

Sen-weichsel og tidlig holosen strandforysnyvning i Os-området, Hordaland

Cand. scient. oppgave i geologi
Studieretning kvartærgeologi

av

Øystein Lohne



Geologisk institutt
Universitetet i Bergen
Våren 2000

Forord

Foreliggende hovedoppgave er et resultat av mer eller mindre hard jobbing i en lærerik og faglig utviklende periode fra jeg ble tatt opp på hovedfag våren 1997. En stor takk rettes til mine veiledere Stein Bondevik, Hans Schrader og Jan Mangerud, som alltid har hatt tid til mine spørsmål og vist stor interesse for mitt arbeide. Deres veiledning har vært både konstruktiv og inspirerende. En spesiell takk rettes til Stein som har stått for mesteparten av veiledningen. Hans entusiasme og faglige oppdatering har resultert i en oppgave som for meg har vært både spennende og givende. Spesielt godt minnes mange trivelige dager under feltarbeidet, hovedsakelig utført sammen med Stein.

Jan takkes for deltagelsen på QUEEN-konferansen i Øystese 1999. ESSO-fondet finansierte deler av deltagelsen på en ekskursjon langs Salpausselkä-morenene i Finland våren 1999.

Jeg vil i tillegg takke følgende personer for store og små bidrag til oppgaven:

Hilary Birks har identifisert terrestriske makrofossiler; Anne Bjune har utført pollenanalysene; Stein Kjetil Helle og Hannelore Håkansson har velvillig svart på spørsmål vedrørende diatomèanalysen; Frank Hauge har utført analyse av magnetisk susceptibilitet; Oddmund Soldal har foretatt georaderundersøkelser; Stig Monsen har utført glødetapsanalyser.

Videre vil jeg også takke Pappa, Herbjørn og Anne Birgitte for hjelp under deler av feltarbeidet, Anne Birgitte, Herbjørn og Kjetil for korrekturlesning i den hektiske slutfasen, og min familie for generell støtte gjennom hele studietiden. Sist, men ikke minst fortjener Anne Birgitte en stor takk for god tålmodighet.

Bergen, mars 2000



Øystein Lohne

ABSTRACT

Late Weichselian and Early Holocene relative sea-level changes in four isolation basins in the Os area, Hordaland (Western Norway) were studied using both bio- and lithostratigraphical methods. Isolation and ingression contacts were identified in the cores by means of diatom floral analysis and they were used to construct a relative sea-level curve for the Os area. The chronology at the key locality Langevatnet, is established in calendar years by wiggle matching of 9 ^{14}C -dates. In the other basins calibrated ^{14}C -dates and correlation of the *Betula* rise and the Vedde Ash with Langevatnet, were used to obtain calendar year ages. The result is the most precisely dated sea-level curve documenting the Younger Dryas transgression in Western Norway.

The sea-level curve from the Os area indicates a relative high sea-level just after the deglaciation followed by a relative sea-level fall to a regression minimum during the Bølling-Allerød. The regression minimum is less than 11,5 meters below the following Younger Dryas transgression maximum defining the marine limit for the area, and limits the amplitude of the Younger Dryas transgression to a maximum 11,5 meter. A transgression pattern with two phases of rapid sea-level rise during the Early and Late Younger Dryas, separated by a phase with only a moderate rise, is revealed by the sea-level curve. The transgression maximum was reached in the very Late Younger Dryas, and it lasted in to the Holocene. The major postglacial regression started after the *Betula* rise, ca. 150 years after the Younger Dryas-Holocene boundary. This sea-level pattern indicates an Early Younger Dryas ice advance, followed by a more stable ice front, until the glacier advanced to its maximum position at the Herdla Moraine in the very Late Younger Dryas.

This study indicates an age of 14.800-14.400 cal. yr. B. P. for the deglaciation in the Os area; an age that may be valid also for the coast west of Bergen. This age is compatible with the ice advances suggested during the Older Dryas (about 12.200 ^{14}C B. P.), documented by the Ulvøy Till on Blomøy.

Innholdsfortegnelse

Kapittel 1 Innledning	1
1.1 Bakgrunn og målsetting.....	1
1.2 Tidligere strandforskyvningsundersøkelser.....	2
1.3 Sen-weichsel brefluktasjoner i Hordaland.....	4
Kapittel 2 Områdebeskrivelse.....	7
2.1 Berggrunn.....	7
2.2 Yngre dryas på Ulven/Os.....	7
2.3 Løsmasser.....	12
2.4 Tidevann.....	12
Kapittel 3 Metoder	15
3.1 Generell metodebeskrivelse.....	15
3.2 Isolasjons- og ingresjonskontakter.....	15
3.3 Feltmetoder.....	20
3.4 Sedimentanalyser og grafisk fremstilling.....	21
3.5 Diatomè- og pollenanalyse.....	23
3.6 ¹⁴ C-dateringer, kurvetilpasning (wiggles matching) og kronologi.....	25
Kapittel 4 Langevatnet.....	29
4.1 Terskel.....	29
4.2 Lito- og bassengstratigrafi.....	31
4.3 Diatomè stratigrafi.....	39
4.4 Sedimentasjonsmiljø.....	42
4.5 Dateringer.....	46
4.6 Kurvetilpasning (wiggles matching).....	48
4.7 Pollenanalyse og alder av <i>Betula</i> -oppgangen.....	56

