Det vil si at sonen er avsatt på ca. 70 år og at hver datering ligger så nær i tid at veid middel likevel kan anvendes som en tilnærming.

Konklusjon av isolasjonskontaktens alder

I følge den grafiske aldersmodellen ligger mest sannsynlig alder på isolasjonskontakten i den eldste enden av den skraverte horisonten, mer nøyaktig mellom 5920 – 5910 kalenderår før nåtid beregnet ut fra lakustrin og marin sedimentasjonsrate (figur 4.10.). Veid middel av de tre dateringene er 5153 ± 43 ^{14}C -år før nåtid og kalibrert til 5753 - 5988 kalenderår før nåtid ved to standardavvik. Dette underbygges av veid middel da intervallet 5910 – 5920 kalenderår ligger innenfor aldersintervallet for veid middel.

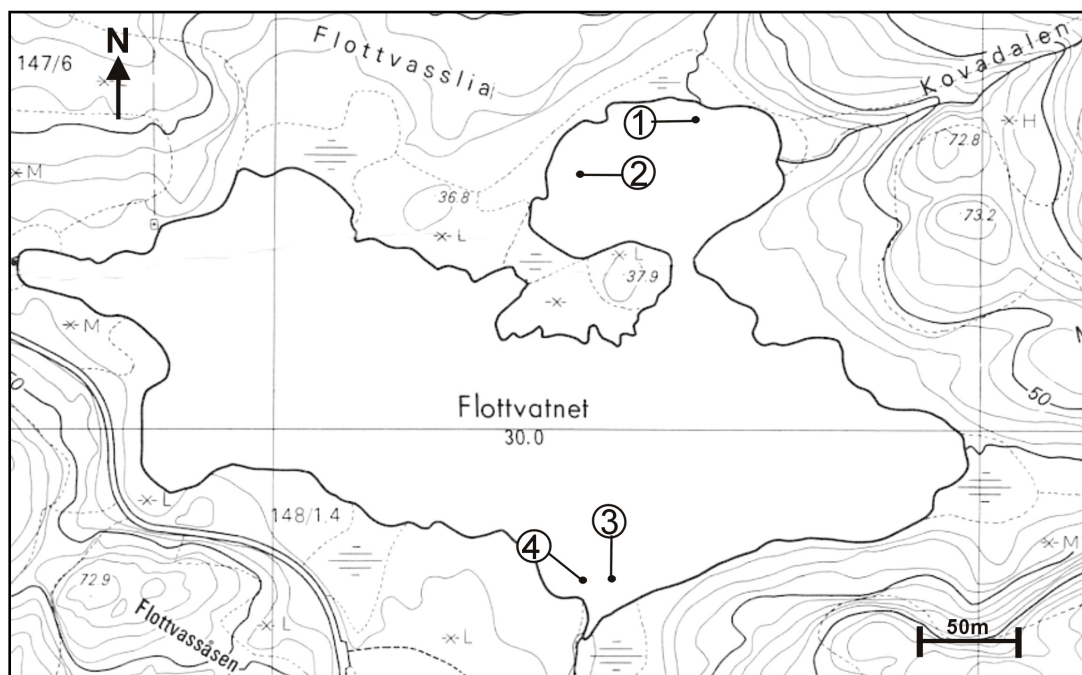
4.3.3. Sammenligning av enhet Rc og en faciesmodell for avsetninger fra Storeggatsunamien

En faciesmodell fra Bondevik *et al.* (1997b) er oppsummert i tabell 3.1. og enhet Rc er fremstilt i figur 4.9.

Nederst i enhet Rc er det grov skjell- og minerogen sand i kjerne 2 og svært grov til grov skjellsand i russerkjernen. Sedimentene ligner henholdsvis facies 5 (massiv sand) og facies 4 (gradert sand). Videre i 110 mm-kjernen har det overliggende sedimentet av medium sand og mose, elementer av facies 5 (massiv sand) og facies 6 (organisk konglomerat). I Bondevik *et al.* (1997b) er imidlertid facies 5 beskrevet til å variere fra 1 mm til 4-5 cm, mens den massive sanden i kjerne R2 er ca. 15 cm tykk. Konglomeratet av minerogen sand og skjellsand fra 1040-1030 cm ligner mest på beskrivelsen av facies 6, men uten det organiske innslaget. Som facies 6 er klastene trolig revet opp fra bassengbunnen av en bølgepuls. Kanskje var sedimentene allerede avsatte tsunamisedimenter som ble virvlet opp og reavsatt igjen.

4.4. Flottvatn

Flottvatn (UTM 33V 863 521) består av to basseng: et lite indre basseng i nord som er ca. 170 meter langt og 100 meter bredt og et større ytre basseng i sør som er ca. 675 m langt og 175 m bredt (figur 4.1. og figur 4.11.). Flottvatn har tre innløp, to i det indre bassenget som renner fra nord og nordøst og ett i det ytre bassenget som renner fra vest. Det er bare et utløp og det ligger i sør i det ytre bassenget. Terskelen til det ytre bassenget er i fast fjell. I følge økonomisk kart, DJ 172-5-3 Tomasli, ligger Flottvatn 30 m o. h. Terskelen er ikke nivellert. Flottvatn ligger ved den østlige foten av Rødliheia og er omgitt av høyder på alle kanter (figur 4.1.). I sørvest ligger bassenget nær bilvei. Det er således tilgjengelig for boring fra flåte med russerbor og 110 mm prøvetaker. Feltarbeidet ble utført i august 2000 av Stein Bondevik før denne oppgaven var påbegynt.



Figur 4.11. Kart over Flottvatn med 4 borepunkt. Kartet er noe modifisert og forstørret fra økonomisk kartblad DJ 172-5-3 Tomasli, opprinnelig med målestokk 1:5000.

I Flottvatn er det boret fire borepunkt med russerbor. Borepunkt 1 og 2 ligger i det indre bassenget, henholdsvis like ved innløpet i nord og ved den vestlige enden. Borepunkt 3 og 4 ligger i det ytre bassenget like ved utløpet i sør. På grunn av vanddypet var det ikke mulig å bore et profil fra utløpet i det ytre bassenget til

innløpene i det indre bassenget. Fra borepunkt 4 er det hentet en 110 mm-kjerneprøve som siden er beskrevet og datert i laboratoriet. Fra 110 mm-kjernen er det tegnet en logg (figur 4.12.).

Det er imidlertid et problem at mye vann ble sugd inn i kjernen under prøvetaking. Dette vannet ser ut til å ha forstyrret deler av sedimentene i kjernen. På grunn av disse forstyrrelsene, er 110 mm-kjernen diskutert opp mot feltbeskrivelsen. Sistnevnte er vektlagt i tolkingen.

I feltbeskrivelsen er blant annet isolasjonskontakten målt til å ligge ca. 20 cm over målte dyp til 110 mm-kjernen (figur 4.12.). Boret kan lett gå på skrå, og det kan oppstå ulikheter i målingene. Dypene til 110 mm-kjernen og russerkjernen er imidlertid ikke justert i forhold til hverandre.

4.4.1. Avsetningene i Flottvatn i borepunkt 4

Ut fra beskrivelsene av avsetningene i 110 mm-kjernen og russerkjernen i borepunkt 4 er stratigrafien i Flottvatn delt inn i syv enheter (figur 4.12.). De sedimentære enhetene er betegnet med prefiks F for Flottvatn sammen med en bokstav, ordnet alfabetisk fortløpende fra bunnen og oppover. Hovedinndelingen av stratigrafien er bestemt og tolket til å være:

Enhet Fa: Marin, siltig, fin sand med noe skjellfragmenter (Storeggatsunamien?)

Enhet Fb: Marin, siltig, fin sand og skjellsand (Storeggatsunamien)

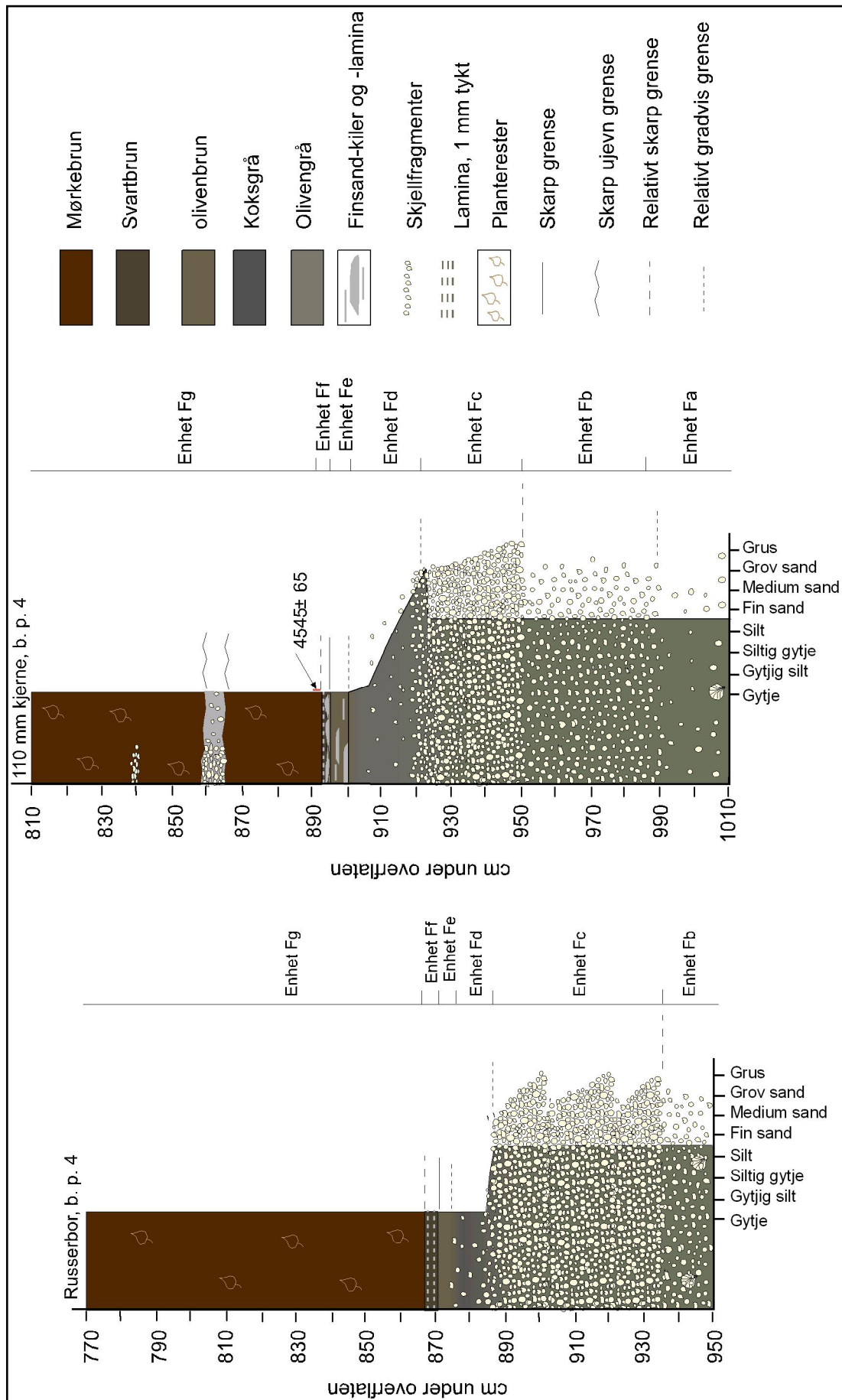
Enhet Fc: Marin, oppfinende skjellsand (Storeggatsunamien)

Enhet Fd: Marin, koksgrå gytje og oppfinende sand

Enhet Fe: Marin gytje

Enhet Ff: Laminert gytje (isolasjonskontakt)

Enhet Fg: Lakustrin gytje



Enhet Fa: Marin, siltig, fin sand med noe skjellfragmenter

Sedimentet er olivengrå, siltig, fin sand med en del skjellfragmenter. Enheten går fra 1010 cm – 987 cm dyp i loggen fra 110 mm-kjernen (figur 4.12.). Skjellfragmentene er hovedsaklig i fin til medium sand-størrelse med en del grus i de nederste 5 cm. I toppen av enheten øker mengden skjellfragmenter mot en relativt gradvis overgang til enheten Fb, massiv, siltig, fin sand og skjellsand.

Sedimentet er tolket til å være avsatt marint.

Enhet Fb: Marin, siltig, fin sand og skjellsand

Sedimentet består av halvparten skjellsand og halvparten olivengrå, siltig, fin sand (figur 4.12.). Enheten har en mektighet på ca. 38 cm, fra 987 - 949 cm dyp i 110 mm-kjernen. I russerkjernen bare deler av enhet Fb observert fra 950 – 936 cm. Sedimentet er massivt og kaotisk, og skjellsanden er fra fin sand til grus-størrelse. Grensen til enhet Fc, oppfinende skjellsand, er relativt skarp.

Mengden med grove skjellfragmenter indikerer at sedimentet er blitt avsatt av vann i bevegelse. Det er imidlertid usikkert om enheten er en del av Storeggatsunamien (kapittel 4.4.3.).

Enhet Fc: Marin, oppfinende skjellsand

I 110 mm-kjernen er enhet Fc oppfinende skjellsand fra grus mot grov sand-størrelse og noe siltig, fin sand, fra 949 – 920 cm dyp. I russerkjernen er skjellsanden avsatt i tre oppfinende pulser fra grus til medium sand størrelse fra 936 – 885 cm (figur 4.12.). I begge logger er enhetens nedre grense relativt skarp mens den øvre grensen er mer gradvis. I overgangen fra enhet Fc til den overliggende enhet Fd (marin, koksgrå gytje og oppfinende sand) i 110 mm-kjernen, snues dominansen fra skjellsand til koksgrå, minerogen grov sand. I russerboret går sedimentet derimot over til koksgrå gytje i enhet Fd.

Enhet Fc er tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien og toppen av enheten er tolket til å sammenfalle med toppen av tsunamien (kapittel 4.4.3.)

Figur 4.12. Litologiske logger fra feltbeskrivelser med russerbor (venstre) og 110 mm-kjerne fra borepunkt 4, Flottvatn. De målte dypene til loggene fra 110 mm-kjernen og russerboret er ikke korrelert i forhold til hverandre.

Enhet Fd: Marin, koksgrå gytje og oppfinende sand.

I 110 mm-kjernen er sedimentet dominert av minerogen sand som finer oppover fra grov sand til finsandig gytje fra 920 – 898 cm dyp (figur 4.12.). Det er også noe gytje og skjellsand i finsand størrelse i sedimentet. Fargen var koksgrå og sedimentet luktet svovel da kjernen ble åpnet. Svovelet oksiderte imidlertid raskt og fargen på sedimentet ble olivengrå (sedimentet er fremstilt med koksgrå farge i loggen). I de øverste 2 cm i enheten er det en jevn overgang fra olivengrå/koksgrå til gråsvart farge, og andelen av gytje stiger. Det er relativt jevn grense til enhet Fe, sandig gytje. I russeboret er enhet Fd beskrevet som koksgrå, gytje med skjellfragment fra 885 – 873 cm.

Den koksgrå fargen og lukten av svovel tyder på et anoksisk avsetningsmiljø, et miljø som helst forbindes med vann uten særlig sirkulasjon. Den oppfinende sanden i 110 mm-kjernen gir imidlertid inntrykk av at sedimentasjonen har skjedd forholdsvis raskt og i et høyere strømregime. Sedimentene i 110 mm-kjernen kan ha blitt avsatt under oksiske forhold og av vann i bevegelse, men senere utsatt for anoksiske prosesser da avsetningsmiljøet forandret seg. Kornstørrelsen i det koksgrå sedimentet er imidlertid forskjellig i russekjernen og 110 mm-kjernen. En mulig årsak kan være at borepunktet ligger nærme terskelen og at strømforholdene der kan være lokale og varierende. Sedimentet er marint.

Enhet Fe: Marin gytje

Sedimentet er en olivenbrun gytje. I 110 mm-kjernen går sedimentet fra 898 – 893 cm dyp og i russeboret går sedimentet fra 873 – 871 cm dyp (figur 4.12.). I 110 mm-kjernen er det også noen sandlamina som ikke er utholdende og to sandkiler i fin sand. Tilsvarende er ikke observert i russeboret. Grensen til enhet Ff, laminert gytje, er skarp.

Den olivenbrune gytja er avsatt i et marint, rolig avsetningsmiljø, mens sandlaminaene og kilene mest sannsynlig er dratt inn under prøvetakingen. Tilsvarende sandkiler er observert i enhet Ff, laminert gytje, og enhet Fg, lakustrin gytje, i 110 mm-kjernen. Da kjernen ble åpnet rant det ut mye vann. Sannsynligvis ble vannet sugd inn i kjernen under prøvetakingen. Vann og sand har rent langs innsiden av kjernen og sanden reavsatt i sedimentene høyere opp i stratigrafien.

Enhet Ff: Laminert gytje (Isolasjonskontakt)

Enhet Ff består av svartbrun gytje med diffuse, olivenbrune lamina. I 110 mm-kjernen er enheten 1 cm tykk fra 893 – 892 cm dyp og i russerkjernen er den 3 cm tykk fra 871 – 868 cm dyp. I 110 mm-kjernen er det et utkilende, finsandlag med ujevn over- og undergrense midt i enheten. Sandlaget er ca. 3 mm tykt og av samme type sediment som sandlaminaene og kilene i enhet Fe. Det er relativt skarp grense til enhet Fg, lakustrin gytje.

Isolasjonskontakten er tolket til å ligge innenfor den laminerte enheten. Diatomèundersøkelser fra bassengene "Tjernet", Djupmyra og Fugellitjønna underbygger at overgangen mellom marine og ferske diatomèer ligger i denne sonen (Lohne *pers. medd.*) (tabell 4.1.; 4.3. og 4.8.). Sandlaget er mest sannsynlig dratt inn under prøvetakingen, som forklart i tolkingen av enhet Fe, marin gytje.

Enhet Fg: Lakustrin gytje

Enhet Fg er en mørkebrun, findetritisk gytje. Fra 110 mm-kjernen er terrestrisk plantemateriale fra intervallet 892-891 cm, rett over enhet Fe, datert til 4545 ± 65 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.6.). I russerboret er det ikke observert noen forstyrrelser i sedimentet, mens i 110 mm-kjernen er det et markert lag bestående av en klast med skjellsand og en klast med fin sand fra 864 til 859. Det er en skarp, men ujevn grense til den underliggende og overliggende findetritiske gytjen. En liten kile av tilsvarende skjellsand og finsand ligger høyere oppe, ved ca. 840 cm.

Den findetritiske, mørkebrune gytjen er avsatt lakustrint, mens skjellsanden og den fine sanden beskrevet i 110 mm-kjernen, opprinnelig er avsatt marint. Som forklart i tolkingen av enhet Fe, marin gytje, var det forstyrrelser under prøvetakingen.

Tabell 4.6. Radiokarbondatering fra terrestrisk plantemateriale fra Flottvatn, borepunkt 4. Prøvematerialet er plukket fra 110 mm-kjernen i enhet Ff, rett over isolasjonskontakten. Kalibreringen er utført med CALIB v4.3 (Stuvier & Reimer 1993; Stuvier *et al.* 1998).

Lab. Ref.	Sedimentdyp (cm)	Datert materiale	Tørr vekt (mg)	^{14}C alder (år B. P.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Kalibrert alder $1\sigma/2\sigma$ (kal. år B. P.)
TUa-3166	892-891 cm	Blader, rakler og frø fra <i>Betula</i> og bark og frøkapsler fra <i>Pinus</i>	23,74	4545 ± 65	- 28,5	5316-5051 (1σ) 5450-4976 (2σ)

4.4.2. Datering av isolasjonskontakten

Isolasjonskontakten er datert til 4545 ± 65 ^{14}C -år før nåtid og kalibrert til 5450 - 4976 kalenderår før nåtid med to standardavvik (Stuiver og Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998) (tabell 4.6.).

4.4.3. Sammenligning av enhet Fa, Fb og Fc og en faciesmodell for avsetninger fra Storeggatsunamien

En faciesmodell fra Bondevik *et al.* (1997b) er fremstilt i tabell 3.1. og enhet Fa, Fb og Fc er fremstilt i figur 4.12.

Enhet Fc, oppfinende pulser i skjellsand med noe siltig fin sand, er tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien. Enheten ligner facies 4 (gradert sand) med en relativ skarp nedre grense. Fra feltbeskrivelsene (logg fra russerbor) er skjellsanden avsatt i oppfinende pulser, et trekk som går igjen i sedimentene tolket til tsunami i flere undersøkte basseng i Hommelstø. Det er imidlertid uklart hva som definerer toppen og bunnen av tsunamien. Den underliggende enhet Fb, marin, siltig fin sand og skjellsand har likhetstrekk med facies 5 (massiv sand). Den relativt store andelen av skjellsand i enhet Fb gir inntrykk av sammenheng mellom enhet Fb og Fc. Det er relativt mye skjellsand i enhet Fb og en markert økning i relativ skjellsandmengde i forhold til underliggende siltig finsand med skjellfragmenter (enhet Fa). Typisk for tsunamifacies 5 er imidlertid en skarp og erosiv nedre grense, mens det er en relativ jevn overgang mellom enhet Fb og enhet Fa. Enhet Fa har også få trekk som indikerer rask avsetning. På grunnlag av det begrensede inntrykket fra kjernen er det vanskelig å si hvor tsunamienes nedre grense går. Det er derfor nødvendig med flere undersøkelser for å få et bedre inntrykk av om den diffuse grensen mellom enhet Fb og Fa er unik for den undersøkte kjernen eller om det er tilsvarende trend i sedimentene til side for borepunkt 4.