Kapittel 5 Grindavoll	59
5.1 Terskel og bassengbatymetri	59
5.2 Lito- og bassengstratigrafi	61
5.3 Diatomèstratigrafi	70
5.4 Sedimentasjonsmiljø	72
5.5 Isolasjonsmodeller og Grindavoll bassenget	74
5.6 Dateringer og aldersbestemmelse	76
Kapittel 6 Lysøyvatnet	83
6.1 Litostratigrafi	83
6.2 Diatomèstratigrafi	86
6.3 Sedimentasjonsmiljø	88
6.4 Datering	89
Kapittel 7 Stølsmyra	93
7.1 Stratigrafi og sedimentasjonsmiljø	95
Kapittel 8 Strandforskyvning i Os-området	99
8.1 Justering av bassenghøyder	99
8.2 Strandforskyvningskurven fra Os-området (figur 8.2)	101
Kapittel 9 Isavsmelting og strandforskyvning i Bergensområdet	105
9.1 Isavsmelting i Bergensområdet	105
9.2 Sotrakurven i kalenderår (figur 9.2)	109
9.3 Strandforskyvning og strandlinjer i Bergensområdet	113
9.4 Yngre dryas transgresjon og brefremstøt	119
Kapittel 10 Konklusjoner	121

Referanseliste.....123

Appendiks og vedlegg.....i

Appendiks A	Kjerneoversikt	ii
Appendiks B	Artsliste for diatomèanalysen	iii
Appendiks C	Beskrivelse av <i>Cyclotella sp. 1, 2 og 3</i>	x

Vedlegg 1	Diatomèdiagram fra Langevatnet (505-02), forenklet analyse	
Vedlegg 2	Diatomèdiagram fra Langevatnet (505-02), forundersøkelse for vedl. 1	
Vedlegg 3	Pollendiagram fra Langevatnet (505-02)	
Vedlegg 4	Diatomèdiagram fra Grindavoll (505-16)	
Vedlegg 5	Pollendiagram fra Grindavoll (505-16)	
Vedlegg 6	Diatomèdiagram fra Lysøyvatnet (505-12)	

Kapittel 1 Innledning

Funn av marine fossiler og sedimenter i ukonsoliderte avsetninger, høyt over dagens havnivå, har nok forundret mange opp gjennom tidene. Etterhvert som den geologiske forståelsen er økt, og det etterhvert også ble mulig å tidfeste de marine sedimentene, har man funnet en forklaring for de høye marine nivåene. Omkring århundreskiftet forstod man at de sen- og postglasiale havnivåforandringene skyldes en kombinasjon av glasi-isostatisk landhevning og eustatisk havnivåhevning. Begge prosessene er et resultat av avsmeltingen av siste istids isdekker. Det er nå etablert sen- og postglasiale strandforskyvningskurver for de fleste områdene i Nord-Europa. På ytre deler av Vestlandet viser disse kurvene en markert transgresjon i yngre dryas kronosone. Det er i hovedsak denne transgresjonen jeg har studert, og den blir heretter omtalt ”yngre dryas transgresjonen”, som anbefalt av Anundsen (1985).

1.1 Bakgrunn og målsetting

Geologisk institutt ved Universitetet i Bergen fikk i 1996 tildelt et strategisk universitetsprogram fra Norges forskningsråd med tittelen: "Rapid sedimentation and high resolution stratigraphy: Processes and applications". Prosjektet ble avsluttet ved utgangen av 1999, og bestod av fire delprosjekt. Min hovedoppgave er knyttet til delprosjekt 3: "Glacial fluctuation and high resolution continental stratigraphy" ledet av Stein Bondevik og Jan Mangerud. Et av målene i prosjektet var å få en presis datering av bremaksimum i yngre dryas i Hordaland (figur 1.1), samt å undersøke forholdet mellom breframrykket og transgresjonen i yngre dryas. Når nådde breen sitt maksimum i forhold til havnivåstigningen, og hva er sammenhengen mellom disse to hendelsene? For å undersøke dette ble Ulvenområdet, vest i Os kommune, valgt.

Korrelasjonen mellom strandforskyvningen og breframrykket er problematisk å etablere, da det blant annet i overgangen mellom yngre dryas og holosen er tilstede

betydelige platå i forholdet mellom radiokarbonår og kalenderår (Ammann & Lotter 1989; Lotter 1991; Gulliksen *et al.* 1998). Jeg har derfor forsøkt å løse korrelasjonen ved å bruke tidssynkrone markører; Veddeaskelaget (Mangerud *et al.* 1984), som er funnet i alle de undersøkte bassengene, og oppgangen av *Betula* i pollendiagrammene ved inngangen til holosen. Videre er det datert en serie med prøver fra nøkkelbassenget Langevatnet som er "matchet" til kalibreringsdatasettet INTCAL98 (Stuiver *et al.* 1998).

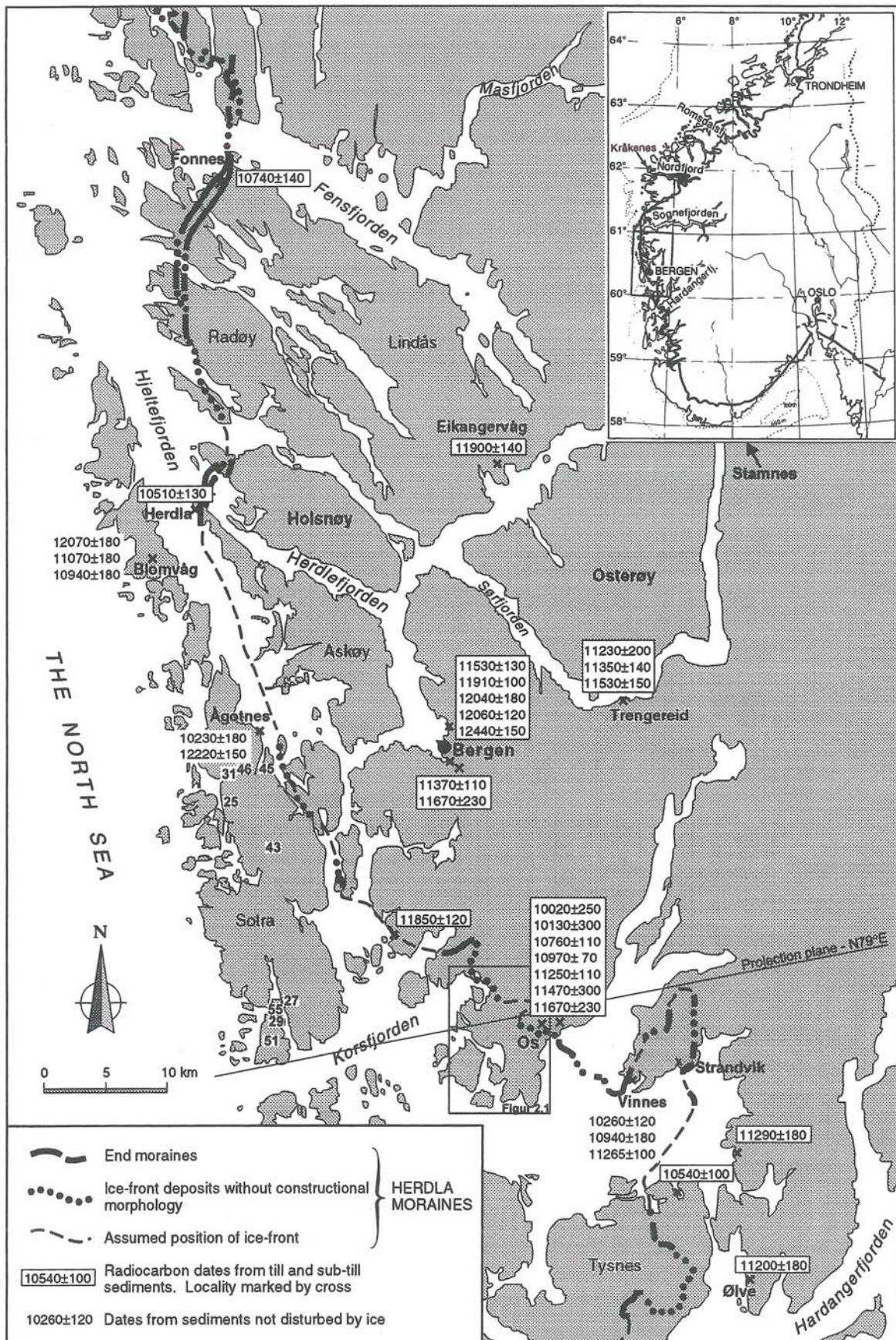
1.2 Tidligere strandforskyvningsundersøkelser

Undås (1945) publiserte det første strandlinjediagrammet fra Bergensområdet. Dette diagrammet er basert på hevede marine terrasser, strandvoller og funn av marint transportert pimpstein, men korrelasjonene mellom de ulike havnivåindikatorerne er ikke datert og dermed noe usikre. Undås sitt diagram er i så måte usikkert.

En transgresjon i sen-glacial tid er beskrevet av Fægri (1940). Han er den første som beskrev denne transgresjonen som senere er funnet i mange undersøkelser fra Jæren i sør til Sotra ved Bergen i nord (Fægri 1940; Fægri 1944; Anundsen 1978; Thomsen 1982; Krzywinski & Stabell 1984; Braaten & Hermansen 1985; Austad & Erichsen 1987; Kaland 1988; Prøsch-Danielsen 1993). Undersøkelsene viser noe avvik i forløp og særlig i tidsbestemmelsen av transgresjonen. Det synes likevel klart at transgresjonen kulminerer i yngre dryas. Nivåforskjellen fra regresjonsminimumet i allerød og til transgresjonstoppen i yngre dryas, varierer i de ulike undersøkelsene fra 7-15 meter.

Strandforskyvningskurven fra Sotra (Krzywinski & Stabell 1984) er den kurven som geografisk er lokalisert nærmest Os-området (figur 1.1). Ved utarbeidelsen av denne kurven ble hele 28 isolasjonsbasseng undersøkt. Det ble allikevel stilt spørsmål ved tolkningen som ble lagt til grunn for kurven, og både Svendsen (1985) og Anundsen

Figur 1.1 Kart over de ytre kyststrøk mellom Hardangerfjorden og Sognefjorden. Herdlamorenene av yngre dryas alder er indikert. Radiokarbondateringene oppgitt i bokser, er utført på materiale fra sediment under eller i morene, og gir maksimumsalder for breframrykket i yngre dryas. Dateringer som ikke er plassert i bokser, er utført på materiale som ikke er breforstyrret etter avsetningen, og gir en minimumsalder for isavsmeltingen på lokaliteten. Området som er dekket av figur 2.1 er angitt med en ramme. Basseng benyttet i strandforskyvningskurven fra Sotra (figur 9.2), er merket med bassengnummer (se tabell 9.2). Det angitte projeksjonsplanet er benyttet i strandlinjediagrammet i figur 9.3. Noe modifisert etter Andersen *et al.* (1995).