Toppen av tsunamien er tolket til å være øverst i enhet Fc, oppfinende pulser i skjellsand med noe siltig fin sand. I loggen tegnet fra beskrivelsene i felt er dette tydelig da kornstørrelsen forandrer seg fra skjellsand og siltig finsand i enhet Fc til koksgrå gytje i enhet Fd. I 110 mm-kjernen er det imidlertid en tilsynelatende gradvis overgang i oppfinende kornstørrelser fra enhet Fc og den overliggende enhet Fd,

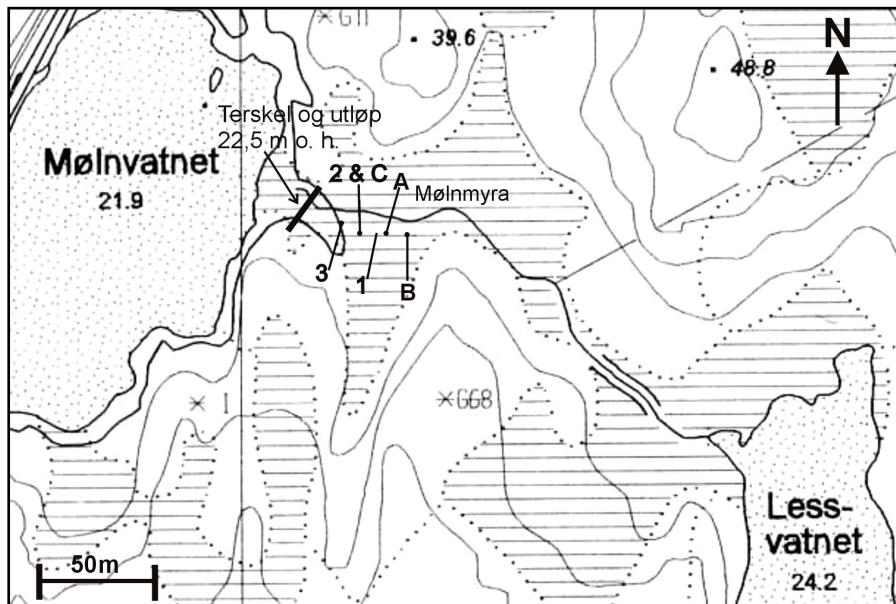
beskrevet som koksgrå, oppfinende minerogen sand. Forskjellen i de koksgrå sedimentene i 110 mm-kjernen og i feltbeskrivelsen er mer sannsynlig grunnet lokale og varierende strømningsforhold nær terskelen før isolasjonen.

I bassenget for øvrig er Storeggatsunamien observert ca. 40 cm under brun gytje ved borepunkt 3 (det er her ikke observert en tydelig isolasjonskontakt), mens den i borepunkt 1 og 2 ikke er observert (figur 4.11.).

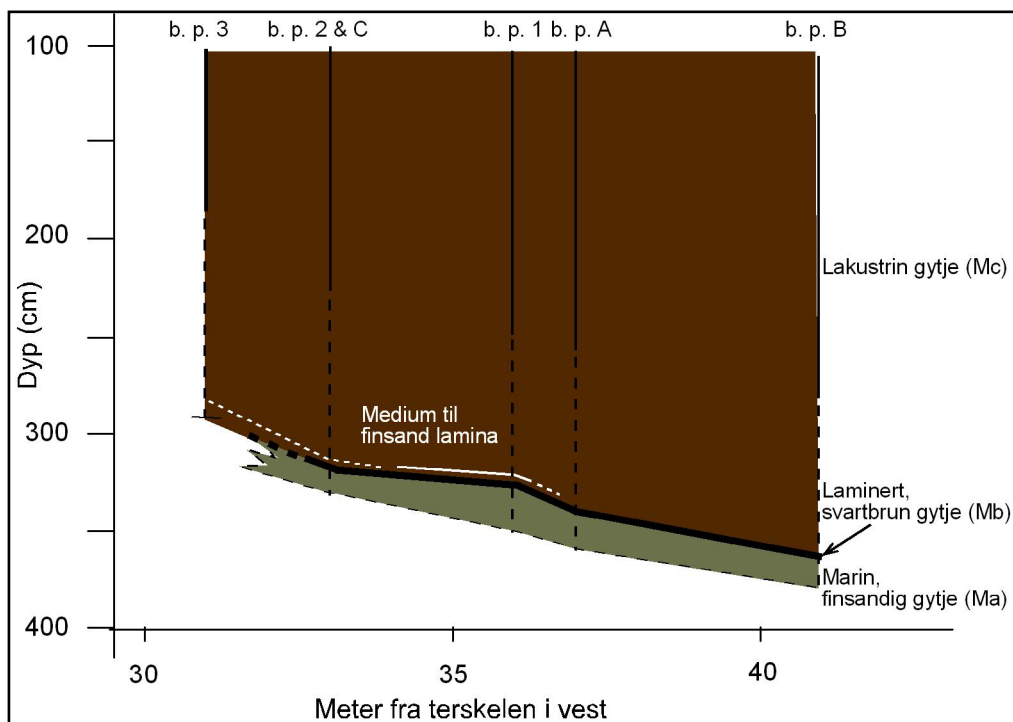
4.5. Mølnmyra

Mølnmyra (UTM 33V 858 554) er et gjengrodd basseng som ligger mellom Mølnvatn i vest og Lessvatn i sørøst (figur 4.1. og figur 4.13.). Det undersøkte bassenget har ikke noe navn, men kalles Mølnmyra i denne oppgaven. Utløpet til Mølnmyra ligger i vest og drenerer ned til Mølnvatn som i følge økonomisk kartblad, DJ 172-5-1 Rugås, ligger 21,9 m o. h. Innløpet ligger i sørøst. Lessvatn (24,2 m o. h.) drenerer ned i Mølnmyra via innløpet. Bassenget er ca. 50 meter bredt og omtrent 100 meter langt. Terskelen er i berggrunn og nivellert til å ligge 15 cm høyere enn Mølnvatn. Derav følger at Mølnmyra ligger ca. 22 m o. h. Ved borepunkt 3, nærmest utløpet i vest, stoppet russeboret i stein. Det er kun observert lakustrine sedimenter. I de andre borepunktene innover i bassenget er både marine, brakke og lakustrine sedimenter observert. Det er ingenting som tyder på hiatuser eller tsunamiavsetninger i sedimentene, men det er observert et ikke-utholdende siltlamina ca. 3 cm over isolasjonskontakten (kapittel 4.5.2.). Det er usikkert om russeboret støtte mot stein i bunnen av de andre borepunktene i bassenget, eller om vanskelig gjennomtrengbare sedimenter ligger under de observerte avsetningene.

Stratigrafien er delt inn i tre enheter illustrert i et profil (figur 4.14.) og en logg fra borepunkt A (figur 4.15.).



Figur 4.13. Kart over Mølnmyra med 5 borepunkt. Kartet er noe modifisert fra Økonomisk kartblad DJ 172-5-1 Rugås. Profilet med borepunktene dekker den vestlige delen av bassenget.



Figur 4.14. Sedimentologisk profil fra Mølnmyra. Heltrukne og stiplede linjer gjennom borepunktene betyr henholdsvis undersøkte og ikke-undersøkte sedimenter. Det er muligens harde sedimenter under stiplet linje i bunn som ikke ble penetrert med russerbor.

4.5.1. Avsetningene i borepunkt A

De sedimentære enhetene er betegnet med prefiks M for Mølnmyra, sammen med en bokstav og ordnet alfabetisk fortløpende fra bunnen og oppover (figur 4.15.). Hovedinndelingen av stratigrafien ved borepunkt A er bestemt og tolket til å være:

Enhet Ma: Marin, svært finsandig gytje

Enhet Mb: Diffust, laminert gytje (isolasjonskontakten)

Enhet Mc: Lakustrin gytje

Enhet Ma: Marin, svært finsandig gytje

Sedimentet har olivengrå farge, er homogent og består av ca. halvparten gytje og halvparten svært fin sand. Enheten er ca. 20 cm mektig. Det er usikkert om russerboret stoppet i bunn eller av ugjennomtrengelige sedimenter. I toppen av enheten er terrestrisk plantemateriale fra intervallet 344-342 cm datert til 3745 ± 65 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.7.). Grensen til laminert, svartbrun gytje over (enhet Mb) er relativt skarp.

Sedimentet er tolket til å være avsatt i et marint miljø.

Enhet Mb: Diffust laminert gytje (isolasjonskontakt)

Sedimentet er 2 cm, svartbrun gytje med innslag av litt silt og antydning til diffuse mørkebrune lamina. Grensen til enheten over og under er relativt skarp. Terrestrisk plantemateriale fra intervallet 342-340 cm er datert til 3635 ± 65 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.7.).

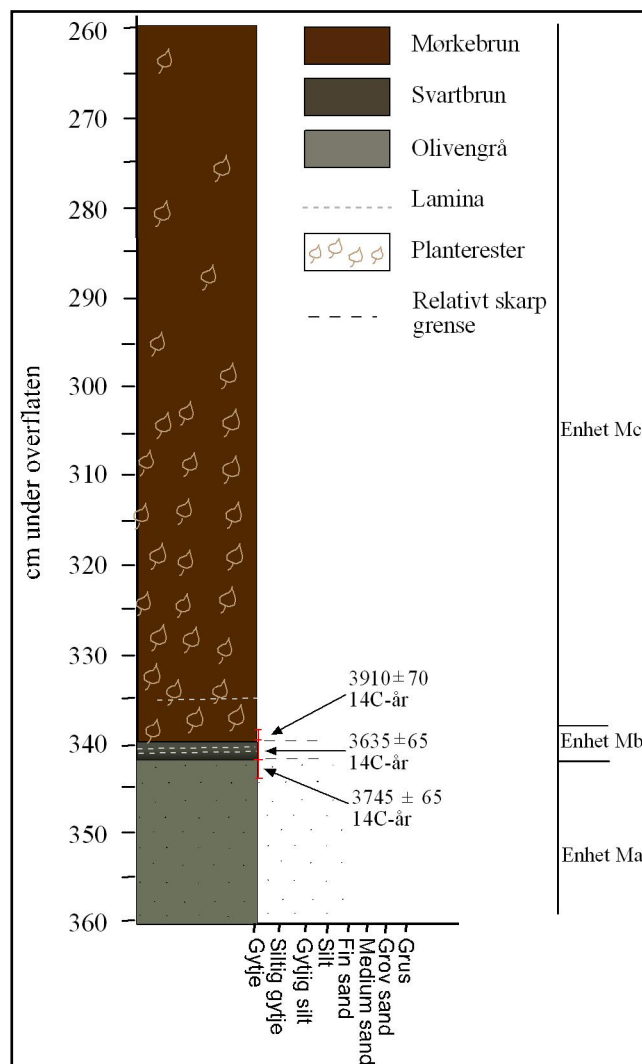
Isolasjonskontakten er tolket til å ligge i enhet Mb. Diatomèundersøkelser fra tilsvarende sediment i bassengene "Tjernet", Djupmyra og Fugellitjønna underbygger dette (Lohne *pers. medd.*) (tabell 4.1.; 4.3. og 4.8.).

Enhet Mc: Lakustrin gytje

Enhet Mc består av mørkebrun gytje med innslag av noe svært fin sand. En liten sone på ca. 1 cm, like over den laminerte gytjen, er ren findetritisk gytje. Over blir sedimentet grovdetritisk med mye terrestriske planterester. Ca. 5 cm over isolasjonskontakten er det ett ca. 1mm tykt, diffust og ikke utholdende siltlamina, og

over er det en ca. 3 cm tykk sone med særlig mye planterester. Fra ca. 305 og oppover minker innholdet av terrestriske planterester. I bunnen av enheten er terrestriske plantemateriale fra intervallet 340-339 cm datert til 3910 ± 70 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.7.).

Sedimentet er tolket til å være avsatt lakustrint. Siltlaminaet er mest sannsynlig et flomlag (kapittel 4.5.2.).



Figur 4.15. Litologisk logg fra borepunkt A, Mølnvatn. Loggen er tegnet fra en kjerne hentet med russerbor.

4.5.2. Diskusjon av siltlamina i de lakustrine avsetningene

I felt ble det observert et 1 mm tykt sandlamina med medium til fin sand noen cm over isolasjonskontakten ved borepunkt 1 (figur 4.14.). Over sandlaminaet er det en grovdetrisk gytjesone på ca. 3 cm med mye planterester. Ved borepunkt 2 og 3, nærmere utløpet, er det også sandlamina og planterester, men sandlaminaet er mer diffust og med betydelig færre sandkorn. Oppover i stratigrafien er det også flere soner med tettere innhold av planterester. Sandlaminaet og sonen med planterester er sannsynligvis et flomlag. I felt ble det spekulert i om sedimentene kunne være avsatt av en tsunami. Nærmere undersøkelser avkreftet dette. For det første blir sandlaminaet mindre utholdende mot utløpet. Dersom dette er tsunamiavsetninger forventer man tydeligere spor nærmere utløpet (Bondevik *et al.* 1997b). En bekk renner over myra fra øst. Bunnen av bekken ligger ca. en meter under torva og det er mye sand i bekken. Sannsynligvis kommer sandlaminaet fra bekken.

Tabell 4.7. Radiokarbondateringer fra terrestrisk plantemateriale fra Mølnmyra, borepunkt A. Prøvematerialet er plukket fra marine* (enhet Ma), brakke** (enhet Mb) og lakustrine*** (enhet Mc) sedimenter. Kalibreringen er utført med CALIB v4.3 (Stuvier & Reimer 1993; Stuvier *et al.* 1998).

Lab. Ref.	Sedimentdyp (cm)	Datert materiale	Tørr vekt (mg)	¹⁴ C alder (år B. P.)	δ ¹³ C (‰ PDB)	Kalibrert alder 1σ/2σ (kal. år B. P.)
TUa-3165	344-342 *	Blader, frø og rakler av <i>Betula</i> . Barnåler, bark og frøkapsler av <i>Pinus</i> .	31,02	3745 ± 65	-28,8	4227-3986 (1σ) 4348-3903 (2σ)
TUa-3164	342-340**	Blader, frø og rakler av <i>Betula</i> . Barnåler og bark av <i>Pinus</i> .	42,74	3635 ± 65	-27,8	4080-3843 (1σ) 4148-3729 (2σ)
TUa- 3163	340-339 ***	Blader av <i>Betula</i> .	52,5	3910 ± 70	-27,6	4422-4241 (1σ) 4526-4099 (2σ)
Veid middel av de tre dateringene	-----	-----	-----	3757 ± 38	-----	4217-4017 (1σ) 4239-3984 (2σ)

4.5.3. Datering av isolasjonskontakten

Tre dateringer er tatt fra overgangen mellom marine og lakustrine sedimenter i et intervall på 5 cm (tabell 4.7.). Den øverste dateringen (TUa-3163) er fra bunnen av den lakustrine gytjen (enhet Mc). Dateringen i midten (TUa-3164) er fra den laminerte, svartbrune gytjen (enhet Mb). Den nederste (TUa-3165) er tatt øverst i den marine, gytjige silten (enhet Rd) (figur 4.15.). Sedimentene i overgangssonen gir inntrykk av en jevn sedimentasjon uten forstyrrelser eller hiatus, og det forventes at den nederste og øverste dateringen gir henholdsvis eldst og yngst alder.

Dateringen fra den lakustrine gytjen, 3910 ± 70 ^{14}C -år før nåtid, viste seg å gi en eldre alder enn dateringene fra den laminerte gytjen (3635 ± 65 ^{14}C -år før nåtid) og den marine, gytjige silten (3745 ± 65 ^{14}C -år før nåtid). Alle dateringene overlapper imidlertid innenfor to standardavvik og kan ikke skilles fra hverandre statistisk. To metoder, grafisk aldersmodell og veid middel, er brukt for å tilnærme seg et mer sannsynlig og avgrenset aldersintervall for isolasjonssonen ut fra postulat om at ingen av dateringene kan forkastes og at sedimentasjonsraten har vært jevn gjennom sonen med dateringer. Den samme fremgangsmåten ble brukt for å bestemme alderen på isolasjonen i Rødlimyra (kapittel 4.3.2.).

Grafisk aldersmodell med sedimentasjonsrate

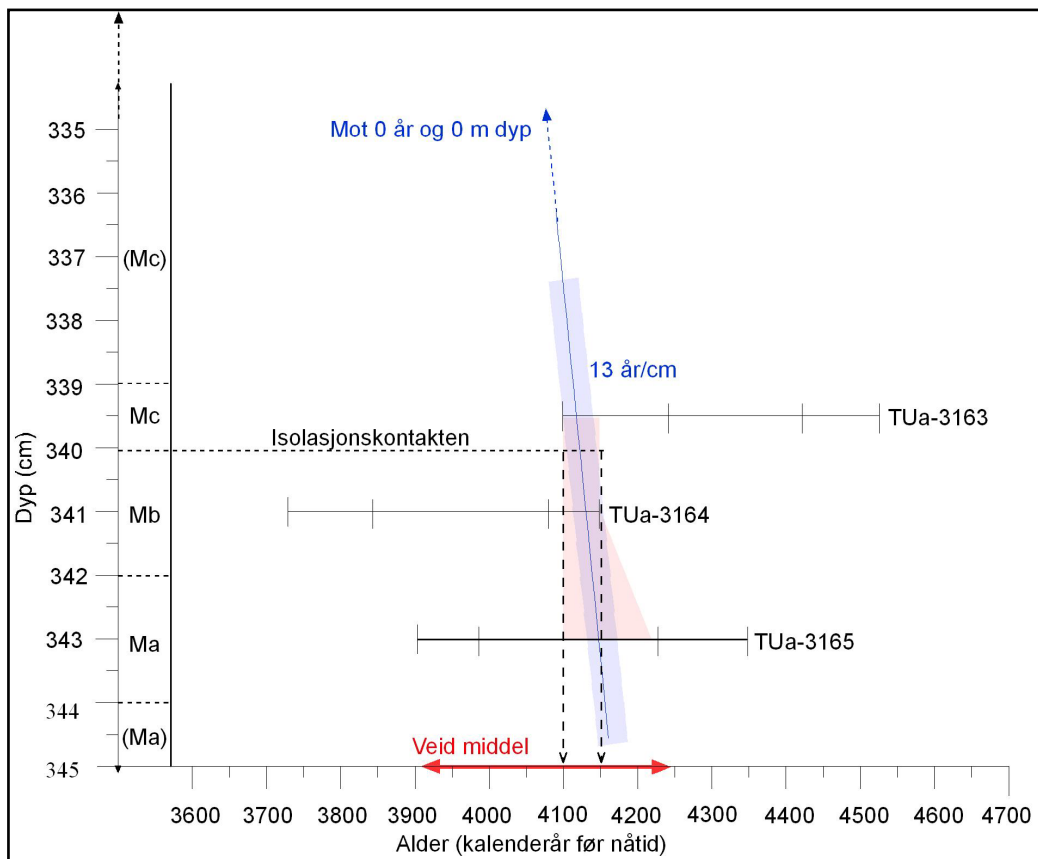
I den grafiske aldersmodellen forutsettes det at horisontenes alder ligger innenfor kalibrerte ^{14}C -aldersintervall med 95,4 % sikkerhet, og at sedimentasjonsraten er jevn gjennom sonen. Med utgangspunkt i dette avgrenser det røde, skraverte området et intervall innenfor hver datering hvor sann alder kan befinne seg (figur 4.16.). Isolasjonskontakten er tolket til å ligge i overgangen mellom enhet Mb og enhet Mc, ved 340 cm dyp. I denne horisonten er aldersintervallet innenfor det skraverte, røde området ca. 4100 – 4150 kalenderår før nåtid.

Videre er den lakustrine sedimentasjonsraten beregnet til ca. 13 år/cm ved å anta en kontinuerlig jevn sedimentasjonsrate fra overflaten satt til nåtid og via alle tre dateringer. Med små justeringer i sedimentasjonsraten faller grafen innenfor det blå skraverte området. 13 år/cm er dermed et tilnærmet gjennomsnitt (figur 4.16.). For

horisonten mellom enhet Mc og Mb vil den blå skravuren sammenfalle med hele aldersintervallet for horisonten, ca. 4100 – 4150 kalenderår før nåtid.

Veid middel

Det ble beregnet et veid middel av de tre dateringene gjennom isolasjonskontakten (tabell 4.7.). Dateringene ligger tett og overlapper i alder. Beregnet veid middel for de tre dateringene er 3757 ± 38 ^{14}C -år før nåtid. Kalibrert til kalenderår med to standardavvik blir aldersintervallet 4239 – 3987 kalenderår før nåtid.