(1985) retolket materialet og utarbeidet nye kurver. Disse nye kurvene er noe forskjellig innbyrdes, men begge har form og tidsplassering som er mer identisk med andre kurver fra Sør-Vestlandet. I de korrigerede Sotrakurvene utgjør transgresjonen en havnivåstigning på 11,5-13 meter. Sotrakurven og dens retolknings vil bli diskutert senere i oppgaven (kapittel 9.2).

En sen- og postglasial strandforskyvningskurve fra Bømlo, ca. 65 km sør for Os, er utarbeidet av Kaland (1984). Denne er i den sen- og postglasiale delen hovedsakelig basert på Fægris (1944) materiale, og er her bare datert med pollenstratigrafi. Strandforskyvningsforløpet er således kun antydning (stiplet). Kaland (1984) har også utarbeidet en postglasial kurve fra Fonnes i Nordhordaland (figur 1.1).

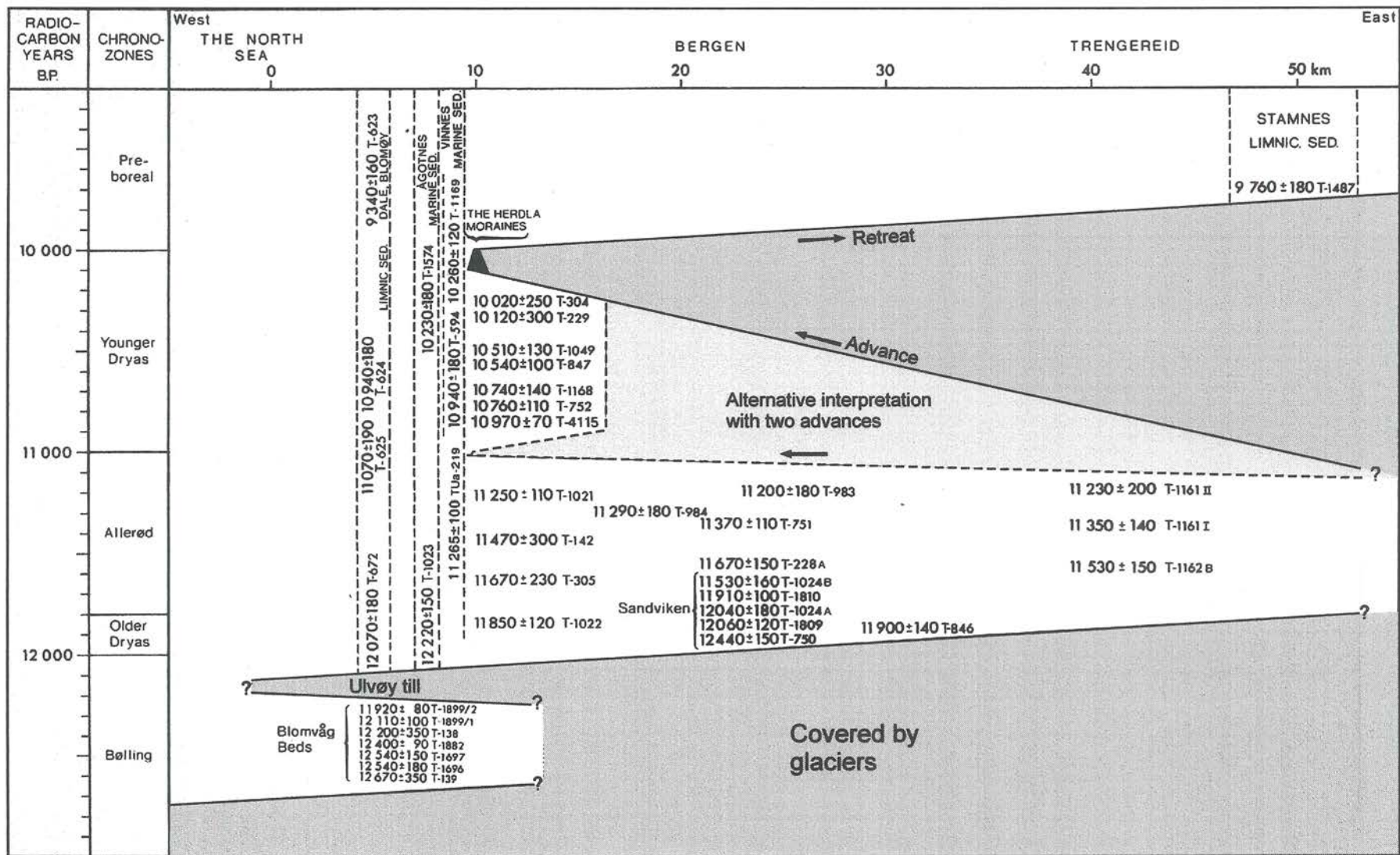
Fra Hordaland er det i tillegg også publisert en sen- og postglasial strandforskyvningskurve fra indre Hardangerfjorden (Helle *et al.* 1997). Denne er derimot basert på meget diskuterte kronologiske tolkninger, og er i tillegg i konflikt med et betydelig brefremstøt, dokumentert i Hordaland sent i yngre dryas (Mangerud 2000). Jeg har derfor valgt å ikke benytte denne kurven i diskusjoner videre i oppgaven.

Aarseth & Mangerud (1974) og Anundsen (1985) har publisert isobasekart som dekker Os-området. Det er lagt til grunnlag en yngre dryas isobaseretning på henholdsvis N13°W (Aarseth & Mangerud 1974) og N11°W (Anundsen 1985). Denne isobaseretningen har i Bergensområdet trolig bare forandret seg ubetydelig, både igjennom sen- og postglasialen (12 000-10 000 ¹⁴C B.P.) (Anundsen 1985) og i holosen (Kaland 1984).