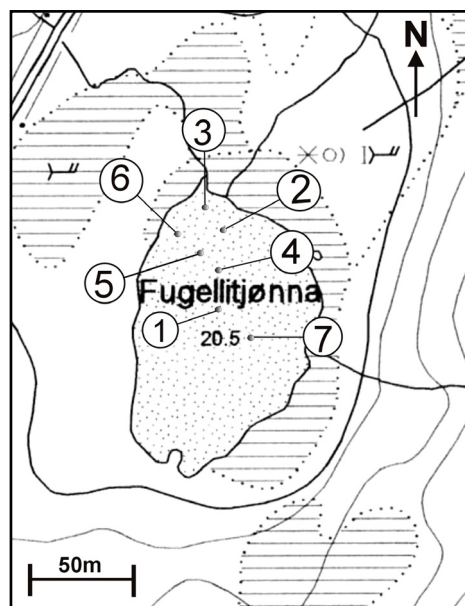
Figur 4.16. Lakustrin sedimentasjonsrate mot 0 år / 0 m dyp styrt gjennom dateringer fra henholdsvis marine (enhet Ma), brakke (enhet Mb) og ferske sedimenter (enhet Mc) (blå graf). Selve isolasjonskontakten er definert til å ligge i horisonten mellom enhet Mb og Mc. Rød skravert sone viser mulig aldersintervall innenfor hver datering forutsatt en jevn sedimentasjonsrate gjennom isolasjonssonen. Blått skravert område definerer intervallet der grafen, med små justeringer i sedimentasjonsraten, kan krysse gjennom dateringene. Rød, dobbel pil langs aldersaksen viser aldersintervallet for veid middel. Som vist faller aldersintervallet fra sedimentasjonsraten innenfor veid middel.

Konklusjon

I den grafiske aldersmodellen gir en lakustrin sedimentasjonsrate på ca. 13 år/cm et aldersintervall fra 4100 – 4150 kalenderår før nåtid for horisonten mellom enhet Mc og Mb. Med veid middel av de tre dateringene blir aldersintervallet 4239 – 3987 kalenderår før nåtid med to standardavvik og 3757 ± 38 ^{14}C -år før nåtid. Aldersintervallet fra den grafiske aldersmodellen ligger innenfor intervallet til veid middel. Dette sannsynligjør at alderen til isolasjonskontakten ligger et sted innenfor det veide middelet og muligens innenfor det enda mer begrensede intervallet fra den grafiske aldersmodellen.

4.6 Fugellitjønnna

Fugellitjønnna (UTM 33V 848 503) ligger ved den nordvestre foten av Fugellifjellet (figur 4.1. og 4.17.). Det har en oval form, ca. 125 meter langt og 80 meter bred.



Figur 4.17. Kart over Fugellitjønnna med 7 borepunkt. Kartet er noe forstørret fra Økonomisk kartblad, DH 171-5-2 Forbergskog, opprinnelig med målestokk 1:5000.

Innløpet er en bekk som drenerer ned i bassenget fra Fugellifjellet i sørøst, mens utløpet ligger i den nordlige enden av bassenget. Terskelen er ikke nivellert, men i økonomisk kartblad, DH 171-5-2 Forbergskog, er Fugellitjønnna målt til 20, 5 m o. h.

Terskelen ligger imidlertid i marmor så den kan ha vært utsatt for noe erosjon etter at bassenget ble isolert. Det ukjent hvor mye som eventuelt er erodert bort. Dagens målte høyde på 20,5 m o. h. er derfor brukt.

Det er boret i alt syv steder i et profil fra ca. midt i bassenget mot utløpet (figur 4.17.). Sedimentene ble boret fra flåte. Forøvrig ble ikke borepunktene liggende langs en rett linje fordi flåten var vanskelig å manøvrere. Eksempelvis ligger borepunkt 6 ca. 10 meter vest for profilet (figur 4.17.). I profilet grunner sedimentene grunner opp mot borepunkt 6, sannsynligvis fordi borepunktet ligger nærmere kanten av bassenget (figur 4.18.). Stagene bøye seg lett på grunn av vanddypet og kompakte sedimenter. Et siltig, finsandig sediment med skjellfragmenter i de marine sedimentene var nesten ugjennomtrengelig og ble sannsynligvis derfor bare observert i noen få borepunkt. Fra borepunkt 7, nærmest innløpet, ble det hentet en russerkjerne for datering av isolasjonskontakten. Kjernen er fremstilt som logg (figur 4.19.).

4.6.1. Avsetningene i Fugellitjønnna

Stratigrafien i Fugellitjønnna kan deles inn i seks hovedenheter (figur 4.19.). De sedimentære enhetene er betegnet med prefiks FU for Fugellitjønnna, sammen med en bokstav, ordnet alfabetisk fortløpende fra bunnen av kjernen og oppover. Loggen fra borepunkt 7 dekker imidlertid ikke de nederste enhetene, FUa og FUb, og er derfor beskrevet ut fra feltobservasjonene og profilet (figur 4.18.). Hovedinndelingen av stratigrafien er bestemt og tolket til å være:

Enhet FUa: Marin, siltig, fin sand med skjellsand

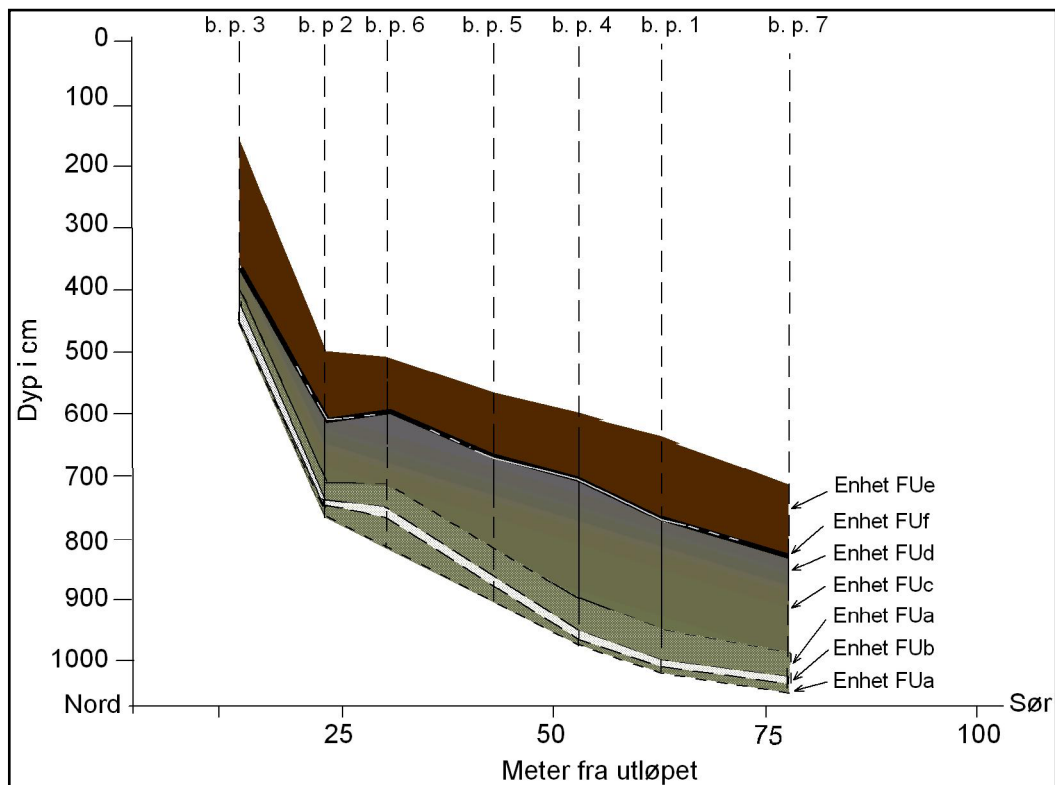
Enhet FUb: Skjellsandlag (Storeggatsunamien)

Enhet FUc: Marin, siltig gytje

Enhet F Ud: Marin, koksgrå gytje

Enhet F Ue: Laminert gytje (isolasjonskontakt)

Enhet F Uf: Lakustrin gytje



Figur 4.18. Sedimentologisk profil fra Fugellitjønna. Heltrukne og stiplete linjer gjennom borepunktene betyr henholdsvis undersøkte og ikke-undersøkte sedimenter. Stiplete enhetsgrenser indikerer at enhetene ikke er observert, og derfor kun en tolking. Det er muligens harde sedimenter under stiplet linje i bunn som ikke var mulig å penetrere med russerbor. Oppgrunningen fra borepunkt 2 til 6 er sannsynligvis fordi borepunkt 6 ligger nærmere bassengkanten.

Enhet FUA: Marin, siltig, fin sand med skjellsand

Sedimentet er en olivengrå siltig, fin sand med mye skjellfragmenter. Det ble funnet en del hele, parete skjell i sedimentet av arten *Lucinoma borealis* i borepunkt 4 (figur 4.18.). Sedimentet ble også observert under og over et lag med ren skjellsand (enhet FUb) ved borepunkt 3 og 2.

Sedimentet er tolket til å være avsatt marint. Den relativt store mengden skjellfragmenter tyder på at sedimentet er avsatt i et forholdsvis åpent miljø. Den gradvise overgangen til enhet FUC, marin, siltig gytje, tyder på en begynnende avsnøring av bassenget. Sedimentet er ikke observert i hele bassenget. I profilet er det tegnet utholdende i hele bassenget, men dette er en tolking (figur 4.18.).

Enhet FUb: Skjellsandlag (Storeggatsunamien)

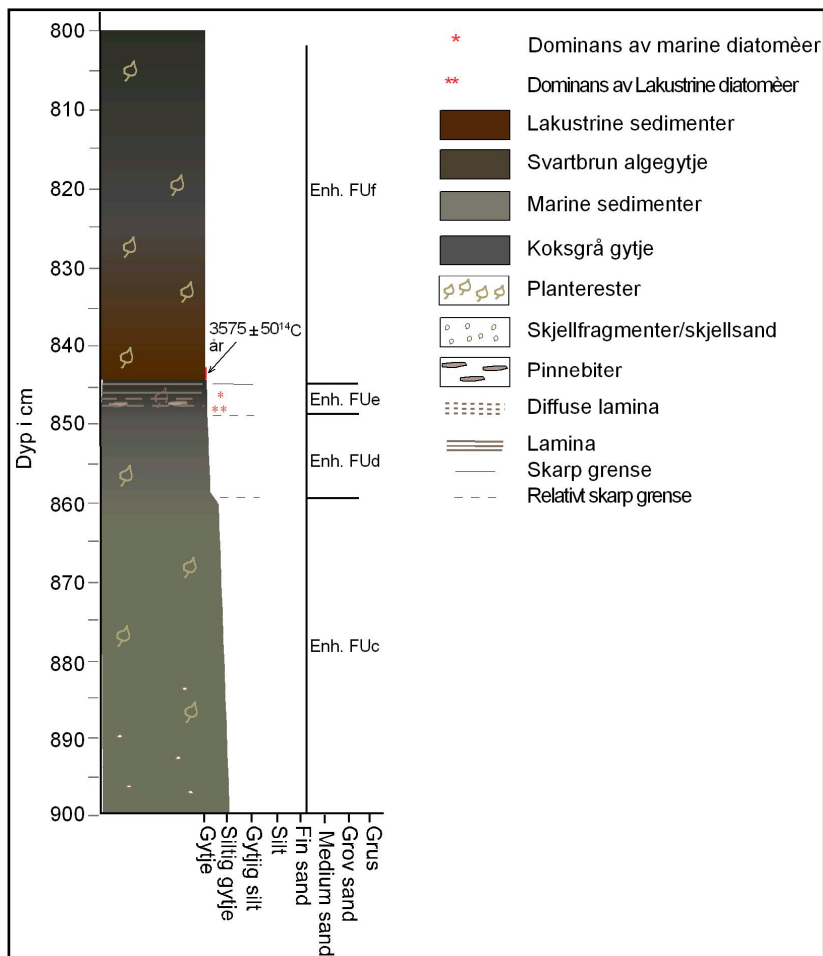
Enhet FUb er et løst pakket skjellsandlag og bare observert ved borepunkt 3 og 2, nærmest utløpet (figur 4.18.). I borepunkt 2 er tykkelsen bare 3 cm og består av

medium til grov sand med noe minerogen, olivengrå silt. I borepunkt 3, nærmest utløpet, har skjellsandlaget en mektighet på ca. 23 cm og finer oppover fra skjellsand i grus størrelse til medium og fin sand. I begge borepunktene er grensen til enhet FUa under, skarp og erosiv, mens grensen til enhet FUa over, er mer gradvis.

Skjellsanden er tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien. Selv om sedimentet bare er observert i borepunkt 2 og 3, er det på profilet tolket til å være utholdende i hele bassenget (figur 4.18.).

Enhets FUc: Marin, siltig gytje

Sedimentet er en olivengrå, siltig gytje som oppover gradvis går over til olivenbrun farge. Sedimentet ble observert i alle borepunkt (figur 4.18.). I borepunkt 7 ble bare den olivenbrune delen av enhet FUc beskrevet og sedimentet i kjernen går fra 900 – 859 cm (figur 4.19.). Det er noen små skjellfragmenter i nedre del, men de forsvinner



Figur 4.19. Litologisk kjernelogg fra borepunkt 7, Fugellitjøna.

oppover, og litt planterester kan skimtes gjennom enheten. Overgangen til overliggende enhet F Ud, koksgrå gytje, er relativt skarp.

Sedimentet er tolket til å være avsatt marint.

Enhet F Ud: Koksgrå gytje

Enhet F Ud er en koksgrå gytje og ble observert i alle borepunkt (figur 4.18.). I borepunkt 7 går enheten fra 859 – 849 cm (figur 4.19.). Sedimentet inneholder litt spredte planterester og har relativt skarp grense til enhetene over og under. Den koksgrå fargen var veldig tydelig i felt, og sedimentet luktet svovel. I laboratoriet var fargen gråbrun med rødbrune jern -utfellinger.

Sedimentet er tolket til å være marint avsatt. Den koksgrå fargen, svovellukten og jernutfellingene tyder på at det organiske materiale i sedimentet er avsatt og brutt ned av organismer i et anoksisk miljø.

Enhet F Ue: Laminert gytje

Den laminerte gytjen er svartbrun og observert i alle borepunkt (figur 4.18.). Et lag med ca. 4 mm medium sand og en del marine spikler fra kråkeboller ligger i bunn av den laminerte sonen ved borepunkt 1, 2, 4 og 5. Ved de andre borepunktene er det ikke funnet spor etter et slikt sandlag.

I borepunkt 7 går den laminerte sonen fra 849 – 844,5 cm. I øverste halvdel av enheten i borepunkt 7 er det tydelige, utholdene lamina fra 846,5 – 844,5 cm (figur 4.19.). I nederste halvdel fra 849 – 846,5 cm er laminaene mer diffuse, og to små pinner ligger i toppen av denne sonen. Det er en del synlige planterester i enheten. Det er gjort en kvalitativ undersøkelse av to spekter fra denne enheten med hensyn på diatomèer. Det er funnet marine diatomèer i grensen mellom de tydelige og diffuse laminaene i intervallet 846,6-846,4 cm og lakustrine diatomèer i toppen av enheten, i intervallet 844,8-844,5 cm (Lohne *pers medd.*).

Isolasjonskontakten er tolket til å ligge et sted i den laminerte sonen mellom de undersøkte spektrene. Ettersom sandlaget ble observert i bunnen av den diffust laminerte sonen, med overvekt av marine diatomèer, indikerer dette at laget ble avsatt mens bassenget fremdeles var under marin påvirkning. Sandlaget var først en kandidat for en mulig Trænadjuptsunami, men viste seg å være er avsatt lokalt i bassenget og kan ikke følges mot utløpet.

Enhet FUf: Lakustrin gytje

Mørk brun gytje er avsatt over den laminerte gytja i hele bassenget (figur 4.18.). I borepunkt 7 er sedimentet mellombrunt nederst og forandrer seg gradvis til mørkere brun oppover (figur 4.19.). I bunnen av enheten er terrestriske plantemateriale fra intervallet 844,5-843,5 cm datert til 3575 ± 50 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.8.).

Sedimentet er tolket til å være avsatt lakustrint.

Tabell 4.8. Grov oversikt over diatomèer midt i og i toppen av enhet FUE. Diatomèene indikerer overgangen fra dominans av marine diatomèer til dominans av lakustrine arter (isolasjonskontakten). Undersøkelsen er utført av stipendiat Øystein Lohne.

Dyp (cm)	Marine arter	Lakustrine arter	Kommentar
844,8-844,5		<i>Eunotia sp.</i> <i>Pinnularia sp.</i> <i>Navicula pupula</i> <i>Tabellaria sp.</i> <i>Chrysophyceae</i>	Toppen av enhet FUE, laminert gytje: Alle artene er ferske.
846,6-846,4	<i>Paralia sulcata</i> <i>Cocconeis scutellum</i> <i>Amphora sp.</i> <i>Pleurosigma sp.</i> <i>Chaetoceros sp.</i>		Overgangen mellom diffust laminert og laminert gytje, enhet FUE: Alle de observerte artene er marine.

4.6.2. Datering av isolasjonskontakten

Isolasjonskontakten er datert til 3575 ± 50 ^{14}C -år før nåtid og kalibrert til 4059 - 3700 kalenderår før nåtid med to standardavvik (Stuiver og Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998) (tabell 4.9.). Fugellitjønnna ligger i et område med marmor, så terrestriske planterester er datert for å unngå hardvannseffekt.

Det er imidlertid overlappende dateringer (innenfor to standardavvik) mellom Fugellitjønnna (4059 - 3700 kalenderår før nåtid) og Mølnmyra (kalibrert veid middel 4239 – 3987 kalenderår før nåtid) (tabell 4.7.). Rent statistisk kan dateringene representere samme alder, men det faktum at Mølnmyra ligger 22,5 m o. h. mens Fugellitjønnna ligger 20,5 m o. h. viser at Mølnmyra ble isolert tidligere og følgelig er eldre.

Tabell 4.9. Radiokarbondateringer fra terrestrisk plantemateriale fra Fugellitjønna identifisert av H. Birks, borepunkt 7. Prøvematerialet er plukket fra bunn av den lakustrine enhet FUf. Kalibreringen er utført med CALIB v4.3 (Stuvier & Reimer 1993; Stuvier *et al.* 1998).

Lab. Ref.	Sedimentdyp (cm)	Datert materiale	Tørr vekt (mg)	¹⁴ C alder (år B. P.)	δ ¹³ C (‰ PDB)	Kalibrert alder 1σ/2σ (kal. år B. P.)
TUa-3605	844,5-843,5 cm	Blader og div. frukter av <i>Betula</i> og pinnebiter.	12,6	3575 ± 50	- 23,7	3959-3778 (1σ) 4059-3700 (2σ)

4.6.3. Sammenligning av enhet FUb og en faciesmodell for avsetninger fra Storeggatsunamien

En faciesmodellen fra Bondevik *et al.* (1997b) er oppsummert i tabell 3.1. og enhet FUb er fremstilt i figur 4.18.

Enhet FUb, skjellsandlaget, i borepunkt 2 og 3 er tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien. Ved sammenligning av tsunamifacies-beskrivelsene til Bondevik *et al.* (1997b), kan skjellsandlaget i borepunkt 2 ligne facies 5 (massiv sand), mens i borepunkt 3 er sedimentet mektigere og avsatt som facies 4 (gradert sand). I begge borepunkt har skjellsandlaget erosiv grense ned mot underliggende enhet FUa, marin, siltig, fin sand med skjellsand, noe som er typisk facies 5 og 4.

Enhet FUa, marin, siltig, fin sand med skjellsand, ligger som under og over skjellsandlaget i borepunkt 2 og 3 og er ellers observert under enhet FUc, marin siltig gytje, ved borepunkt 4. Dette sedimentet inneholder også relativt mye skjellsand, men er tolket til å ikke være avsatt av tsunami. Dette på grunn av flere parete skjellene som gjør det mindre trolig at sedimentet har vært erodert, transportert og reavsatt av en tsunami. Ved borepunkt 4 er det en gradvis overgang fra enhet FUa, siltig finsand med skjellfragmenter og overliggende enhet FUc, siltig gytje. FUa er derfor tolket til å være avsatt jevnt i et forholdsvis åpent avsetningsmiljø med begynnende avsnøring av bassenget opp mot enhet FUc.

Kapittel 5 - Bassengavsetninger fra Straumøya og Kjerringøy

På Straumøya og Kjerringøy er til sammen fire basseng fra 8 m o. h. til 22 m o. h. undersøkt. På Straumøya ble det undersøkt tre basseng, Seinesvatn (9 m o. h.), Husvatn (17 m o. h.) og Gangvatn (21 m o. h.), mens på Kjerringøy ble Lillevatnet (11,5 m o. h.) undersøkt (figur 5.1.).

En generell trend i samtlige basseng er høyt innslag av vekslende sandig silt og skjellsand i de marine sedimentene. I dag er det mange skjellsandstrenger og undersjøiske skjellsandbanker langs kysten av Straumøya og Kjerringøy. Det er derfor sannsynlig at disse sedimentene finnes i de marine sedimentene i isolerte basseng.

Undersøkelsene og beskrivelsene av bassengene på Straumøya og Kjerringøy er kun gjort med det mål for øye å lete etter potensielle tsunamiavsetninger fra Trænadjuptsunamien. Bassengene er derfor ikke beskrevet like grundig som bassengene i Hommelstø. Utenom Husvatn er kun hovedtrekkene i sedimentene beskrevet i samtlige basseng. Avsetningene i Husvatn, med hovedvekt på overgangen mellom ferske og marine sedimenter, er beskrevet detaljert og diskutert på grunn av flere lamina av skjellsand, finsand, sneglehus og grovdetrisk gytje i isolasjonskontakten.

5.1. Gangvatn, Straumøya

Gangvatn (UTM 33W 760 563) ligger på Straumøya i et lineament som strekker seg nordøst-sørvest i et småkupert landskap. Syv borepunkt er undersøkt i et profil som strekker seg fra innløpet i den sørvestre enden til utløpet i den nordøstre enden. I følge økonomisk kart Langvasslia DW 215-5-3 ligger bassenget 21 m o. h. og er ca. 870 meter langt og ca. 200 meter bredt. Sedimentene er bare beskrevet i felt og

isolasjonskontakten er ikke datert. I følge Møller og Holmeslets (1997) dataprogram for beregning av strandforskyvningskurver og strandlinjediagram er bassenget imidlertid isolert ca. 5000 ^{14}C -år før nåtid. Dette bassenget var altså forventet å allerede være isolert under Trænedjupraset.



Figur 5.1. Oversiktskart som viser geografisk beliggenhet til undersøkte bassengene og omegn.

5.1.1. Beskrivelse og tolking av sedimentene

Marine avsetninger

Sedimentet er en fin- til mediumsandig matriks med mye medium til fin skjellsand. Sedimentet blir mer gytjig opp mot isolasjonskontakten og mengden skjellsand minker. Sedimentet er olivengrått på farge, men flere steder er det beskrevet som mer koksgrått og olivenbrunt opp mot isolasjonskontakten ettersom sedimentet blir mer organisk.

Sedimentet er tolket til å være marint avsatt.

Isolasjonskontakten

3 – 4 cm med laminert, svartbrun, sandig gytje er godt utviklet sentralt i bassenget (borepunkt 4 og 5). I de andre borepunktene er det ikke tydelige isolasjonskontaktsedimenter, men en direkte overgang fra marine til lakustrine sedimenter.

Den laminerte, svartbrune, sandige gytjen er tolket til å være avsatt under isolasjonen.

Lakustrine avsetninger

Sedimentene består i hovedsak av brun, findetritisk gytje. I borepunkt 1, nærmest utløpet, er det et for øvrig betydelig innhold av pinner, grov sand i lag og lamina ca. 0,5 meter over isolasjonskontakten.

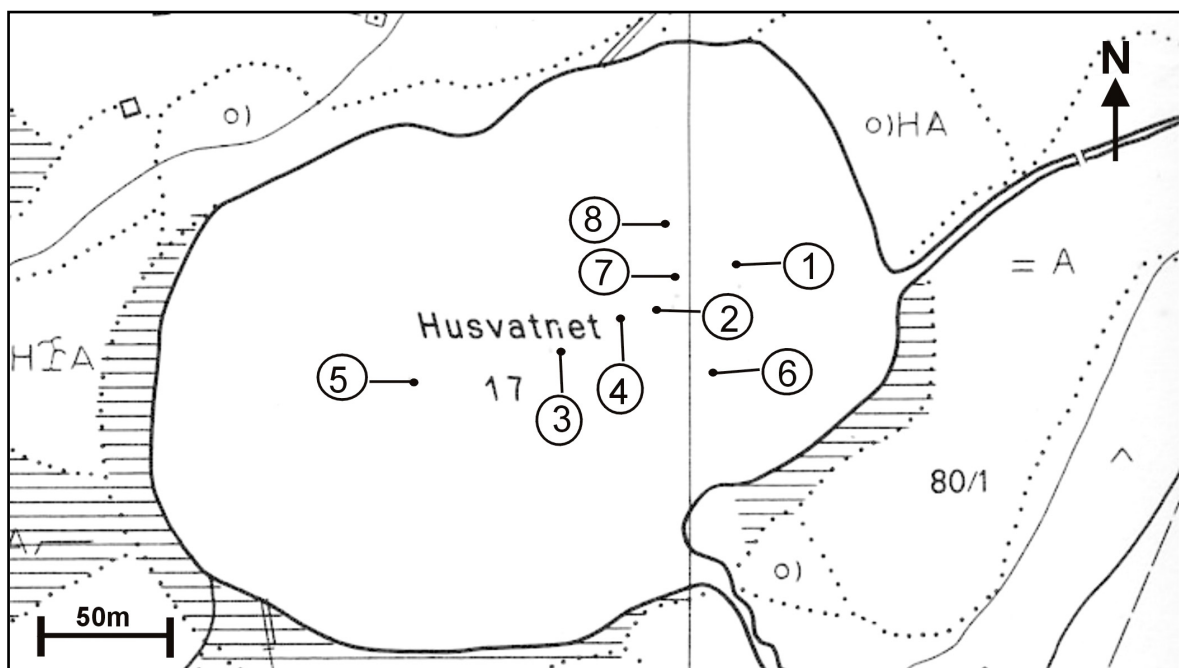
Sedimentet er tolket til å være lakustrint avsatt. Den grove sanden ca. ½ meter over isolasjonskontakten er muligens vasket inn i bassenget fra land. Det er ikke observert marine indikatorer som for eksempel skjellsand som kunne indikert at sanden og pinnene var vasket inn fra sjøen.

5.2. Husvatn, Straumøya

Husvatn (UTM 33W 779 567) ligger på Straumøya og i følge økonomisk kart, Seivåg DW 215-5-4, ligger bassenget 17 m o. h. Bassenget har en forholdsvis rund form, 300 meter langt og 200 meter bredt og ligger ved den nordøstre enden av et

lineament som strekker seg nordøst-sørvest, i et småkupert landskap. Utløpet ligger i den nordøstre enden og det er underøkt 8 borepunkt i et profil fra utløpet mot sørvest (figur 5.2. og figur 5.3.).

Det var flere minusgrader under feltarbeidet. Dette forårsaket problemer under beskrivelsen fordi kjernene frøs etter kort tid. Under slike forhold kan detaljer lett overses, og det tas derfor forbehold om dette. Kjernene fra borepunkt 2 og 3 ble imidlertid tatt med til hytten og beskrevet grundig der, mens kjernen fra borepunkt 7 ble beskrevet i laboratoriet.



Figur 5.2. Kart over Husvatn med 8 borepunkter. Utløpet ligger i nordøst og innløpet i sørøst. Kartet er et utsnitt fra kartblad Seivåg DW 215-5-4, Økonomisk Kartverk.

5.2.1. Beskrivelse og tolking av sedimentene

Marine avsetninger

Generelt består de marine sedimentene av en grå, sandig silt med skjellfragmenter i nedre del. Silten blir gradvis mer gyttig og mørkere grå til olivengrå oppover (figur 5.3.).

Isolasjonskontakt-avsetninger

I overgangen mellom de marine og lakustrine avsetningene er det en sone med lamina av finsand, og noen steder skjellsand og sneglehus i grovdetrisk brun gytje (figur 5.3.). Finsan og skjellsand-laminaene er mektigst ved utløpet og minker innover i bassenget. Den interne fordelingen i bassenget og den marine skjellsanden indikerer at sedimentene er transportert inn i bassenget fra utløpet. Svartbrun, laminert gytje, som er en typisk avsetning ved bassengisolering, er ikke observert fra utløpet frem til borepunkt 4, ca. midt i bassenget. Fra borepunkt 4 og innover i bassenget er det ett til tre finsand- og/eller skjellsandlamina i svartbrun, laminerte gytjen.

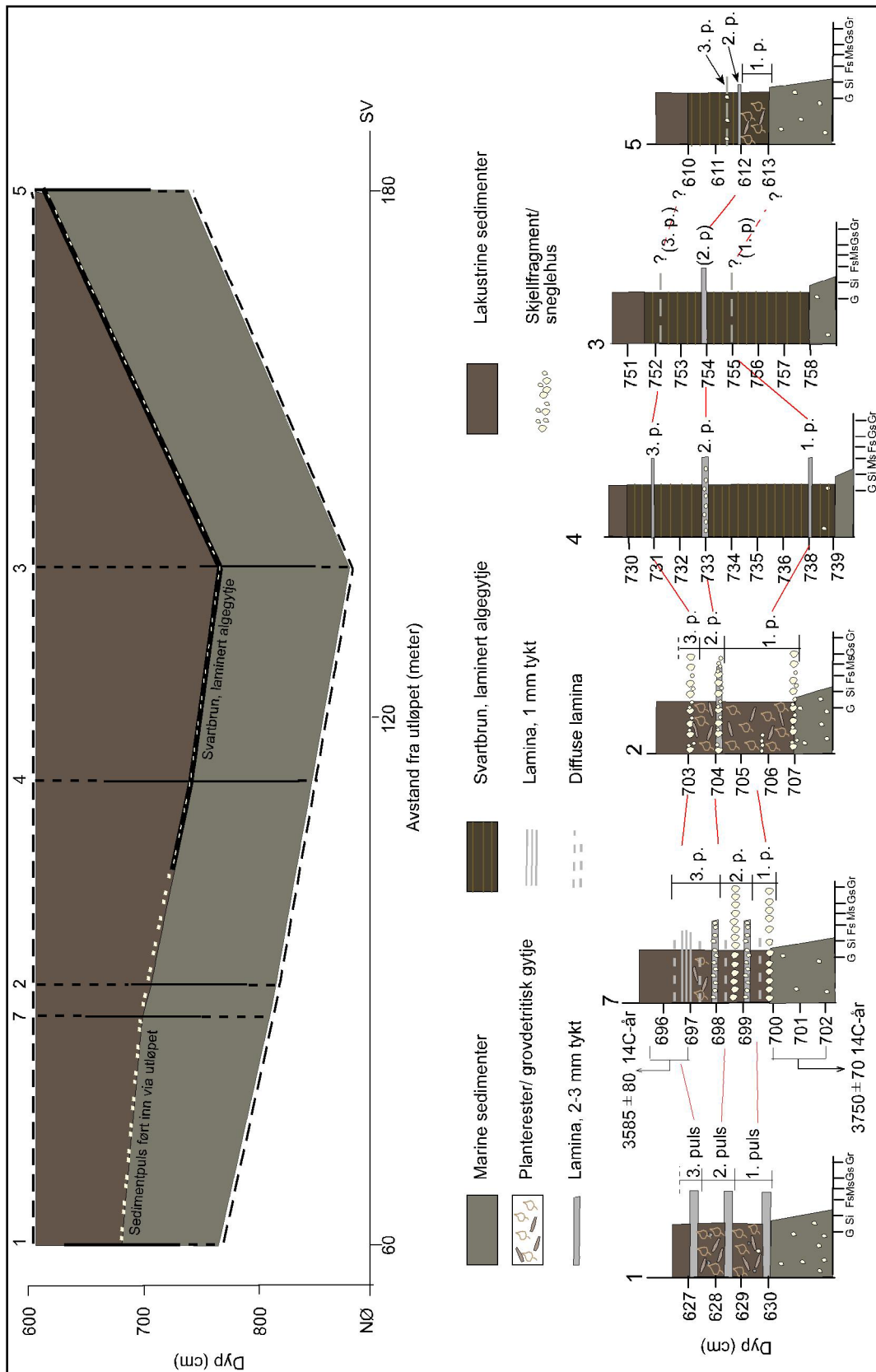
Lakustrine avsetninger

I alle borepunkt er det brun, homogen, findetrisk gytje, tolket til å være lakustrint avsatt.

5.2.2. Detaljert beskrivelse av overgangen mellom marine og lakustrine sedimenter i borepunkt 7

En skarp grense skiller marin, olivengrå, gytjig silt fra et utholdende lamina av sneglehus på 2-3 mm. Over ligger brun gytje og et diffust finsandlamina. Videre skiller en skarp grense gytjen fra et 2-3 mm tykt finsandlamina med skjellfragmenter. Samme avsetningsrekke repeteres over. Deretter ligger 5 mm med brun gytje og en god del terrestriske planterester som etterfølges av en sone med flere finsandlamina i gytje.

Terrestrisk plantemateriale er plukket i intervallet 702-700 cm og 697-695,5 cm datert til henholdsvis 3750 ± 70 ^{14}C -år og 3585 ± 80 ^{14}C -år før nåtid (tabell 5.1. og figur 5.3.). Den nederste dateringen er fra toppen av marin, olivengrå, gytjig silt. Den øverste dateringen er tatt 3 cm over, i overgangen mellom sonen med alternerende lamina av sneglehus og finsand/skjellsand i grovdetrisk gytje og findetrisk, brun gytje (lakustrin). Dateringene avtar i alder oppover i stratigrafien, men overlapper hverandre innenfor to standardavvik (tabell 5.1.).



Tabell 5.1. Radiokarbondateringer fra terrestrisk plantemateriale fra kjerne 7, Husvatn. Kalibreringen er utført med CALIB v4.0 (Stuiver og Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998).

Lab. Ref.	Sedimentdyp (cm)	Datert materiale	Tørr vekt (mg)	¹⁴ C alder (år B. P.)	δ ¹³ C (‰ PDB)	Kalibrert alder 1σ/2σ (kal. år B. P.)
TUa-3167	697-695,5	Blader, rakler og frø fra <i>Betula</i> og barnål fra <i>Pinus</i>	25,43	3585 ± 80	-29,4	3982-3729 (1σ) 4139-3643 (2σ)
TUa-3168	702-700	Blader, rakler og frø fra <i>Betula</i> , frøkapsler fra <i>Pinus</i> , terrestrisk mose, pinnebiter	16,31	3750 ± 70	-29,5	4233-3986 (1σ) 4352-3898 (2σ)

5.2.3. Diskusjon av sonen med skjellfragmenter, sneglehus og finsand ved marin/lakustrin overgang.

Det er meget sikre indikasjoner på at skjellfragmentene, sneglehusene og finsanden i isolasjonssonen har blitt ført inn i bassenget fra sjøsiden. Sedimentene er avsatt med størst mektighet nær utløpet og med minkende erosjon og avsetning innover i bassenget. Ettersom utgangspunktet for feltarbeidet var å lete etter eventuelle spor etter en Trænadjuptsunami, er det dermed naturlig å diskutere hvorvidt de marine avsetninger i isolasjonssonen kan være avsatt av en tsunami.

I borepunkt 7 er sedimentene datert i to forskjellige horisonter; i marin, gytjig silt, rett under den skarpe grensen mot skjellfragmenter, sneglehus og finsand (3750 ± 70 ¹⁴C-år før nåtid), og i toppen som grenser til lakustrine sedimenter (3585 ± 80 ¹⁴C-år før nåtid) (tabell 5.1.).

Figur 5.3. Bassengprofil (over) og loggprofil (under) fra borepunktene i Husvatn, med unntak av punkt 8 og 6. Heltrukne og stiplede linjer i borepunktene i bassengprofilet betyr henholdsvis undersøkte og ikke-undersøkte dybdeintervall. Loggene dekker overgangen mellom marine og ferske sedimenter. En sone med lamina av skjellfragmenter, sneglehus, finsand og terrestriske makrofossiler kan følges innover i bassenget. Sonen er tolket til å være sammensatt av 3 pulser som er korrelert (rød linje). Pulsene tynnes innover i bassenget og fra borepunkt 4 er pulsene lamina av finsand med enkelte spredte skjellfragmenter og separert av svartbrun, laminert algegytje.

Alderen på dateringene ligger meget nær opptil den antatte alderen av Trænadjupraset, ca. 4000 ^{14}C -år før nåtid (Laberg og Vorren 2000; Laberg *et al.* 2002b). I rasgropen til Trænadjupraset ble flere minimumsdateringer tatt rett over overgangen mellom ras- og postrasavsetningene, og den eldste datering ga 4060 ± 60 ^{14}C -år før nåtid. Forutsatt at overgangen mellom pre- og postrasavsetninger er riktig plassert, er de yngre dateringene forklart med forsinket kollaps av ustabile masser i rasgropen og eventuelt diakron start av postras-sedimentering. Med kun én datering rundt 4000 ^{14}C -år før nåtid og flere dateringer som er yngre, kan det imidlertid ikke utelukkes at alderen på raset i realiteten kan være yngre enn 4000 ^{14}C -år.

Dateringene fra Husvatn var også et forsøk på å avsløre en mulig hiatus i den nedre grensen til de innskylte sedimentene. En aldersforskjell i dateringene ville indikert en agens sterk nok til å erodere relativt dypt. Det igjen kunne indikert en mulig tsunami. Med et overlapp innenfor to standardavvik var det imidlertid mulig å avkrefte en betydelig hiatus på grunnlag av dateringene.

Til tross for en alder som kan sammenfalle med Trænadjupraset, er avsetningsmønsteret i bassenget ansett som viktigst for å vurdere sannsynligheten for at sedimentpulsene er avsatt av tsunami. Mektigheten på avsetningene i Husvatn er veldig mye mindre enn avsetninger fra Storeggatsunamien (Bondevik *et al.* 1997b). For eksempel i Lyngen hvor Storeggatsunamien har hatt relativt lav oppskyllingshøyde (3 - 4 meter), har noen av tsunamiavsetningene likevel mektigheter på rundt 30 - 40 cm (Corner og Haugane 1993). Husvatn- og Storegga-avsetningene har likevel noen felles trekk. Storeggatsunamien avsatte i pulser og det er en tydelig erosiv grense mellom tsunamiavsetningene og underliggende sedimenter. Tsunamien avsatte også ofte minerogen sand og skjellsand nederst med torv og grovdetrisk gytje over (Bondevik *et al.* 1997b). I Husvatn er grensen skarp mellom olivengrå, siltig gytje og overliggende finsand- og skjellfragmentlamina i borepunkt 1, 7 og 2. Over og mellom finsand- og skjellfragmentlamina er det gytje med mye terrestriske planterester. Sedimentene er tilsynelatende avsatt i pulser, og det er forsøkt å skille ut og følge tre pulser med hovedsaklig minerogen-/skjellsand i bunn og gytje med planterester over (figur 5.3.).

I borepunkt 1, 7 og 2 ser sedimentpulsene ut til å være avsatt under samme hendelse uten spor etter laminert, svartbrun gytje (isolasjonskontaktsedimenter) mellom pulsene. Det er derfor forsøkt å følge pulsene innover i bassenget.

Har det gått flere år mellom hver puls, er det sannsynlig at sediment avsatt i tiden mellom pulsene ligger bevart mer sentralt i bassenget på grunn av minkende strøm og mindre erosjon. Har det i motsatt fall gått høyst noen timer mellom pulsene, er det forventet å finne pulsene direkte over hverandre innover i bassenget.

I borepunkt 4, 3 og 5 er det tre finsandlamina som ligger spredt i svartbrun, laminert gytje (figur 5.3.). Noen av laminaene er diffuse, men i borepunkt 4 og 5 er det skjellfragmenter som indikerer at laminaene også er blitt skyllet inn fra sjøsiden. Den mest nærliggende tolkingen er at pulsene fra borepunkt 1, 7 og 2 korrelerer med finsandlaminaene i borepunkt 4, 3 og 5. Dette betyr i så fall at pulsene i borepunkt 1, 7 og 2 har blitt avsatt til forskjellig tid, noe som utelukker en tsunami.

Det mest nærliggende alternativet til erosjon- og avsetningsagens for pulsene i Husvatn kan være stormbølger og/eller stormflo. I de øvrige undersøkte bassengene på Straumøya og på Kjerringøy er det observert mye vekslende sand og silt i de marine sedimentene. Både Straumøya og Kjerringøy ligger ute ved kysten og er godt eksponert for stormer. Det er imidlertid bemerkelsesverdig at det i ikke er observert liknende forstyrrelser i isolasjonskontaktene til Gangvatn, Seinesvatn eller Litlevatn. Ekstreme flo- og stormhendelser forventes å inntreffe flere ganger i løpet av tiden et basseng er i isolasjonssonen. Mange basseng er imidlertid også undersøkt langs den værharde Norgeskysten, men det er nesten aldri observert synlige spor etter forstyrrelser i den jevne sedimentasjonen som kan tolkes til å være forårsaket av stormbølger og stormflo (Bondevik *et al.* 1998).

5.3. Seinesvatnet, Straumøya

Seinesvatnet (UTM 33W 735 542) er en del av et relativt flatt myrområdet på den sørvestre enden av Straumøya. Bassenget ligger 8 meter over havet (økonomisk kartblad, Seines DV 214-5-2) og er demt opp bak en strandvoll mot sørøst. Seinesvatnet er sirkulært, ca. 350 meter langt og 350 bredt, og det er nesten helt innfylt med sedimenter. Under prøvetakingen var det bunnfrosset. Det ble boret 5 borepunkt langs et profil som strekker seg 048 °- 228 °. Innløpet ligger i nordøst og utløpet ligger i sørvest.

I følge Møller og Holmeslets dataprogram for beregning av strandforskyvningskurver og strandlinjediagram ble bassenget isolert ca. 2500 ¹⁴C-år før nåtid (Møller og Holmeslet 1997). Bassenget var dermed ikke isolert under Trænadjupraset. Dette bekreftes av dateringer fra Husvatn (17 m o. h.) (tabell 5.1.).