Ser vi bort fra Undås sitt tidlige usikre strandlinjediagram, er det publisert fire diagram fra midtre og nordlige Hordaland; ett sen- og postglasialt diagram publisert av Anundsen (1985) (figur 8.1), to diagram for tidlig holosen (Aa & Mangerud 1981; Hamborg 1983) og et strandlinjediagram for hele den holosene perioden (Kaland 1984) (figur 6.5).

1.3 Sen-weichsel brefluktasjoner i Hordaland

Isavsmeltingen i Norskerenna, rett vest for Vest-Norge, er datert til ca. 15 100 ¹⁴C B.P. (Sejrup *et al.* 1994). De vestligste delene av Hordaland ble trolig isfrie for første gang etter siste istids maksimum, ved ca. 12 700 ¹⁴C B.P. (Mangerud 1977). Den videre isavsmeltingen er karakterisert av ett eller to brefremstøt. Figur 1.2 gir en oppsummering



Figur 1.2 Tid-distansediagram over de sen-glasielle brefluktasjoner i Bergensområdet. Fra Andersen *et al.* (1995).

av disse fluktuasjonene. En omfattende beskrivelse av fluktuasjonene er gitt i Mangerud (1977) og i Andersen *et al.* (1995). Jeg vil her kommentere noen punkt.

Tidlig brefremstøt (Ulvøymorenen)

Et tidlig brefremstøt i Bergensområdet er dokumentert ved en lokalitet på Blomvåg i Øygarden (figur 1.1). Stratigrafien på lokaliteten består av skjellførende avsetninger overlatt av et diamikton tolket som basalmorene (Mangerud 1977). ¹⁴C-dateringer utført fra submorene avsetningene har aldere mellom 12 700 og 12 000 ¹⁴C B.P. Dette er i konflikt med andre dateringer fra flere lokaliteter i Bergensområdet som må ligge stratigrafisk over eller utenfor rekkevidden av et tidlig brefremstøt (figur 1.2). Som et kompromiss mellom de overlappende dateringene gir Mangerud (1977) brefremstøtet en alder på 12 300-12 200 ¹⁴C B.P. (figur 1.2). Det er likevel, på grunn av de overlappende dateringene, stilt spørsmål ved om diamiktonet på Blomvåg, virkelig er en morene (Fjeldskaar *et al.* 1981; Krzywinski & Stabell 1984; Anundsen 1985). Jeg vil forøvrig diskutere dette senere i oppgaven (kapittel 9.1).

Yngre dryas brefremstøt

Ved overgangen til allerød forbedret klimaet seg betraktelig i Skandinavia, og breen smeltet bort fra kysten av Hordaland. Isen smeltet tilbake minst 50 km fra kysten (Andersen *et al.* 1995), før den igjen beveget seg ut mot kysten i yngre dryas (figur 1.2). På Vestlandet nådde breen sin maksimale utbredelse, markert ved Herdlamoren (Aarseth & Mangerud 1974) (figur 1.1), sent i yngre dryas. Dette er blant annet bekreftet av en rekke submorene molluskdateringer fra Os-området (Holtedal 1964).

Isens posisjon ved maksimalutbredelsen må ha vært kortvarig. Dateringer av ikke-breforstyrret materialet fra Stamnes (Aa & Mangerud 1981) (figur 1.1) tilsier at breen har smeltet over 50 km inn fra kysten ved 9 760 ¹⁴C B.P. (figur 1.2). Effektiv kalving i fjordene er trolig årsaken til den raske tilbakesmeltingen (Aa & Mangerud 1981; Nesje & Dahl 1993).

Kapittel 2 Områdebeskrivelse

Isolasjonsbassengene benyttet i konstruksjonen av strandforskyvningskurven fra Os er lokalisert i den vestlige delen av Os kommune, Hordaland (figur 2.1).

2.1 Berggrunn

Berggrunnen i undersøkelsesområdet inngår i den ytre Bergensbue, og består hovedsakelig av ofiolitter, granitter og fyllitter (figur 2.2) (Reuch 1882; Kolderup & Kolderup 1940; Fossen & Ingdahl 1987; Ingdahl 1989). En detaljert beskrivelse av berggrunnen i Os-området er gitt av Ingdahl (1989) og Fossen & Ingdahl (1988).

Flere ^{14}C -dateringer utført på bulkprøver av lutløselig gytje fra Kloppamyra (figur 2.1 og 2.2), viser ut fra pollenanalyse og veddeasken, et betydelig avvik i form av for høy alder (Bondevik, pers medd. 1999). En mulig forklaring på dette kan være at Kloppamyra er lokalisert i berggrunnssone med fyllitt (Ulvengruppen) (figur 2.2). Denne fyllitten er av Ingdahl (1989) beskrevet med et høyt innhold av grafitt og karbonat, og dette har trolig ført til at betydelig mengder "gammelt" karbon er inkludert i dateringsprøvene, selv om dateringene er utført på den lutløselig fraksjonen. Kloppamyra er derimot ikke benyttet i strandforskyvningsundersøkelsen, og ingen av bassengene som inngår i denne, ligger i den aktuelle berggrunnssonen som har en relativt begrenset utbredelse (figur 2.2). Det er ikke observert lignende avvik i andre ^{14}C -dateringer fra Os-området, og dette er således trolig et problem tilknyttet denne berggrunnssonen og dette bassenget.