5.3.1. Beskrivelse og tolking av sedimentene

Marine avsetninger

Sedimentene som er tolket til å være avsatt i et marint miljø består hovedsakelig av mørkgrå/olivengrå, finsandig silt som oppover i stratigrafien går over i olivenbrun, gytjig silt. I hvert eneste borepunkt er det vekslende lamina og lag av grå finsand og silt gjennom hele prøven, med tettere lag og lamina oppover. Oppover mot isolasjonen er det også økende innslag av organisk materiale, spesielt rotfilt. Soner med små sneglehus, likedan som sneglehusene funnet nær isolasjonen i Husvatn, er observert i borepunkt 2, 3 og 4. Sneglehuslagene i sedimentene i Seinesvatnet er ikke datert. Det er derfor uvisst om de har en sammenheng med sonen med sneglehus- og finsandlamina i Husvatn.

Sedimentene er tolket til å være marint avsatt og vekslende finsandlamina ble muligens avsatt under storm. Det marine miljøet før isolasjonen var sannsynligvis et åpent, grunt miljø med mye sand hvor det over stormbølgebasis ble avsatt finkornete sedimenter ved fint vær og grovere sedimenter ved storm.

Isolasjonskontakt og lakustrine sedimenter

Det er en skarp overgang fra den marine, olivengrå, gytjige silten til brun til lysebrun torv og gytje med mye rotfilt. Overgangen ligger på ca. 1,5 - 2 meters dyp i de undersøkte delene av bassenget.

Den brune til lysebrune torven og gytjen er tolket til å være lakustrine sedimenter. At det ikke er utviklet typiske isolasjonskontaktsedimenter, skyldes mest sannsynlig at Seinesvatnet ble isolert av relativt raskt avsatte strandvoller og sådan isolert meget raskt. Seinesvatnet er også et grunt basseng og har derfor muligens vært så eksponert for stormer og strømmer at vannsøylen hele tiden har blitt omrørt. Det har dermed ikke vært en vedvarende lagdeling av vannsøylen, men en stadig tilførsel av friskt, oksygenrikt vann.

5.4. Litlevatnet, Kjerringøy

Litlevatnet (UTM 33W 954 913) ligger i Strandåvassbotn, et dalføre som strekker seg sørøst-nordvest på tvers av Kjerringøya. Bassenget har en avlang form, er 370 meter langt og ca. 250 meter bredt og ligger 11,5 m o. h. i følge økonomisk kartblad, Strandå DZ 222 – 5 – 1. Det er boret 6 borepunkt i et profil (ca. 128 ° - 308 °) fra utløpet i nordvest til innløpet i sørøst. Et noe større basseng, Storvatn, ligger innenfor Litlevatnet og drenerer ned i Litlevatnet via innløpet. Sedimentene i alle borepunktene er kun beskrevet i felt.

Isolasjonskontakten i bassenget er ikke datert, men i følge Møller og Holmeslets (1997) dataprogram for beregning av strandforskyvningskurver og strandlinjediagram ble bassenget isolert ca. 3500 ¹⁴C-år før nåtid.

5.4.1. Beskrivelse og tolking av sedimentene

Marine avsetninger

Sedimentene inneholder vekslende soner med lite sortert skjellsand i matriks og grå, minerogen, medium til fin sand og silt med mindre innslag av skjellfragmenter. Spesielt i bunn domineres sedimentene av skjellsand. Oppover i stratigrafien er det generelt oppfining av det minerogene sedimentet, men det er også innslag av grovere skjellsand i finsandig matriks og/eller minerogen medium og grov sand. Hyppigheten av grovere skjellsand og sandinnslag varierer mellom borepunktene, men trenden ser ut til å være økning i de dypere delene av bassenget og minking i de mer laterale og grunnere partiene.

Sedimentet er tolket til å være avsatt marint. Vekslingen mellom finere og grovere sedimenter kan være på grunn av stormer og tidevannet den gang Strandåvassbotn lå under havnivå. De marine sedimentene utenfor kysten av Kjerringøy er generelt veldig sandig. Etersom Litlevatn muligens ble isolert innenfor tidsrommet til en eventuell Trænadjuptsunami, er det nærliggende å forvente spor etter tsunamien hvis den har inntruffet. Det er imidlertid ikke funnet sedimenter som peker seg ut fra resten av avsetningene, verken i de marine avsetningene eller rundt

isolasjonskontakten. Det er selvsagt likevel en mulighet for at mengden av de alternerende sand og silt lagene kan skjule eventuelle tsunamiavsetninger.

Isolasjonskontakten

I de fleste borepunktene er det en overgangsoner med mer eller mindre brune, gytjige, finsandige lamina og grå lamina av fin sand og silt. Mot innløpet forsvinner lamineringen og sedimentene går gradvis fra marin, olivengrå, gytjig silt til lakustrin, brun gytje.

Isolasjonskontakten er tolket til å ligge et sted i denne overgangsonen, muligens i toppen av den laminerte sonen. Det er imidlertid ikke avsatt svartbrun gytje som er vanlig i et anoksisk brakkvannsmiljø. Bassenget er trolig for grunt til at det har blitt utviklet et stabilt, anoksisk miljø i bassenget ved isolasjonen. Bassenget har fått tilført ferskvann fra Storvatn og har ellers et stort dreneringsfelt. Silt og finsandlaminaene ble muligens avsatt av tidevannet i løpet av isolasjonen. Storvatn ligger kun en halv meter høyere enn Litlevatn, altså 12 m o. h. Det er trolig at det kan ha vært strøm gjennom Litlevatn de gangene i løpet av isolasjonen tidevannet rant over terskelen og fylte opp Storvatn, for eksempel ved springflo og stormflo.

Lakustrine avsetninger

Sedimentene er lysebrun gytje med en del brunrød, horisontal rotfilt. I nærheten av innløpet er det noen soner med brungrå, siltig gytje i den lysebrune gytjen.

Dette sedimentet er tolket til å være avsatt lakustrint. Sonene med brungrå, siltig gytje er muligens kommet fra det overliggende Storvatnet via innløpet, kanskje under en flom.

Kapittel 6 - Storegga- og Trænadjuptsunamien

6.1. Storeggatsunamien

I Hommelstø er det funnet sedimenter tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien. Tsunamiavsetningene i Hommelstø har en nedre erosjonsgrense overlagt av pulser med gradert og massiv skjellsand og minerogen sand. I noen basseng er det avsatt organisk materiale over sandlagene. Tsunamisedimentene fra Hommelstø er i stor grad dominert av skjellsand, eventuelt iblandet noe minerogen silt. Det er mye skjellsand utenfor kysten av Hommelstø samlet i grunne sandbanker og langs strender. Dette sedimentet må ha blitt erodert og reavsatt av Storeggatsunamien.

Fra et av bassengene, Djupmyra, er det tatt fire dateringer på terrestrisk mose fra tsunamiavsetningene. Veid middel av dateringene ble bestemt til å være 7312 ± 35 (tabell 4.4.), (Bondevik *pers. medd*). Dateringen gir tilnærmelig samme alder som dateringene av Storeggatsunamien fra Sør-Norge (ca. 7200 ^{14}C -år før nåtid) (Bondevik *et al.* 1997a).

6.1.1. Storeggatsunamiens avsetninger i forhold til havnivå

I Kapittel 4 er mektighetene tolket til å være avsatt av tsunami i de enkelte basseng sammenlignet med en faciesmodell fra Storeggatsunamien (Bondevik *et al.* 1997b) (tabell 3.1.). De fleste bassengene med avsetninger som er lagt til grunn for faciesmodellen til Bondevik *et al.* (1997a) lå enten nær eller over havnivå under Storeggatsunamien. I Hommelstø lå imidlertid alle undersøkte basseng under datidens havnivå. I "Tjernet" (50 – 55 m o. h.) ligger toppen av avsetningene fra Storeggatsunamien like under isolasjonskontakten. Kontakten er datert til 7180 ± 65 ^{14}C -år før nåtid (tabell 4.2.). Havnivået under Storeggatsunamien lå derfor mest sannsynlig rundt 55 m o. h. Fugellitjønna er det lavest liggende bassenget med Storeggatsunami-avsetninger – ca. 35 m under datidens havnivå.

Faciesmodellen til Bondevik *et al.* (1997b) (tabell 3.1) kan likevel gjenkjennes i sedimentene i Hommelstø, men med noen forskjeller. Facies 4 (gradert sand) og facies 5 (massiv sand) dominerer i de undersøkte bassengene og er ofte avsatt i pulser direkte over hverandre. I noen basseng er det også facies 6 (organisk konglomerat). Mektighetene til facies 6 avtar jo dypere bassenget ligger i forhold til datidens havnivå. Generelt er trenden også tilsynelatende tynnere og færre pulser av facies 4 og 5. Facies 7 (organisk debris), 8 (oppfinende siltlag og -lamina) og 9 (lamina i lakustrin gytje) er ikke observert i noen av bassengene.

Oppskyllingshøyden er ikke undersøkt i Hommelstø. Nærmeste kjente oppskyllingshøyde nord og sør for Hommelstø er ca. 3 – 4 m i Lyngen (Corner og Haugane 1993) og 6 – 7 m i Bjugn (Bondevik *et al.* 1997a). Oppskyllingshøyden for Hommelstø kan ligge et sted i mellom. Det er imidlertid sannsynlig at oppskyllingen er relativt høy i Hommelstø da tsunamibølgen antakeligvis ble stuvet opp da den nådde den sørvest-nordøstlige Ursfjorden sør for Hommelstø (figur 1.1.).

6.1.2. Storeggatsunamiens erosjon og avsetningsmønster i forhold til basseng-geometrien

Sporene etter tsunamien viser et variert avsetningsmønster innad i bassengene. Boringer gjort på tilnærmet samme sted viser svært forskjellig avsetningsmønster i forhold til mektighet av lag, antall pulser og innhold av organisk materiale. I flere basseng var det også vanskelig å trenge gjennom tsunamisedimentene med russerbor. I bassenger isolert før 7000 ¹⁴C-år før nåtid er det vanlig at tsunamiavsetninger er mektigst nær utløpet med minkende kornstørrelse, mektighet på lag og erosjon mot andre enden av bassenget. Dette er ikke nødvendigvis mønsteret i Hommelstø. I blant annet Djupmyra (figur 4.5.) og Rødlimyra (figur 4.8.) gir avsetningsmønsteret et inntrykk av vilkårlighet i forhold til hvor tsunamien har erodert og avsatt i bassenget. Dette skyldes sannsynligvis at tsunamien ikke nødvendigvis ble styrt inn over terskelen da bassengene lå under havnivå.

6.2. Trænadjuptsunamien

6.2.1. Negativt funn av Trænadjuptsunami

Trænadjupraset med en eventuelt påfølgende Trænadjuptsunami, er datert til ca. 4000 ^{14}C -år før nåtid (Laberg og Vorren 2000). I Hommelstø er de undersøkte bassengene isolert i løpet av perioden ca. 7000 – 3500 ^{14}C -år før nåtid. Det er imidlertid ikke avdekket forstyrrelser i sedimentene som kan indikere Trænadjuptsunami.

Det er likevel mulig at raset kan være yngre enn 4000 ^{14}C -år før nåtid. I Husvatn på Straumøya er det beskrevet en sone med tilsynelatende tre pulser med lamina av marin skjellsand, sneglehus, minerogen fin sand og grovdetrisk gytje mellom marine og lakustrine sedimenter (figur 5.3.) (Kapittel 5.2.3.). Rett under og over pulsene er terrestrisk plantematerialet datert henholdsvis 3750 ± 70 og 3585 ± 80 ^{14}C -år før nåtid (tabell 5.1.). I et forsøk på å følge pulsene innover i bassenget tynner de imidlertid ut og skilles av laminert, svartbrun gytje. Er korrelasjonen mellom pulsene innover i bassenget riktig, betyr det at pulsene er avsatt til forskjellig tid. I så fall er det lite sannsynlig at agensen er tsunami, men heller stormbølger og/eller stormflo.

6.2.2. Kan en Trænadjuptsunami utelukkes?

I Ranafjorden er det observert en tydelig reflektor i seismiske profiler korrelert til et sandlag med mye skjellfragmenter og plantefibre funnet i flere borekjerne tatt gjennom hele fjorden. Sandlaget har størst mektighet nær den ytre fjordterskelen. Laget er estimert til å være avsatt en gang mellom 3500 – 4500 ^{14}C -år før nåtid og sammenfaller dermed rimelig bra med Trænadjupraset (Lyså *et al.* innsendt).

Er sandlaget i Ranafjorden avsatt av tsunami og antatt alder på raset riktig, er det trolig at tsunamien har hatt en meget lav oppskyllingshøyde i og med at det til nå ikke er funnet spor på land. Daterte isolasjonskontakter representerer alderen da bassenget mister kontakten med sjø (høyvannstand). Tidevannsforskjellen for Hommelstø er 3,25 meter, Straumøya 2,03 meter og Kjerringøy 3,33 meter. Hvis det

var lavvann da tsunamien skyllet innover kysten må bølgen ha vært minst 2 meter høy for kunne ha satt spor i bassengene som var under isolasjon.

Seinesvatnet på Straumøya og Litlevatn på Kjerringøy ligger imidlertid lavere enn Husvatn og var sannsynligvis marint under en eventuell Trænadjuptsunami (kapittel 5.3.1. og kapittel 5.4.1.). De marine sedimentene i Seinesvatnet og Litlevatn består av alternerende lag av sand og silt, tolket til å være forårsaket av storm og tidevannstrøm. Det ble imidlertid ikke funnet sandlag som skilte seg ut i litostratigrafien, men det kan selvsagt ikke utelukkes at sand avsatt fra en tsunami kan skjule seg i avsetningene.

Kapittel 7 - Isolasjonskontakten

Et basseng er isolert fra havet når marint vann ikke lenger strømmer inn i bassenget ved høyvann. Isolasjonen er dermed definert hydrologisk (Hafsten 1983). For å datere isolasjonen har det derfor vært viktig å vite hvor den hydrologiske grensen opptrer i isolasjonskontakten. Kontakten er en mellomliggende sone, ofte laminert, svartbrun gytje, og definerer den stratigrafiske overgangen mellom marine og ferske sedimenter.

Sedimentologisk kjennetegnes ofte isolasjonsfasen av røde, grønne og/eller beige lamina i en svartbrun gytje. Lie *et al.* (1983), Kaland (1984), Krzywinski & Stabell (1984), Kjemperud (1986) og Kristiansen *et al.* (1988) betegner denne laminerte sonen som typisk for en brakke fase før selve isolasjonen. Forfatterne plasserer dermed den hydrologiske isolasjonsgrensen i overgangen mellom marine/brakke og ferske diatomèer. Ofte sammenfaller diatomèegrensen med toppen av den laminerte sonen i mindre og grunnere basseng. Grunnlaget for denne tolkingen er ideen om at et lite basseng blir omrørt raskt og at en eventuell meromiktisk fase etter isolasjonen er meget kortvarig. På grunnlag av dette er det vanlig å datere i de lakustrine sedimentene like over grensen mellom brakkevannsgytjen og den lakustrine gytjen. Dette er hovedsaklig for å unngå problemer med marin reservoaralder ved bulkdateringer. Isolasjonskontakten blir da imidlertid datert noe for ung.

En annen tolking er gjort av Haugane (1984), Corner og Haugane (1993), Corner *et al.* (1999) og Corner *et al.* (2001). Forfatterne mener det er en meromiktisk fase i alle basseng etter isolasjonen, og at det er i denne postisolasjonsfasen at bassengmiljøet tillater dannelse av laminerte sedimenter. Konsekvensen av dette blir at selve isolasjonskontakten ligger i underkant av de laminerte sedimentene. Dateringene tas derfor i bunn av de laminerte sedimentene. For å underbygge sin tolking viser Haugane (1984) til Rossfjordvatnet i Malangen, Troms (8,3 km² og opptil 60 meter dypt), et basseng som fremdeles er meromiktisk og i isolasjonsfasen. Det er ikke funnet laminerte sedimenter i Rossfjordvatnet. I følge Haugane er årsaken at bassenget ikke er fullstendig isolert. Lohne (2000) argumenterer mot denne

analogen. At Rossfjordvatnet ikke enda er isolert, sammen med bassengets størrelse, utelukker det som analog. Dette fordi bassengene som vanligvis benyttes ved strandforskyvning er betydelig mindre og grunnere. Det er vanskelig å finne gode, resente analoger for små, grunne basseng fordi dagens strandforskyvning skjer langsomt. Det har gått for lang tid siden de siste bassengene ble isolert slik at en eventuell meromiktisk fase er avsluttet.

Inntil det er gjort flere undersøkelser, kan likevel problemet med å datere i forskjellige sedimenter avsatt til forskjellig tid i noen tilfeller utelukkes hvis tidsforløpet på overgangssonen er innenfor radiometrisk dateringspresisjon. Dette er forsøkt gjort i Rødlimyra og Mølnmyra i Hommelstø, Nordland (tabell 4.5. og tabell 4.7.). Begge basseng er relativt små og grunne og har tilsynelatende samme egenskaper som bassengtypen vanligvis brukt i bassenganalyse. I begge basseng er det tatt tre dateringer henholdsvis under, i og over den laminerte isolasjonssonen. Det er datert på terrestrisk plantematerialet plukket fra tre sedimentskiver på 1 – 2 cm tykkelse. Til sammen er sonene ca. 5 – 6 cm tykk. Presisjonen på dateringene har vist seg å være meget god, og verdiene til standardavvikene er lave. Det kan derfor antas at en betydelig hiatus innenfor sonen ville bli avslørt med dateringene. Resultatet av dateringene viste imidlertid overlapping innenfor to standardavvik. Det betyr at det ikke er avgjørende om man daterer under eller over den laminerte sonen. Alle de undersøkte basseng i Hommelstø har meget lik litostratigrafi, og det er derfor naturlig å anta at konklusjonen for Rødlivatn og Mølnvatn er gyldig for alle undersøkte basseng i Hommelstø.

Det er imidlertid ikke sikkert dateringsresultatet fra Rødlimyra og Mølnmyra er gyldig for alle basseng. Et viktig moment er blant annet hvor lenge et basseng har vært i isolasjonsfasen. Landhevingen i Hommelstø har vist seg å være rask gjennom holosen sammenlignet med kurver i Sør-Norge med tilsvarende total landheving fra yngre dryas (Hafsten 1983, Anundsen 1985, Svendsen og Mangerud 1987) (kapittel 8). Basseng har gjerne en langvarig isolasjonsfase hvis de er isolert under en stillstand i havnivå, for eksempel i løpet av yngre dryas, tapestransgresjonen, eller utflatningen sent i holosen. Basseng ytterst ute ved kysten som har gjennomgått relativt liten total landheving har gjerne også hatt en langvarig isolasjon. Svendsen og Mangerud (1990) har blant annet undersøkt tre basseng ytterst på kysten av Sunnmøre hvor alle er isolert ca 10200 ¹⁴C-år før nåtid (yngre dryas). To av bassengene (Frøystadmyra I og Kulturmyra) har laminerte soner på ca 20 cm, mens

det tredje bassenget (Almestadmyra) har 1 m med laminerte sedimenter. Dateringer tatt i bunn av den laminerte sonen og veddeaske avsatt innefor sonen (ca 10600 ^{14}C -år før nåtid), avslører at bassengene har vært flere hundre år i isolasjonsfasen. Dette underbygger også en relativ stillstand i havnivå i yngre dryas. Corner *et al.* (1999) og Corner *et al.* (2001) har også gjort undersøkelser av isolasjonskontakter i basseng på Kolahalvøya i Nord-Rusland. Spesielt basseng isolert mellom 8500 – 7000 ^{14}C -år før nåtid har laminerte mektigheter fra 42 – 162 cm. De store mektighetene er i hovedsak tolket til å skyldes tapestransgresjonen med svært sakte landheving. Corner *et al.* (2001) har også datert noen utvalgte isolasjonskontakter i bunn og over den laminerte enheten. I et av bassengene ble det blant annet estimert en aldersforskjell på ca. 1000 kalenderår mellom bunn og topp. I disse tilfellene vil det utgjøre stor forskjell om det dateres i bunn eller over isolasjonskontakten.

Kapittel 8 - Strandforysnyvning

I Hommelstø er det konstruert en strandforysnyvningskurve fra 8500 – 3500 kalenderår før nåtid (7000 – 3500 ¹⁴C-år før nåtid). En strandforysnyvningskurve fra Nærøy (Ramfjord 1982) er så diskutert, sammenlignet med Hommelstøkurven og forsøkt justert både i forhold til Hommelstøkurven og vurderinger gjort på grunnlag av andre data. Hommelstø- og Nærøykurven er videre sammenlignet med strandforysnyvningskurver fra Trøndelag (Kjemperud 1981; Sveian og Olsen 1984; Svendsen og Mangerud 1987). Isobasene, med hovedvekt på 6500 ¹⁴C-år isobasene (tapesisobasene) til Sørensen *et al.* (1987), er tilslutt diskutert og justert i forhold til kurvene fra Nærøy og Hommelstø.

Hommelstøkurven er primært fremstilt i kalenderår fordi dette viser det virkelige forløpet til regresjonen. Den øvrige sammenligningen av strandforysnyvningsdata er imidlertid gjort på grunnlag av ¹⁴C-kurver fordi alt som er gjort tidligere er fremstilt i ¹⁴C-år. Mest korrekt hadde det imidlertid blitt hvis alle eldre strandforysnyvningskurver hadde blitt kalibrert og retolket i kalenderår. Der kurveforløpet i kalibrert og ikke-kalibrert kurve fra Hommelstø avviker, vil dette imidlertid bli påpekt og diskutert.

8.1. Justering av bassenghøyder

For å konstruere en strandforysnyvningskurve forutsettes det at alle lokalitetene ligger på samme isobase og dermed har gjennomgått like stor, relativ landheving. Hvis dette ikke er tilfellet, må de målte bassenghøydene korrigeres i forhold til hverandre. I Hommelstø ble bassenghøydene først forsøkt korrigert med utgangspunkt i kjent isobaseretning og strandlinjegradiant fra Sør-Trøndelag (Undås 1942; Sollid og Kjenstad 1980; Svendsen og Mangerud 1987). Hvorvidt retning og gradient for Sør-Trøndelag er gjeldende for Hommelstø, er imidlertid usikkert. Ettersom justeringene

viste seg å bli maksimalt en meter for det høyest-liggende bassenget, "Tjernet", ble det vurdert som unødvendig å justere høydene.

8.2. Strandforskyvningskurve fra Hommelstø

Fra ca. 8500 kalenderår før nåtid (7000 ^{14}C -år) til ca. 3700 kalenderår før nåtid (3500 ^{14}C -år) er to kurver, en i ^{14}C -år og en i kalenderår, tegnet fra Hommelstø på grunnlag av dateringer fra isolasjonen til seks basseng (figur 8.1.). Til tross for at dateringene ikke er uavhengig kvalitetssikret med pollenanalyse, regnes de som gode. Det er som redegjort for i kapittel 2.3.2., utelukkende datert på terrestrisk plantemateriale. Standardavviket til dateringene er relativt lave, og dateringene av bassengene med isolasjonskontakter følger kronologisk ved avtakende høyde. I tillegg er det i bassengene Rødlimyra og Mølnimyra datert under, i og over isolasjonskontakten, og dateringene overlapper i alder innenfor to standardavvik.

Det høyest-liggende bassenget er kalt "Tjernet" og ligger mellom 50 – 55 m o. h. Isolasjonen er datert til 8157 – 7863 kalender år før nåtid (to standardavvik) (tabell 4.2.), og kurven er styrt via ca. estimert maksimumsalder 7990 kalenderår før nåtid (kapittel 4.3.2.). "Tjernet" er datert til samme alder som Storeggatsunamien (8170 – 8040 kalenderår før nåtid innenfor ett standardavvik) (Bondevik *pers. medd.*), men litostratigrafien avslører at Tjernet ble isolert etter tsunamien (figur 4.3.).

Fra "Tjernet" faller kurven jevnt via aldersintervallet 7253 – 7098 kalenderår før nåtid (ett standardavvik) ved Djupmyra (43,8 m o. h.) (tabell 4.4.) og via 5920 – 5910 kalenderår før nåtid ved Rødlimyra (33,8 m o. h.) (figur 4.10.). Intervallet for Rødlimyra er et estimert sannsynlig aldersintervall for isolasjonskontakten på grunnlag av to sedimentasjonsrater. Sedimentasjonsratene er trukket via tre dateringer, henholdsvis under, i og over isolasjonskontakten. Aldersintervallet som er fremstilt i strandforskyvningskurven, 5988 – 5753 kalenderår før nåtid (to standardavvik) (figur 8.1.a), er imidlertid et kalibrert veid middel av de tre dateringene (kapittel 4.3.2 og tabell 4.5.).

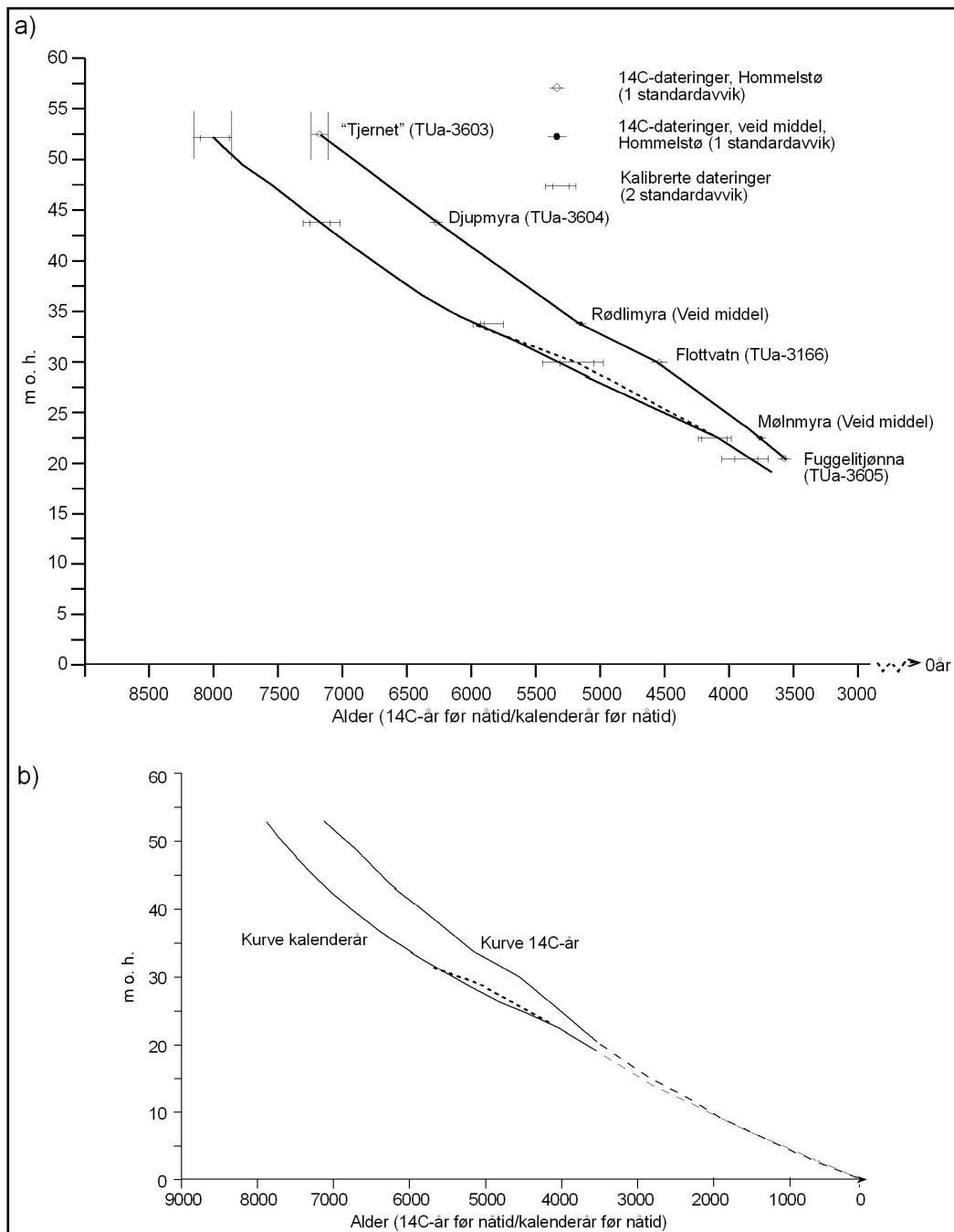
Videre er kurveforløpet tegnet med to alternativer. Den heltrukne kurven faller jevnt via ca. 5316 kalenderår før nåtid innenfor aldersintervallet til Flottvatn (30 m o. h.). Det er eldste alder innenfor aldersintervallet til et standardavvik (5316 – 5051

kalenderår før nåtid). I et alternativt kurveforløp (stiplet) er kurven styrt midt i aldersintervallet til ett standardavvik og kurven får en liten, relativ utflatning fra ca. 5600 – 5150 kalenderår før nåtid. ^{14}C -kurven som er tegnet inn i samme kurvediagram har tilsvarende utflating (figur 8.1.). Flottvatn ble imidlertid isolert under et lite ^{14}C -platå, noe som avsløres i det kalibrerte kurve-alternativet. Det er usikkert hvilke av alternativene som er nærmest sannheten, men Rekstad og Vogt (1900) har målt terrassehøyder langs kysten av Nordland, blant annet et markert terrassetrinn ca. 25 – 30 m o. h. Forfatterne har tolket terrassetrinnene til å være avsatt under tapestransgresjonen. Kanskje er det en sammenheng mellom terrassene og en eventuell avtagende regresjonshastighet. Dette er imidlertid en meget usikker korrelasjon blant annet fordi målepresisjonen ikke er bedre enn ca. fem meter (Rekstad og Vogt 1900) og målt høyde over havet for morforlogiske strandformer ofte ikke er sammenlignbare med tilsvarende bassenghøyder (Møller og Sollid 1972; Møller 1984). Terskelhøyden til et basseng definerer høyvannsnivået for det tidligere havnivået (Kjemperud 1981), mens terrassene er avsatt nærmere middelvannstand).

Videre blir den heltrukne kurven brattere mot isolasjonen av Mølnmyra (22,5 m o. h.), mens den stiplete kurven viser et jevnt regresjonsforløp. Begge kurvene er styrt via aldersintervallet 4150 – 4100 for isolasjonen til Mølnmyra. I likhet med dateringen av isolasjonen til Rødlimyra, er aldersintervallet beregnet ut fra en sedimentasjonsrate gjennom tre dateringer (kapittel 4.5.3. og figur 4.16.). Et kalibrert, veid middel av de tre dateringene gir et aldersintervall på 4217 – 4017 kalenderår før nåtid (ett standardavvik) (tabell 4.7.).

Mølnmyra ligger kun to m o. h. høyere enn Fugellitjønnna og dateringene overlapper innenfor to standardavvik. Fugellitjønnna må nødvendigvis være isolert senere enn Mølnmyra. Fugellitjønnna må derfor være isolert etter 4150 kalenderår før nåtid. Dette er imidlertid uproblematisk når kurven styres innenfor ett standardavvik (3959 – 3778 kalenderår før nåtid) (tabell 4.9.). Fra isolasjonen av Mølnmyra mot Fugellitjønnna er det antydning til at kurven blir relativt brattere.

Fra ca. 4000 kalenderår før nåtid og frem til i dag er kurven kun ekstrapolert, og stiplet kurve følger en sannsynlig utflatende trend (figur 8.1.b).



Figur 8.1. To strandforyskyvningskurver fra Hommelstø konstruert på grunnlag av henholdsvis ^{14}C -dateringer og kalibrerte ^{14}C -dateringer. Dateringene fra Rødlimyra og Mølnmyra er et veid middel fra tre dateringer (tabell 4.5 og tabell 4.7). Diagram a) dekker empiriske kurver med detaljer, mens diagram b) viser empiriske kurver og ekstrapolerte stiplede kurver (lange stipler) frem til nåtid. Høyden på dateringene fra "Tjernet" dekker intervallet 50 – 55 m o. h. og bassenget ligger et sted innenfor dette intervallet. Småstiplet kurvealternativ viser en relativ utflatning av kurven (avtakende regresjonshastighet) fra ca. 5600 - 5150 kalenderår før nåtid.

8.3. Vurdering og justering av en strandforskyvningskurve fra Nærøy, Nord-Trøndelag

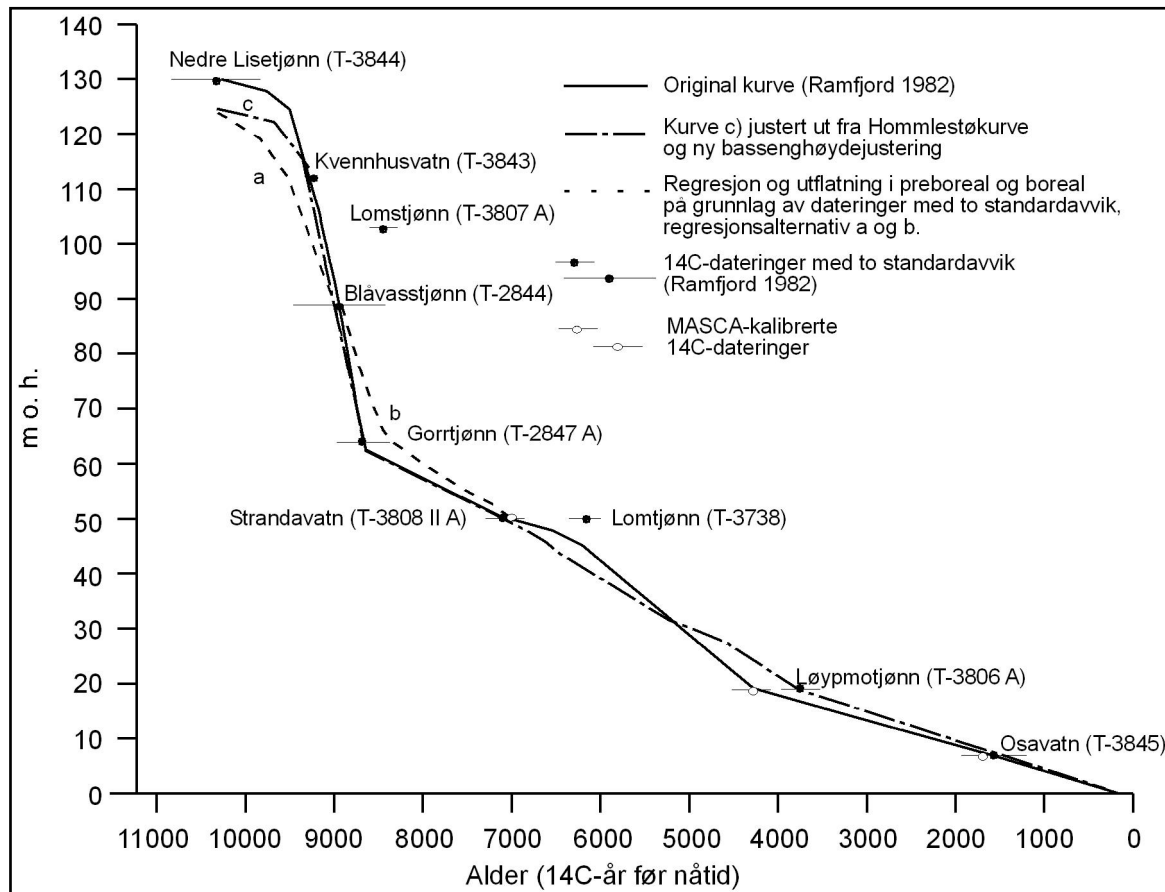
Nærøy ligger åtte mil sørvest for Hommelstø i Nord-Trøndelag nær grensen til Nordland (figur 1.1.). Ramfjord (1982) har laget en kurve over strandforskyvningen på Nærøy som strekker seg fra yngre dryas til nåtid. På dette grunnlag er Nærøykurven den geografisk nærmeste kurven i forhold til Hommelstø (figur 8.2.). Det antas derfor at strandforskyvningsforløpet på Nærøy er sammenlignbart med strandforskyvningen i Hommelstø. Ettersom Nærøy ligger sør for Hommelstø i lengderetningen til isobasene, er det imidlertid noe usikkert om isobasene mellom Nærøy og Hommelstø har vært parallelle gjennom yngre dryas og holosen. Dette tas det derfor forbehold om ved sammenligningen av Nærøy- og Hommelstøkurven.

Nærøykurven er utelukkende konstruert ut fra bassenganalyse. Bassengene som utgjør Nærøykurven ligger spredt like innenfor og utenfor yngre dryas ismarginen (Sollid og Sørbel 1975). Ut fra isobaseberegninger fra Trøndelag skal Nærøy ligge på ca. yngre dryasisobase 120 m o. h. med isobaseretning mellom N 30° Ø – N 35° Ø (Undås 1942; Sollid og Kjenstad 1980). Ramfjord har justert bassenghøydene ut fra en isobase (N 33° Ø) gjennom Lomtjønn, lokalisert rett innenfor yngre dryas-ismarginen (Ramfjord 1982; figur 1).

Dateringsgrunnlaget for kurven virker velbegrunnet da det er brukt diatomèer og alger for å bestemme isolasjonskontakten, og dateringene er sammenlignet med pollengrenser. Grunnlaget er imidlertid enkeltdateringer tatt på bulkprøver av gytje, og standardavvikene er relativt store. Mens den eldste delen av kurven er fremstilt i ¹⁴C-år, er den yngste delen trukket på grunnlag av MASCA-kalibrerte dateringer. Nærøykurven er derfor justert utelukkende på grunnlag av ¹⁴C-dateringer (figur 8.2.).

Yngre dryas

Det eldste og høyestliggende bassenget i Nærøykurven, Nedre Lisetjønn (123 m o. h.) er datert til 10340 ± 250 ¹⁴C-år før nåtid (T-3844) og justert til 130 m o. h. ut fra en yngre dryas strandlinjegradiant på ca. 1,5 m/km (Ramfjord 1982). Geomorfologiske undersøkelser indikerer imidlertid at marin grense og yngre dryasstrandlinjen ligger ca. 125 m o. h. på Nærøy (Ramfjord 1982). Yngre dryasstrandlinjen er dermed tilsynelatende plassert ca. fem meter for høyt i



Figur 8.2. Original (Ramfjord 1982) og justert strandforskyvningskurve fra Nærøy. Dateringene er plottet med to standardavvik. Original kurve er trukket innenfor ett standardavvik og med MASCA-kalibrerte dateringer i eldste del av kurven. Stiplet kurve a og b er alternative kurveforløp innenfor to standardavvik. Det er imidlertid nødvendig med flere undersøkelser for å bekrefte eller eventuelt avkreffe disse alternativene. Stiplet kurve-alternativ c) bygger i hovedsak på Ramfjords kurvetolkning men er kun trukket via ^{14}C -dateringer. Kurve-alternativ c) er også justert i forhold til Hommlestøkurven og bassenghøyden er rejustert for Nedre Lisetjønn i yngre dryas.

Nærøykurven i forhold til de geomorfologiske sporene. Dette kan indikere at strandlinjegradiënten er lavere enn 1,5 m/km for Nærøy og 120 m o. h. -isobasen ser ut til å ligge noe for langt øst. En sensitivitetstest viste imidlertid at ved å vri isobasen til 35° og redusere gradiënten til 1,1 m/km ble forskjellen i bassenghøyde redusert til +3 meter. Gradiënten ble valgt på grunnlag av en grov beregning utført av Rekstad (1922). Beregningen gav en yngre dryasgradiënt på ca. 1 m/km nord for Nærøy. Høyden for Nedre Lisetjønn ble dermed rejustert +3 meter til 126 m o. h. Bassenghøyden for Nedre Lisetjønn i Nærøykurven senkes derfor til 126 m o. h. (figur 8.2.).

Ramfjord har tolket en utflatning i yngre dryas, noe som indikerer en relativ stillstand i havnivå. Nærøy ligger imidlertid på en forholdsvis høy isobase, og strandforskyvningskurver sør for Nærøy på ca. samme isobasenivå viser ikke tilsvarende utflating (Kjemperud 1986; Svendsen og Mangerud 1987). Utflatning eller transgresjon i yngre dryas viser seg kun i de mest vestlige kurvene på lave isobaser i Sørnorge (Hafsten 1983; Anundsen 1985; Svendsen og Mangerud 1987). Vest for Svartisen (figur 1.1.) er det konstruert en kurve på yngre dryas-isobase 95 m o. h. som viser tydelig utflatning i løpet av yngre dryas (Rasmussen 1981; figur 13). Utflatningen er tolket inn på grunnlag av strandhakk i fast fjell. Tilsvarende strandhakk er observert langs hele kysten av Nordland (Rekstad 1922; Rasmussen 1981) (figur 8.1.). Strandhakkene i fast fjell definerer marin grense og i følge Rasmussen (1981) må dette bety at enten var det små forandringer i havnivå i løpet av yngre dryas eller at havnivået var transgressivt og dermed fulgte landhevingen. Ettersom marin grense ser ut til å sammenfalle med ismarginen for yngre dryas på Nærøy og strandhakk i fast fjell langs nordlandskysten, er det sannsynlig at det kan ha vært stillstand i havnivået på Nærøy i yngre dryas.

Rask regresjon i preboreal og tidlig boreal

Nærøykurven til Ramfjord (1982) viser en forsinkelse i den raske regresjonen i preboreal. Tre dateringer bekreftet med pollen dekker hele regresjonen og spesielt Kvenhusvatn (111 m o. h.) med isolasjonskontakt datert 9230 ± 130 (T-3843A), styrer en utflatning av kurven mot senpreboreal før regresjonen tiltar (figur 8.2.). Isolasjonskontaktene i de to yngre bassengene, Blåvasstjønn (92 m o. h.) datert 8950 ± 260 (T-2844) og Gorrstjønn (66 m o. h.) datert 8680 ± 150 (T-2847), har begge et pollenavtrykk fra boreal. En tilsvarende forsinkelse i preboreal er ikke observert andre steder i Norge (Anundsen 1985; Svendsen og Mangerud 1987). Det hender likevel at enkeltstående dateringer gir feil alder og at bassenget derfor kan ha blitt isolert tidligere i preboreal. Dette er imidlertid bare mulig å bekrefte eller avkrefte med flere undersøkelser. I figur 8.2. er dateringene som utgjør Nærøykurven konstruert med to standardavvik, og en alternativ regresjonskurve er trukket for eldste del av den raske regresjonen. Kurven er så styrt via eldste ende innenfor to standardavvik for dateringen fra Kvenhusvatn.

På den andre siden indikerer en eventuell stillstand i relativt yngre dryas-havnivå en tregere landheving fra Nærøy og nordover, enn i Sør-Norge på

tilsvarende isobasenivå. Det er sådan ikke utenkelig at hevingsforløpet i begynnelsen av preboreal kan ha tilsvarende treghet.