2.2 Yngre dryas på Ulven/Os

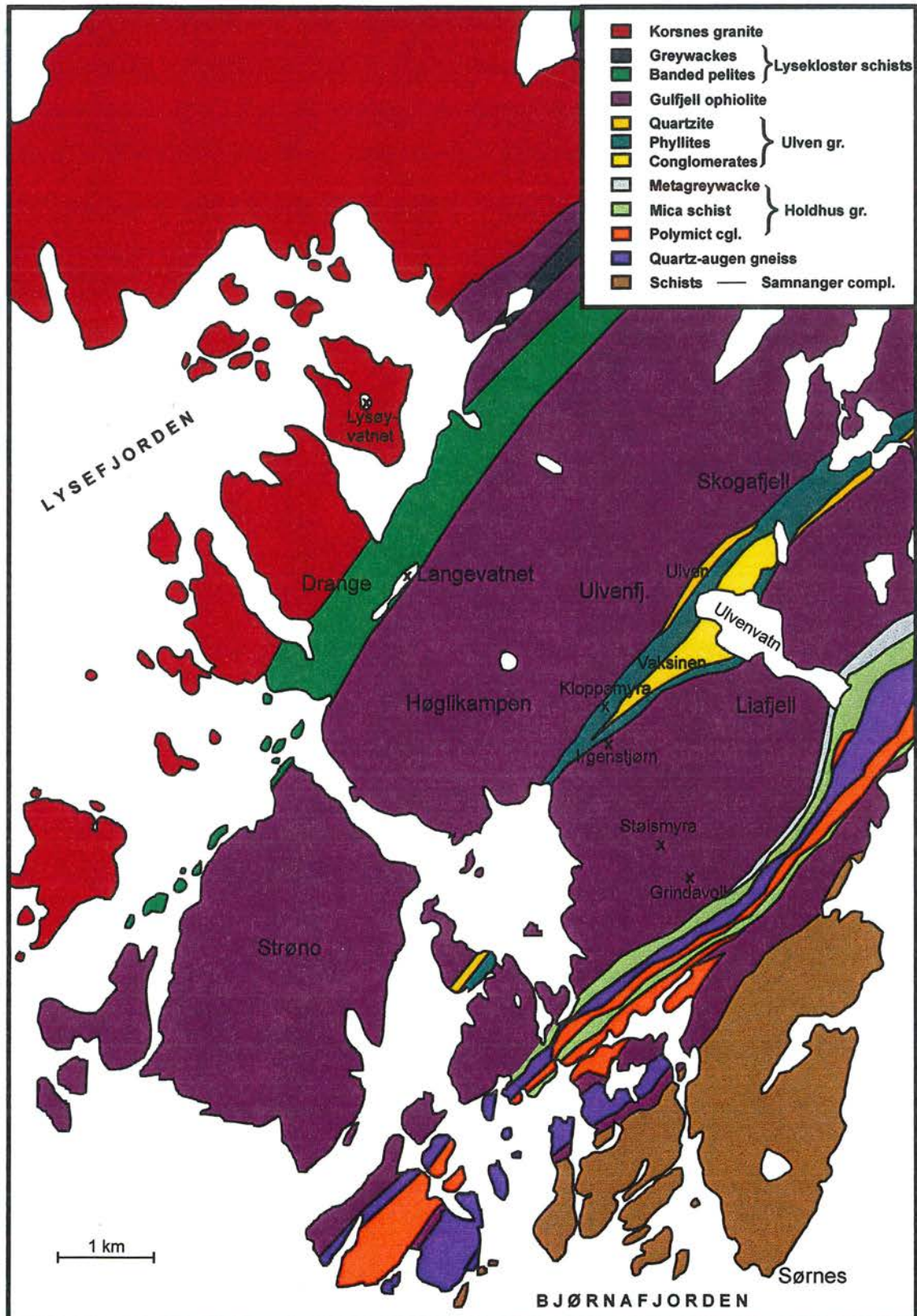
Aarseth & Mangerud (1974) har kartlagt Herdlamorenene ved tilnærmet sammenhengende submarine og terrestriske randavsetninger mellom Hardanger- og Sognefjorden (figur 1.1).