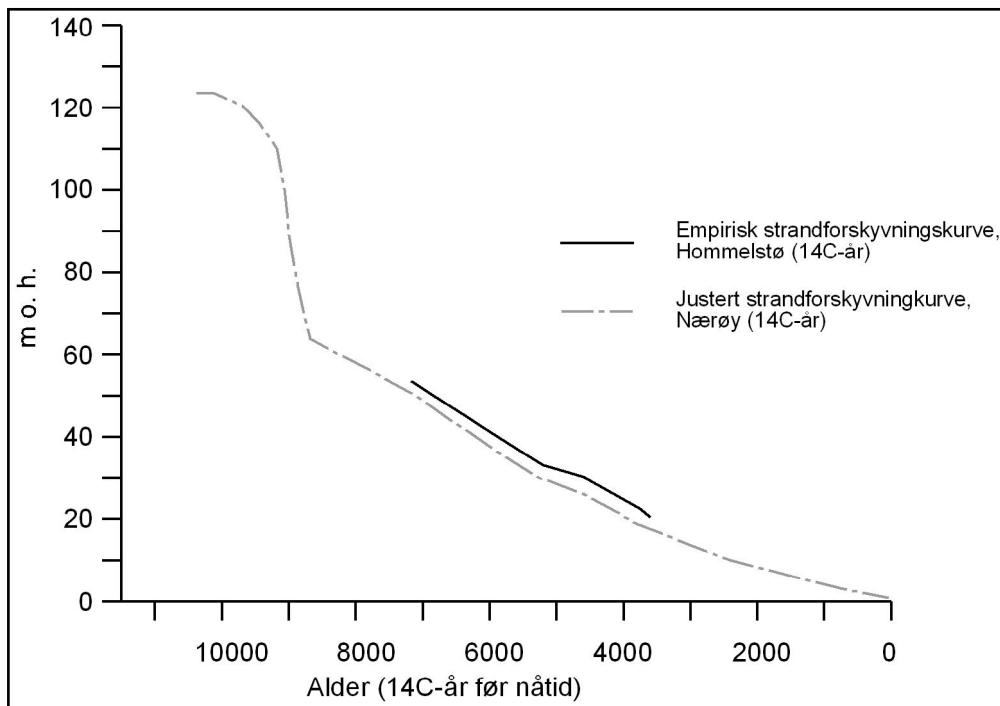
Utflatning i boreal

Nærøykurven viser en meget brå overgang fra den raske regresjonen til en nesten utflatning av kurven ca. 8600 ¹⁴C-år før nåtid. Ut fra dateringene med to standardavvik viser et alternativt kurveforløp b) en overgang fra den raske regresjonen til en mer jevn regresjon og gradvis utflatning (figur 8.2.). Kurven er styrt via den yngste enden av dateringen til Gorrstjønn.

Atlantikum til nåtid; sammenligning med kurven fra Hommelstø

Fra atlantikum frem til nåtid er Nærøykurven kun basert på tre MASCA-korrigerede dateringer (figur 8.2.). Store deler av kurven er dermed intrapolert og derfor relativt usikker. I motsetning er Hommelstøkurven basert på seks daterte isolasjonskontakter (figur 8.1.a). På grunn av den tette konsentrasjonen av dateringer, men også det lave standardavviket og den synkende alderen til bassengene i forventet rekkefølge, vurderes Hommelstøkurven til å være best dokumentert. Nærøy ligger imidlertid på en lavere isobase enn Hommelstø, men forskjellen i landhevingsraten har sannsynligvis ikke vært stor nok til at det kan observeres et forskjellig transgresjonsforløp i de to kurvene.

Ramfjord har tolket en utflating fra perioden ca. 8600 – 6500 ¹⁴C-år før nåtid. Etter det blir kurven brattere og viser frem til nåtid en jevn og utflatende regresjon. Begynnelsen av Hommelstøkurven (ca. 7000 - 3500 ¹⁴C-år før nåtid) viser imidlertid ingen relativ utflatning som kan tolkes til å representere slutten av tapestransgresjonen, men en jevn og relativt brattere regresjon (figur 8.1.). Utflatningen tolket til tapestransgresjonen på Nærøy er her retolket til å ende senest 7000 ¹⁴C-år før nåtid (figur 8.2.). Kurven er også tegnet med en relativ utflatning fra ca. 5200 – 4500 ¹⁴C-år, med forbehold om det kalibrerte kurveforløpet fra Hommelstø uten relativ utflatning (figur 8.1.). Justeringene av Nærøykurven avslører et meget likt regresjonsforløp i Hommelstø og på Nærøy (figur 8.3.).



Figur 8.3. Oversikt over justert strandforyskeyvningssurve fra Nærøy (kurve c) (figur 8.2.) og Hommelstøkurven. Konstruert på grunnlag av ^{14}C -dateringer.

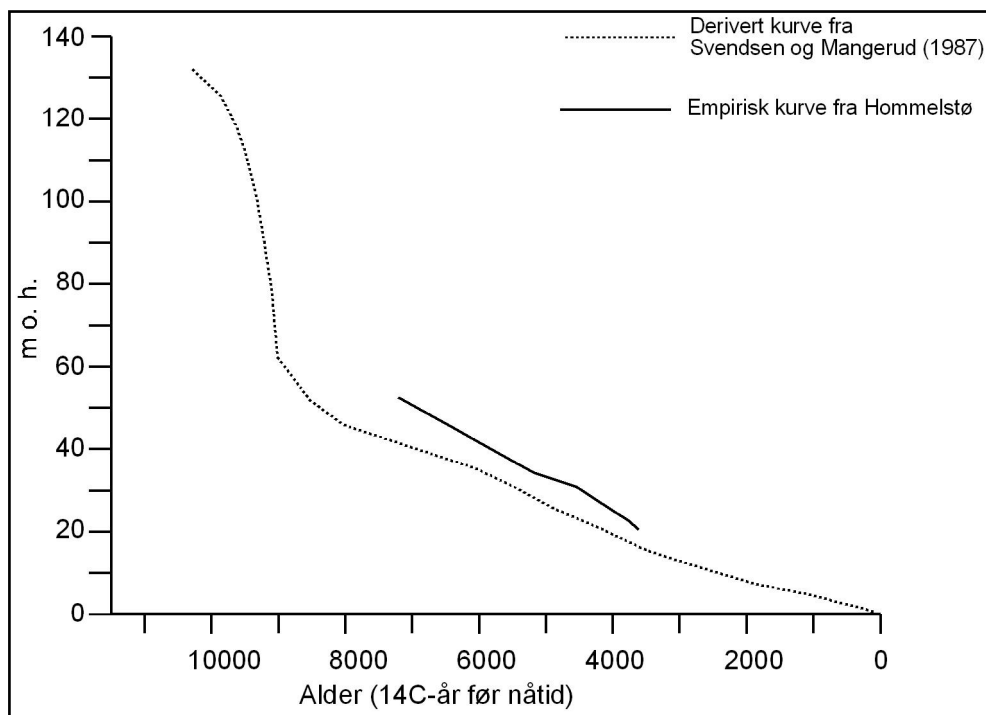
8.4. Sammenligning av strandforyskeyvningen i Hommelstø/Nærøy og Trøndelag

I Trøndelag har Kjemperud (1981, 1986) konstruert strandforyskeyvningsskurver fra Frosta, Bjugn, Hitra og Frøya, mens Sveian og Olsen (1984) har konstruert en kurve fra Verdalsøra. Med utgangspunkt i Kjemperuds kurver og kurver fra Sunnmøre, har Svendsen og Mangerud (1987) konstruert et sammensatt strandforyskeyvningssdiagram for senweichsel og holosen.

8.4.1. Sammenligning av Hommelstø- og Nærøykurven med strandforyskeyvningssdiagram fra Trøndelag og Møre

Strandforyskeyvningssdiagrammet til Svendsen og Mangerud (1987) er grundig sensitivitetstestet. Deriverte kurver fra diagrammet sammenfaller meget bra med empiriske kurver, både kurvene som danner grunnlaget for diagrammet og uavhengige strandforyskeyvningssdata fra Trøndelag og Møre, blant annet Verdalsørakurven (Sveian og Olsen 1984). Diagrammet er imidlertid også testet mot

data nord og sør for undersøkelsesområdet, deriblant Ramfjords kurve fra Nærøy (Svendsen og Mangerud 1987). Det er avdekket et misforhold mellom den deriverte kurven fra diagrammet og den empiriske Nærøykurven. I motsetning til den deriverte kurven, har Nærøykurven utflatning i yngre dryas, forsinket regresjon i preboreal, mindre gjennomsnittelig landheving i løpet av den raske, preboreale regresjonen, men raskere regresjon i holosen. Et tilsvarende misforhold i holosen med en høyere og brattere kurve, er det også mellom Hommelstøkurven og en derivert kurve (derivert fra punktet yngre dryas isobase ca. 135 m o. h. treffer strandforskyvningsdiagrammet) (figur 8.4.). Regresjonen forløper også forskjellig da den deriverte kurven viser tendens til utflatning i regresjonen fra ca. 9000 – 6000 ^{14}C -år før nåtid - i motsetning til Hommelstøkurven.

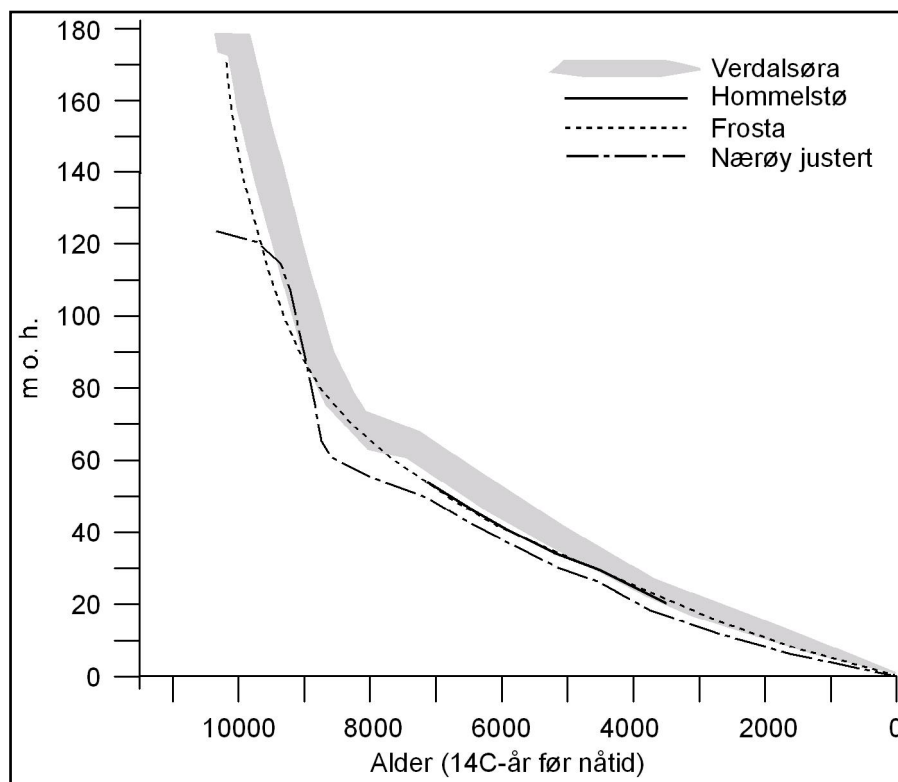


Figur 8.4. Derivert kurve fra strandforskyvningsdiagram fra Trøndelag og Møre ved yngre dryasisobase ca. 135 m o. h. (Svendsen og Mangerud 1987) og Hommelstøkurven i ^{14}C -år før nåtid. Hommelstø ligger på ca. yngre dryasisobase 135 m o. h. (Rekstad 1922; Sørensen *et al.* 1987).

8.4.2. Sammenligning med strandforskyvningskurver fra Frosta og Verdalsøra

Fra Frosta (Kjemperud 1981) og Verdalsøra (Sveian og Olsen 1984) (figur 1.1.) er det konstruert strandforskyvningskurver som viser seg å ha liknende regresjonsforløp som Hommelstø og Nærøy gjennom holosen (figur 8.5.). I følge et isobasesett fra yngre dryas ligger imidlertid kurvene fra Frosta og Verdalsøra på ca. isobase 170 og 180 m o. h., mens Nærøy og Hommelstø ligger på ca. isobase 124 og 135 m o. h. (Sørensen *et al* 1987) (figur 8.6.).

De sørlige kurvene har imidlertid et noe forskjellig kurveforløp innbyrdes. Frosta viser en kontinuerlig og jevnt utflatende regresjon fra yngre dryas til nåtid uten spor etter tapestransgresjonen. Verdalsørakurven viser en utflatning fra ca. 7000 – 8000 ¹⁴C-år før nåtid, tolket til å være tapestransgresjonen (figur 8.5.). Denne utflatningen korresponderer også med et 67 – 70 m o. h. terrassenivå med



Figur 8.5. Sammenligning av justert kurve fra Nærøy (modifisert etter Ramfjord (1982)), Hommelstøkurven og kurve fra Frosta (Kjemperud 1981) og Verdalsøra (Sveian og Olsen 1984) sør i Nord-Trøndelag.

strandvoller i Verdalsøra korrelert til Tapes (Øyen 1932). Sveian og Olsen (1984) begrunner den jevne regresjonen i Frostakurven med at kurven kun er intrapolert i dette tidsintervallet og derfor ikke har fanget opp oppbremsingen av regresjonen. Dateringen som styrer utflatningen er imidlertid tatt fra en trestokk som kan ha blitt resedimentert fra et høyere nivå (Sveian og Olsen 1984). Til tross for fare for resedimentasjon indikerer likevel dateringen, og ikke minst terrasseflatene, at det er sannsynlig med utflatning på grunn av tilsvarende spor etter tapestransgresjon i Nærøykurven (figur 8.2.).

8.5. Isobaser

8.5.1. Yngre dryas isobaser

I Nordland er isobasene for yngre dryas relativt godt etablert (Rekstad 1922; Rasmussen 1981; Sørensen *et al.* 1987) (figur 8.6.). Ytterst på kysten var det isfritt i løpet av yngre dryas og langs hele kysten er det observert terrasser og strandlinjer i fast fjell og løsmasser. Disse kan korreleres til et mer eller mindre sammenhengende morenebelte delvis datert og korrelert til yngre dryas-alder (Rekstad 1922; Rasmussen 1981; Andersen *et al.* 1979; Andersen *et al.* 1982).

8.5.2. Sammenligning av Nærøy- og Hommelstøkurvene med et sett med isobaser fra ca. 6500 ¹⁴C-år før nåtid

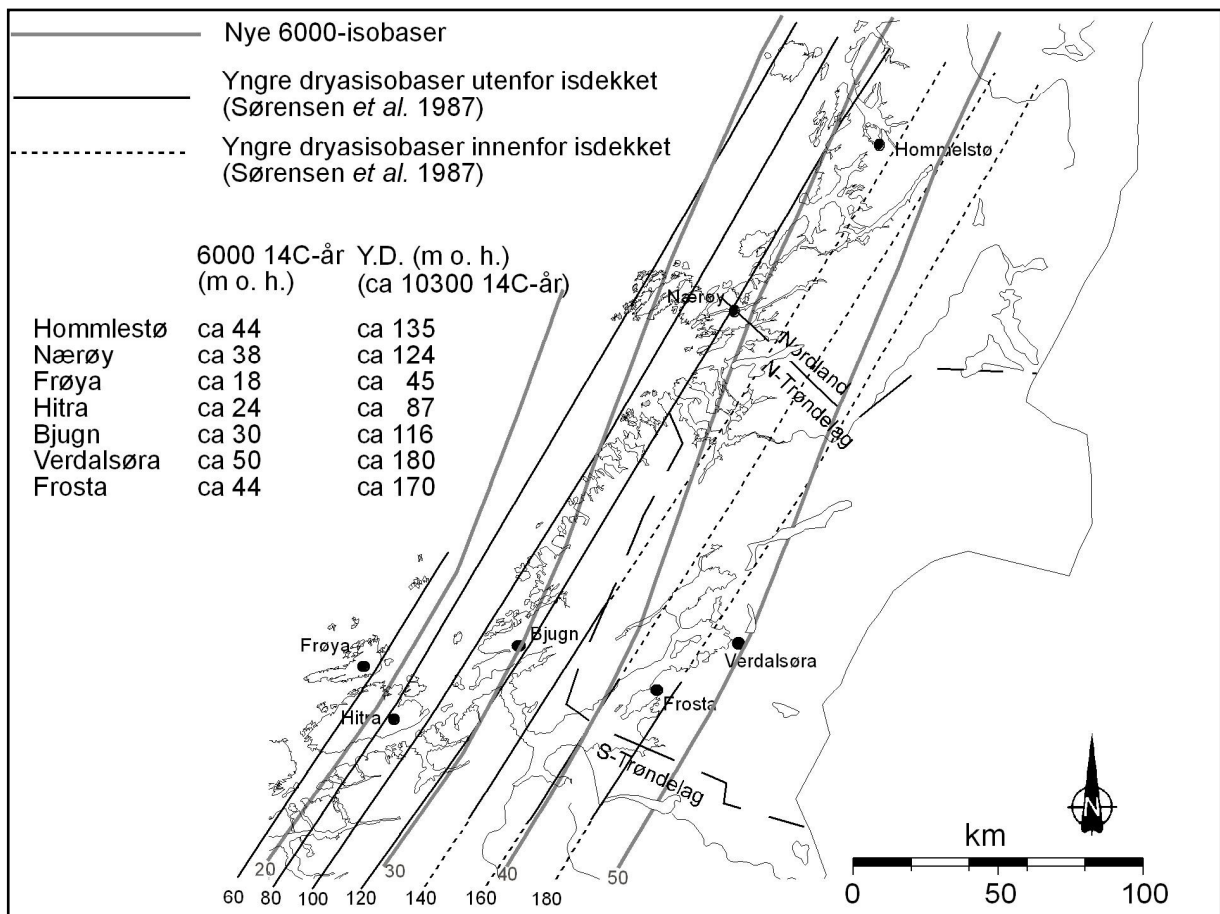
Et annet tydelig sett med strandlinjer i terrenget er terrasser og strandformer avsatt som et resultat av tapestransgresjonen (ca. 9000 - 6000 ¹⁴C-år før nåtid). De morfologiske strandformene ble helst dannet ved transgresjonens maksimum. Transgresjonen hadde imidlertid et asynkront maksimum som på grunn av skjev landheving intr traff tidligere, men med mindre amplitude lenger inn i landet.

Sørensen *et al.* (1987) har tegnet såkalte tapes-isobaser (ca. 6500 ¹⁴C-år før nåtid) for hele Norge (figur 8.7.). Etersom mesteparten av dataene de brukte var udaterte og tids-transgressive strandformer korrelert til tapes, må isobasene

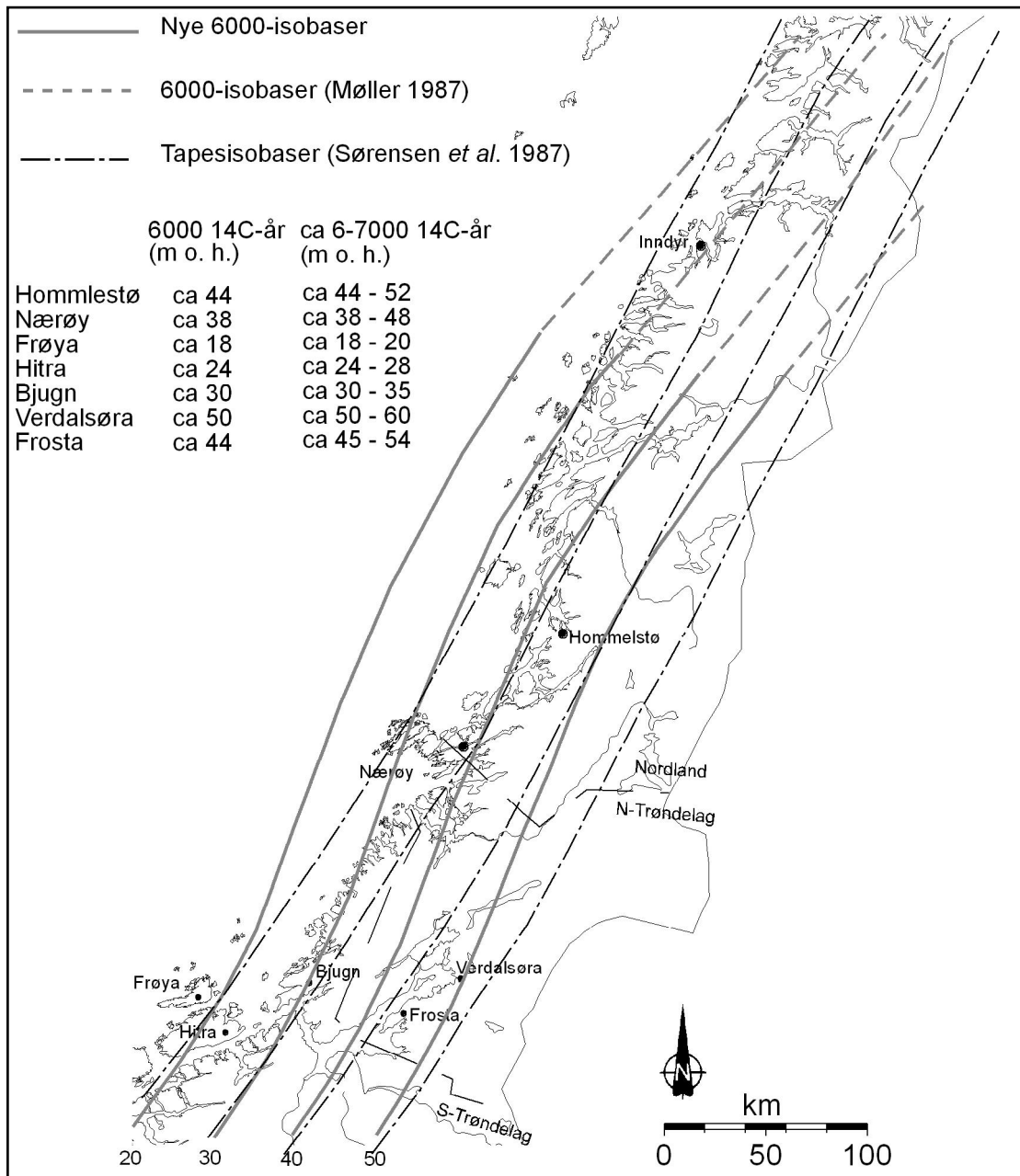
betegnes som meget usikre (Sørensen *pers. medd.*). Tapestransgresjonen var imidlertid på sitt høyeste ca. 7000 – 6000 ^{14}C -år før nåtid. De fleste av de morfologiske landformene langs kysten er avsatt i løpet av denne perioden. Som et middel kaller derfor Sørensen *et al.* (1987) tapesisobasene sine for 6500-strandlinjen.