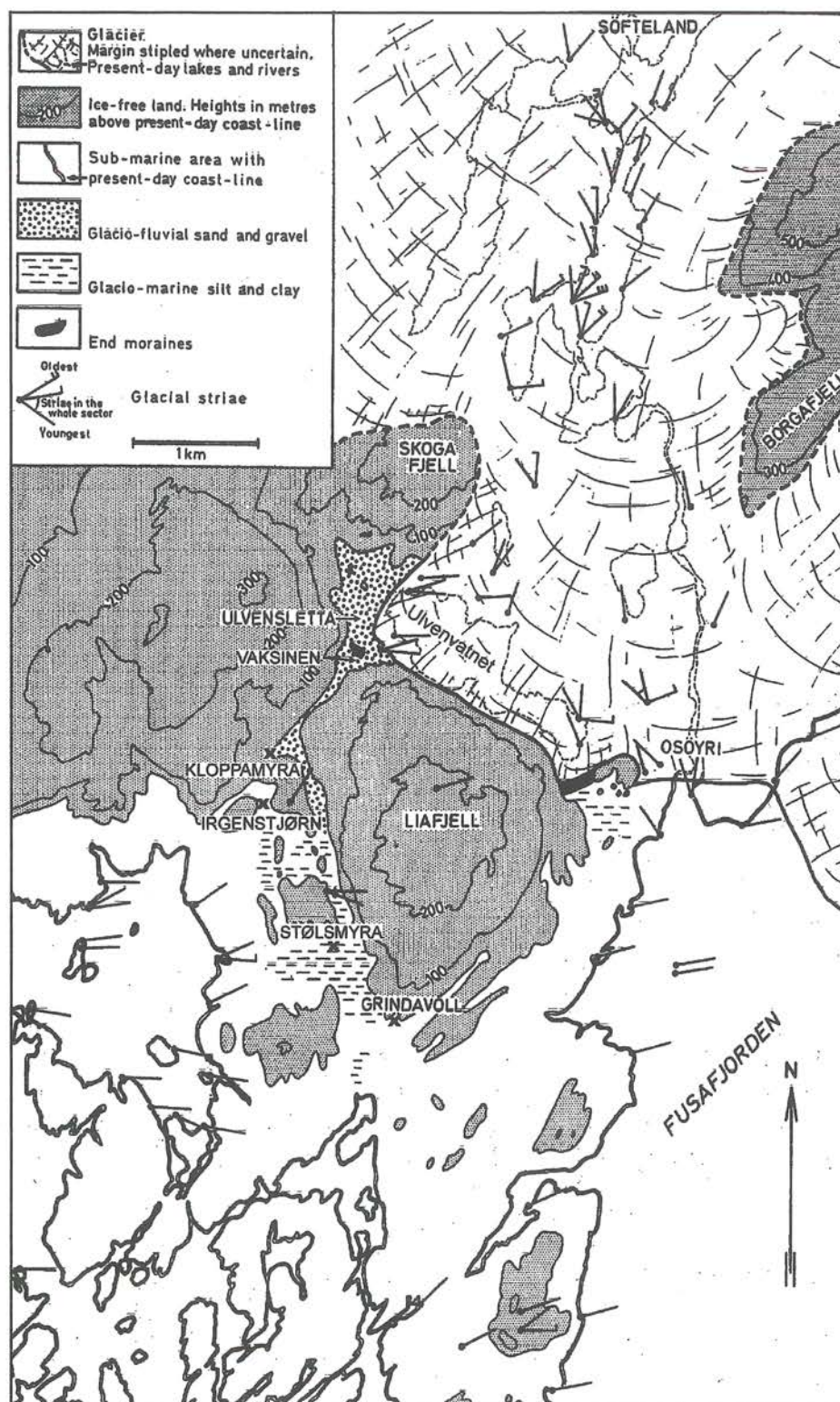
De submarine avsetningene i Fusafjorden er imidlertid ikke mulig å følge på land ved Os på nordsiden av fjorden. Mindre moreneavsetninger mellom Osøyro og sydenden av Ulvenvatnet angir likevel noenlunde brefrontens maksimale posisjon i yngre dryas (Sønstegaard 1974). Videre nordvestover har breen ligget inntil den nordøstlige side av Liafjell, den har hatt en nordøstlig kontakt mot Vaksinen-terrassen og en sørøstlig kontakt mot Ulvensletten (figur 2.3). Mellom Ulven og Lysefjorden er brefrontens yngre dryas posisjon ikke kjent i detalj, men har trolig lagt på øst og nord siden av Skogafjell (figur 2.3), og videre ned til den indre delen av Lysefjorden, hvor mindre moreneavsetninger angir noenlunde brefrontens posisjon (figur 1.1).

Rekonstruksjonen i figur 2.3 er basert på de mest tydelige iskontaktskråningene (figur 2.4) og morenene. Morenerygger utenfor denne linjen, blant annet på Vaksinen (figur 2.3), indikerer at breen har vært noe lenger sør og vest under sin absolutt maksimale utbredelse (Aarseth & Mangerud 1974). De store glasiale avsetningene ved Ulvensletten og Vaksinen er dannet under en situasjon som figur 2.3 skisserer. Før breen nådde denne posisjonen har smeltevannet med breslam drenert sørover mot Fusafjorden. Da breen nådde sitt maksimum ble denne passasjen stengt for smeltevann som drenerte ut ved Ulvensletten og vannet ble ledet ut gjennom skaret sørvestover fra Vaksinen (figur 2.4). Det groveste materialet ble da avsatt i deltaet ved Ulven, mens det mer finkornige breslammet ble ført med smeltevannet ut til de lavereliggende området rett vest av Liafjell. Denne sedimenttilførselen opphørte straks isen smeltet tilbake fra Ulven, og det igjen ble opprettet en åpen passasje på nordøstsiden av Liafjellet. Smeltevann med breslam drenerte da sørover mot Fusafjorden. De grunne marine områdene vest av Liafjell har da et klart sedimentologisk av/på signal: akkumulasjonen av silt startet da yngre dryas breen nådde sin maksimale posisjon, og opphørte straks isen begynte tilbakesmeltingen.

Figur 2.1 Kart over Os området, med lokaliteter nevnt i teksten indikert. Isobasen er plassert med utgangspunkt i Ulvensletten og representerer en 58 meters yngre dryas isobase, basert på en isobaseretning på N11°W (Anundsen 1985). Kartet er et utsnitt av M711-kartbladet Austevoll 1115 II, Statens kartverk. Dekningsområdet for utsnittet er vist i figur 1.1.



Figur 2.2 Berggrunnsgeologisk kart over Os-området. Kartet dekker tilsvarende området som figur 2.1, og er sammensatt av to berggrunnsgeologiske kart av den vestlige delen av den ytre bergensbue (Fossen & Ingdahl 1987; Ingdahl 1988). Lokalteter er avmerket med (X).