Det finnes så godt som ingen daterte strandlinjer fra tapestransgresjonen sør i Nordland. Isobasene til Sørensen *et al.* (1987) ser derfor ut til å være trukket på grunnlag av terrasser og strandvoller langs kysten av Nordland (ca. 25–30 m o. h.), tolket av Rekstad og Vogt (1900) til å være avsatt under tapestransgresjonen.

I følge Sørensen *et al.* (1987) ligger Hommelstø og Nærøy på henholdsvis isobase 34 og 27 m o. h. (figur 8.7.). I Hommelstøkurven og Nærøykurven ligger imidlertid



Figur 8.6. Isobasekart med isobaser fra yngre dryas (Sørensen *et al.* 1987) og nye 6000 ^{14}C -års isobaser fra Trøndelag til Hommelstø i Nordland kun trukket på grunnlag av diverse strandforskyvningskurver (Kjemperud 1981; Ramfjord 1982; Sveian og Olsen 1984; Kjemperud 1986). Stiplede isobaser betyr at området lå under yngre dryas isdekket.



Figur 8.7. Tids-transgressive tapesisobaser fra Sørensen *et al.* (1987) hovedsakelig basert på udaterte terrasser og strandvoller korrelert til tapesetid (tapes maksimum ca. 7000 - 6000 ¹⁴C-år før nåtid i Trøndelag). Nytt isobasesett for 6000 ¹⁴C-år strandlinjen er kun trukket på grunnlag av diverse strandforskyvningskurver (Kjemperud 1981; Ramfjord 1982; Sveian og Olsen 1984; Kjemperud 1986). Nord for Hommelstø treffer det nye isobasesettet 6000 ¹⁴C-år-isobasene til Møller (Møller 1987).

7000 – 6000 strandlinjene høyere enn det isobasene til Sørensen *et al.* (1987) indikerer (ca. 42 – 52 m o. h. for Hommelstø og ca. 38 – 48 m o. h. for Nærøy) (figur 8.1. og figur 8.2.). Kurvene viser heller ingen tendens til utflatning i denne perioden. Er kurvene fra Nærøy og Hommelstø korrekte, indikerer dette raskere landheving i løpet av holosen enn det isobasene til Sørensen *et al.* (1987) viser. Samtidig indikerer det at terrassene ca. 25 – 30 m o. h. langs kysten av Nordland (Rekstad og Vogt 1900) kan ha blitt avsatt senere enn tapestransgresjonen.

8.5.3. Justering av isobasene for 6000 ¹⁴C-år strandlinjen mellom Sør-Trøndelag og Nord-Trøndelag/ Sør i Nordland

Nye isobaser er tegnet for 6000 ¹⁴C-år strandlinjen mellom Sør-Trøndelag og sørlige Nordland. Isobasene er utelukkende bygget på daterte strandforskyvningskurver og uten hensyn til udaterte og tids-transgressive, morfologiske terrasser (figur 8.7.). I Trøndelag har man imidlertid bedre kontroll på landhevingen og isobasene enn i Nordland. Isobasene har vist seg å være tilnærmet parallelle fra yngre dryas til nåtid mellom ca. N 30° Ø – N 35° Ø (Undås 1942; Sollid og Kjenstad 1980; Svendsen og Mangerud 1987; Sørensen *et al.* 1987) og tapestransgresjonen nådde sitt maksimum ca. 6000 ¹⁴C-år før nåtid ute ved kysten og ca. 8000 - 7000 ¹⁴C-år i innlandet.

For 6000 ¹⁴C-år strandlinjen er de nye isobasene fra Trøndelag trukket på grunnlag av de deriverte strandforskyvningskurvene fra Svendsen og Mangerud (1987) (figur 8.7.) (justerte versjoner av kurvene fra Frosta (Kjemperud 1981), Frøya, Hitra, Bjugn (Kjemperud 1986) og Verdalsøra (Sveian og Olsen 1984)). Videre har jeg trukket isobasene nordover via Nærøy og Hommelstø til isobasene treffer et isobasesett fra Nord-Norge (Møller 1987). Møllers isobasesett er tegnet med utgangspunkt i 6000 ¹⁴C-år strandlinjen (tapes-maksimum i Lofoten). Også dette isobasesettet avviker noe fra Sørensen *et al.* (1987).

Isobasene til Sørensen *et al.* (1987) er trukket med retning ca. N 33°Ø gjennom Sør-Trøndelag og opp til Nærøy. Fra Nærøy dreier isobasene nordover og fortsetter i retning ca. N 23°Ø. Eksempelvis blir da Nærøy og Bjugn liggende på samme isobase (ca. isobase 27 m o. h.). Siden 7000 – 6000 ¹⁴C-år før nåtid har imidlertid Bjugn steget ca. 35 – 30 m o. h. (Kjemperud 1986; Svendsen og Mangerud 1987) og Nærøy ca. 48 – 38 m o. h. og kan sådan ikke ligge på samme isobase. I

motsetning til isobasene til Sørensen *et al.* (1987) har jeg vridd isobasene nordover fra grensen mellom Sør- og Nord-Trøndelag. Mot Nærøy og Hommelstø blir retningen på isobasene ca. N 23°Ø – N 28°Ø. Videre nord for Hommelstø er isobasene intrapolert og dreiet mot nordøst til de treffer Møllers isobaser med retning ca. N 40°Ø.

Med en retning på ca. N 23°Ø i Nord-Trøndelag for 6000 ¹⁴C-år strandlinjen opphører isobasene å være parallelle med yngre dryas-isobasene, og i Nord-Trøndelag, mellom Nærøy og lokalitetene lenger sør, krysser 6000 ¹⁴C-år isobasene yngre dryas-isobasene.

Selv om det nye forslaget til isobaser sør i Nordland utelukkende er tegnet ut fra daterte kurver er det likevel inntil videre meget usikkert og bare en grov modell. Spesielt i Nord-Trøndelag og Nord for Hommelstø er isobasene kun intrapolert. I mangel på empiriske data er isobasene trukket tilnærmet parallelt i forhold til hverandre. I virkeligheten er dette en grov forenkling fordi lokale og regionale forskjeller i glasi- og hydroisostasi, geoideforandringer og neotektonisme gjør at isobaser sjeldent er parallelle over store avstander (Møller 1987).

Årsaken til forandringen i landhevingsforløpet mellom Trøndelag og Nordland er ukjent, og denne oppgaven tar heller ikke sikte på å løse problemet. Det må gjøres flere undersøkelser i Nordland og Trøndelag for å få en mer detaljert oversikt over landhevingsforløpet. Årsaken kan sannsynligvis være et komplekst forhold mellom variabler som forskjeller i isutbredelse, avsmeltingshistorie, istykkelse og isostatisk nedpressing samt fleksur i jordskorpen.

Kapittel 9 - Konklusjoner

Mulig Trænadjuptsunami?

- Verken i Hommelstø, på Kjerringøy eller Straumøya er det funnet avsetninger tolket til å være avsatt av en tsunami aktivert av Trænadjupraset datert til ca 4000 ¹⁴C-år før nåtid.
- Tre alternerende pulser med lamina av marin skjellsand, sneglehus, finsand og grovdetrisk gytje i isolasjonskontakten er beskrevet i Husvatn, Straumøya. Pulsene tynner ut innover i bassenget og skilles av laminert, svartbrun gytje. Pulsene er avsatt til forskjellig tid, sannsynligvis av stormbølger og/eller stormflo og kan derfor ikke knyttes til en eventuell Trænadjuptsunami.

Kartlegging av avsetninger fra Storeggatsunamien

- I fem av seks basseng i Hommelstø er det beskrevet sedimenter tolket til å være avsatt av Storeggatsunamien. Tolkingen er gjort på grunnlag av en sammenligning av sedimentene i Hommelstø og en tsunamifaciesmodell (Bondevik et al. 1997b) samt dateringer.
- I Hommelstø ligger alle bassengene under 7200 ¹⁴C-år havnivået. Trenden er tynnere og færre pulser av gradert og massiv skjellsand, og minerogen sand (facies 4 og 5) samt minking av organisk konglomerat (facies 6) jo dypere bassengene ligger under datidens havnivå.
- Det er ikke observert facies 7, 8 og 9, og i flere basseng ligger facies 4 og 5 direkte over hverandre. Facies 4 og 5 er også observert med mektigheter på ca 30 cm.

- I basseng under havnivå eroderte og avsatte Storeggatsunamien ofte uavhengig av terskelen og sådan tilsynelatende vilkårlig i bassenget.

Strandforskyvning sør i Nordland

- To strandforskyvningskurver, en i kalenderår og en i ^{14}C -år, er konstruert ut fra seks daterte isolasjonskontakter i Hommelstø. Kurvene dekker aldersintervallene ca. 8500 – 3700 kalenderår (ca. 7000 – 3500 ^{14}C -år før nåtid). Kurven viser en jevn regresjon med en mulig utflating mellom 5200 – 4500 ^{14}C -år før nåtid.
- Kurven fra Hommelstø og en justert kurve fra Nærøy, viser at den holosene regresjonen har vært raskere på Nærøy og sør i Nordland enn i områder på samme yngre dryas-isobase lenger sør i Nord- og Sør-Trøndelag. Innenfor aldersintervallet til Hommelstøkurven er det -i motsetning til lenger sør, ikke spor etter tapestransgresjon. Justert Nærøykurve viser en utflatning fra maksimum ca. 8600 - 7000 ^{14}C -år før nåtid.
- Hommelstø- og justert Nærøy-kurve viser tilnærmet likt regresjonsforløp i holosen som strandforskyvningskurver fra Frosta og Verdalsøra på yngre dryasisobase 170 og 180 m o. h.
- Et isobasesett for 6000 ^{14}C -år strandlinjen med retning ca. N 23°Ø-N 28°Ø fra grensen mellom Sør- og Nord-Trøndelag mot Nærøy og Hommelstø, er konstruert ut fra kurvene fra Nærøy og Hommelstø og deriverte kurver fra Svendsen og Mangeruds (1987) strandforskyvningsdiagram fra Trøndelag og Møre. Isobasesettet krysser etablerte yngre dryas-isobaser (ca. N 33°Ø) i Nord-Trøndelag.

Undersøking av isolasjonskontakten

- I Rødlimyra og Mølnvatn (Hommelstø) overlapper tre dateringer tatt under, i og over isolasjonskontakten. Det ble sådan ikke påvist hiatus i kontakten og det er likegyldig om det dateres under eller over isolasjonskontakten i forhold

til dateringspresisjonen i Hommelstø. Konklusjonen er imidlertid ikke entydig for isolasjonskontakter i alle typer basseng og områder.

Referanseliste

Andersen, B. G., Bøen, F., Rasmussen, A., Rokoengen, K. & Vallevik, P. N., 1982: The Tjøtta glacial event in southern Nordland, North Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* **(62)1**: 39-49.

Andersen, B. G., Bøen, F., Rasmussen, A. & Vallevik, P. N., 1979: The deglaciation between Skjerstadfjord and Svartisen, north Norway. *Boreas* **8**: 199-201.

Anundsen, K., 1985: Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift* **39**: 205-225.

Barnekow, L., Possnert, G. & Sandgren, P., 1998: AMS ¹⁴C chronologies of Holocene lake sediments in the Abisko area, Northern Sweden - a comparison between dated bulk sediments and macrofossil samples. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **120**: 59-67.

Bondevik, S., Mangerud, J., Dawson, S., Dawson, A. & Lohne, Ø., 2003: Record-breaking height for 8000-Year-Old tsunami in the North Atlantic. *EOS* **84**: 289-300.

Bondevik, S., Svendsen, J. I., Johnsen, G., Mangerud, J. & Kaland, P. E., 1997a: The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup. *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.

Bondevik, S., Svendsen, J. I. & Mangerud, J., 1998: Distinction between the Storegga tsunami and the Holocene marine transgression in coastal basin deposits of western Norway. *Journal of Quaternary Science* **13**: 529-537.

Bugge, T., Befring, S., Belderson, R. H., Eidvin, T., Jansen, E., Kenyon, N. H., Høltedahl, H. & Sejrup, H. P., 1987: A giant three-stage submarine slide off Norway. *Geo-Marine Letters* **7**: 191-198.

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.

Corner, G. D., Kolka, V. V., Yevzerov, V. Y. & Møller, J. J., 2001: Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia. *Global and Planetary Change* **31**: 155-177.

Corner, G. D., Yevzerov, V. Y., Kolka, V. V. & Møller, J. J., 1999: Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia. *Boreas* **28**: 146-166.

Dawson, A. G., Long, D. & Smith, D. E., 1988: The Storegga slides: evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology* **82**: 271-276.

Dawson, S. & Smith, D. E., 2000: The sedimentology of Middle Holocene tsunami facies in northern Sutherland, Scotland, UK. *Marine Geology* **170**: 69-79.

Grauert, M., Björck, S. & Bondevik, S., 2001: Storegga tsunami deposits in coastal lake on Suðuroy, the Faroe Islands. *Boreas* **30**: 263-271.

Grønlie, A., 1978: Litt fra Ranaregionen under og etter siste istid. In *Vårt verk*. Norsk Jernverk; 19-25.

Grønlie, O. T., 1951: On the rise of sea and land and the forming of strandflats on the west coast of Fennoscandia. *Norsk geologisk Tidsskrift* **29**: 26-63.

- Hafliðason, H., Sejrup, H. P., Bryn, P. & Lien, R., 2001: The Storegga Slide: Chronology and flow mechanism. *Journal of Conference Abstracts* **6**, s 740.
- Hafsten, U., 1983: Shore-level changes in South Norway during the last 13,000 years, traced by biostratigraphical methods and radiometric datings. *Norsk geografisk Tidsskrift* **37**: 63-79.
- Haugane, E., 1984: Stratigrafiske undersøkelser av kystnære basseng og strandforskyvning i Nord-Troms. Upublisert Cand. real. oppgave, Institutt for biologi og geologi: Universitetet i Tromsø, 212 s.
- Jansen, E., Befring, S., Bugge, T., Eidvin, T., Holtedahl, H. & Sejrup, H. P., 1987: Large submarine slides on the Norwegian continental margin: Sediments, transport and timing. *Marin Geology* **78**: 77-107.
- Jowsey, P. C., 1966: An improved peat sampler. *The New phytologist* **65**: 245-248.
- Kaland, P. E., 1984: Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. *Boreas* **13**: 203-242.
- Kjemperud, A., 1981: A shoreline displacement investigation from Frosta in Trondheimsfjorden, Nord-Trøndelag, Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* **61**: 1-15.
- Kjemperud, A., 1986: Late Weichselian and Holocen shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas* **15**: 61-82.
- 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 Palynologi* **53**: 185-231.
- Krzywinski, K. & Stabell, B., 1984: Late Weichselian sea level changes at Sotra, Hordaland, western Norway. *Boreas* **13**: 159-202.

Laberg, J. S. & Vorren, T. O., 2000: The Trænadjupet Slide, offshore Norway-morphology, evacuation and triggering mechanisms. *Marine Geology* **171**: 95-114.

Laberg, J. S., Vorren, T. O., Mienert, J., Bryn, P. & Lien, R., 2002b: The Trænadjupet Slide: a large slope failure affecting the continental margin of Norway 4,000 years ago. *Geo-Marine Letters* **22**: 19-24.

Laberg, J. S., Vorren, T. O., Mienert, J., Evans, D., Lindberg, B., Ottesen, D., Kenyon, N. H. & Henriksen, S., 2002a: Late Quaternary paleoenvironment and chronology in the Trænadjupet Slide area offshore Norway. *Marine Geology* **188**: 35-60.

Lie, S. E., Stabell, B. & Mangerud, J., 1983: Diatom stratigraphy related to Late Weichselian sea-level changes in Sunnmøre, Western Norway. *Norges geologiske Undersøkelse* **380**: 203-219.

Lohne, Ø. 2000: Sen-weichsel og tidlig holosen strandforskyvning i Os-området, Hordaland. Upublisert Cand. scient. oppgave, Geologisk institutt: Universitetet i Bergen, 130 s.

Lyså, A., Sejrup, H. P., Aarseth, I.: The late glacial – Holocene seismic stratigraphy and sedimentary environment in Ranafjorden, northern Norway. *Marine Geology* (innsendt).

Møller, J. J., 1984: Holocene shore displacement at Nappstraumen, Lofoten, North Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* **64**: 1-5.

Møller, J. J., 1987: Shoreline relation and prehistoric settlement in northern Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift* **41**: 45-60.

Møller, J. J., & Holmeslet, B., 1997: Sealevel program.
<http://www.imv.uit.no/annet/sealev/download/s132.htm>.

- Møller, J. J. & Sollid, J. L., 1972: Deglaciation Chronology of Lofoten - Vesterålen - Ofoten, North Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift* **26**: 101-133.
- Ramfjord, H., 1982: On the Late Weichselian and Flandrian shoreline displacement in Nærøy, Nord-Trøndelag, Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* **62**: 191-205.
- Rasmussen, A., 1981: The deglaciation of the coastal area NW of Svartisen, northern Norway. *Norges geologiske Undersøkelse* **369**: 1-31.
- Rekstad, J., 1922: Norges hevnning efter istiden. *Norges geologiske Undersøkelse* **96**: 27 s.
- Rekstad, J. & Vogt, J. H. L., 1900: Søndre Helgeland. Søndre Helgelands kvartærgeologi. *Norges geologiske Undersøkelse* **29**: 50 s.
- Sollid, J. L. & Kjenstad, K., 1980: Hovedflaten (Yngre Dryas' havnivå) som basis for kvartær kronologi i Midt- Norge. Et metodeforsøk. *Norsk geografisk Tidsskrift* **34**: 93-96.
- Sollid, J. L. & Sørbel, L., 1975: Younger Dryas ice-marginal deposits in Trøndelag, central Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift* **34**: 1-9.
- Stabell, B., 1985: The development and succession of taxa within the diatom genus *Fragilaria* Lyngbye as a response to basin isolation from the sea. *Boreas* **14**: 273-286.
- Stuiver, M. & Reimer, P. J., 1993: Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. *Radiocarbon* **35**: 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. & Spurk, M., 1998: INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon* **40**: 1041-1083.
- Sveian, H. & Olsen, L., 1984: En strandforskyvningskurve fra Verdalsøra, Nord-Trøndelag. *Norsk geologisk Tidsskrift* **64**: 27-38.

Svendsen, J. I., 1985: Strandforskyvning på Sunnmøre. Bio- og litostratigrafiske undersøkelser på Gurskøy, Leinøy og Bergsøy. Upublisert Cand. real. Oppgave, Geologisk institutt: Universitetet i Bergen, 142 s.

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.

Svendsen, J. I. & Mangerud, J., 1990: Sea-level changes and pollen stratigraphy on the outer coast of Sunnmøre, western Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* **70**: 111-134.

Sørensen, R., Bakkelid, S. & Torp, B., 1987: Landheving, kartnr. 2.3.3. In *Nasjonalatlas for Norge*, Statens kartverk.

Tidevannstabeller, 2003: Tidevannstabeller for den norske kyst med Svalbard samt Dover, England. *Statens kartverk, Sjøkartverket* **66**.

Undås, I., 1942: On the late Quaternary history of Møre and Trøndelag (Norway). *Kongelige Norske Videnskabers Selskaps Skrifter* **2**: 1-92.

Wohlfarth, B., Skog, G., Possnert, G. & Holmquist, B., 1998: Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils. *Journal of Quaternary Science* **13**: 137-145.

Øyen, P. A., 1932: The Tapes-niveau and the Trivia-niveau in Trøndelag. Vitenskapelige akademiske avhandlinger utgitt av Det norske videnskaps-akademi i Oslo, I. Matem.-naturvid. **3**: 1-8.