Figur 2.3 Paleogeografisk rekonstruksjon av området ved Ulvensletta fra siste delen yngre dryas. Lokalteter benyttet i oppgaven er avmerket. Noe modifisert fra Aarseth & Mangerud (1974).

2.3 Løsmasser

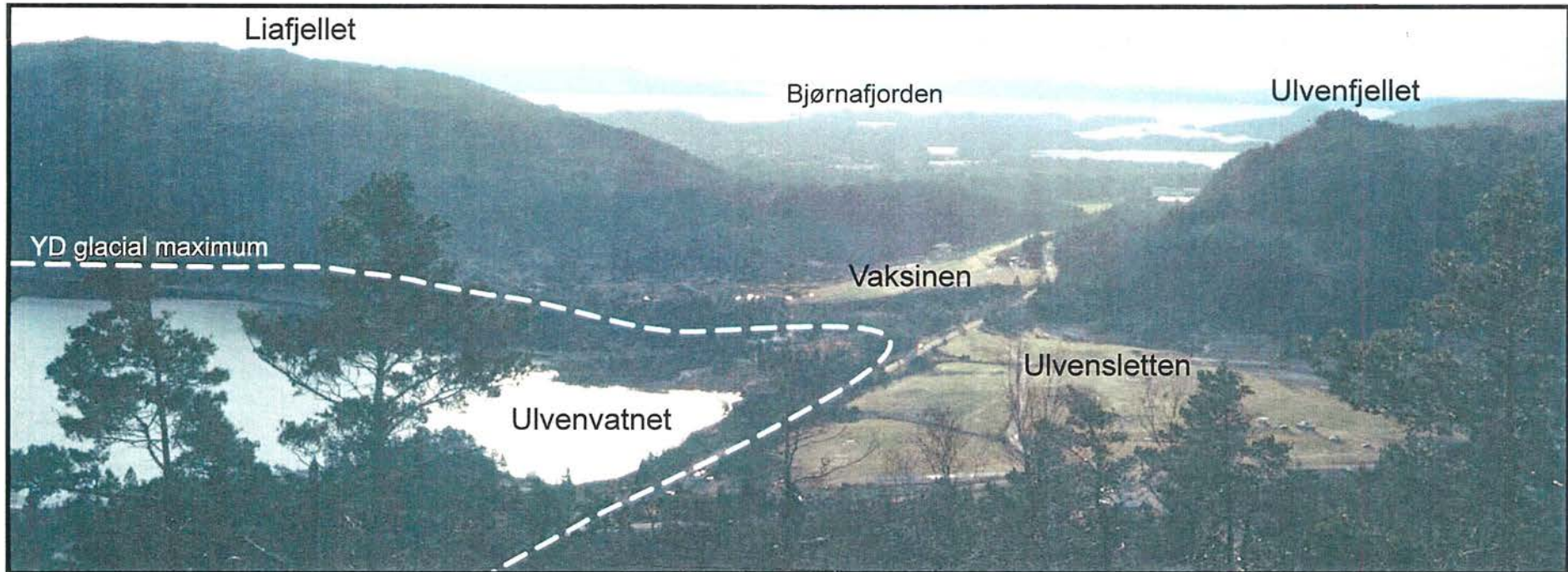
De kvartære avsetningene i Os-området er av betydelig størrelse sammenlignet med andre kystområder i Hordaland (Aarseth & Mangerud 1974). Løsmassene i området er undersøkt og beskrevet av flere, blant annet av Undås (1963), Aarseth & Mangerud (1974) og Sønstegaard (1974). Sønstegaard har kartlagt områdene fra Vaksinen/Ulven og østover i Os kommune. Det finnes derimot ikke kvartærgeologiske kart som dekker området vest av Vaksinen/Ulven.

Det store iskontaktdeltaet ved Vaksinen/Ulven er undersøkt i detalj av (Sønstegaard 1974), og av ham antatt til å være marin grense, nivellert til 58 m o.h. De to terrassene (figur 2.4) stammer fra samme iskontaktdelta, som senere er adskilt av bekkeerosjon (Sønstegaard 1974). Ved avsetningen av dette deltaet, ble, som tidligere nevnt, også store mengder finmateriale avsatt i områdene vest av Ulven og Liafjell. Denne glasimarine silten, avsatt i distalområdet for den glasifluviale Ulven-avsetningen, er i prosjektet uformelt kalt Ulvensilt. Silten har en blågrå farge, og er laminert med vekslende lamina av normalgradert sand/grov silt og finere silt. Ved områdene rundt Grindavoll (figur 2.3) er Ulvensilten bygget opp til marin grense, som av Aarseth & Mangerud (1974) er oppgitt til 57 m o.h.

Nord for Ulven, mot Lysefjorden (figur 2.1) finnes det bare mindre løsmasseavsetninger, og det er ikke funnet noen klare lateralmorener som kan knyttes til yngre dryas brefremstøtet (Aarseth & Mangerud 1974). En markert terrasse definerer marin grense i Nordviken innerst i Lysefjorden (figur 2.1), og denne er av Aarseth & Mangerud (1974) benyttet i konstruksjonen av isobasekartet.

2.4 Tidevann

Tidevannsforskjellene i Bergensområdet er relativt små. De astronomiske effektene gir tidevannsutslag på 85 cm, over og under middelvannstand (MSL) (Tidevannstabeller 1998). Meteorologiske effekter kan øke tidevannsutslagene med til sammen over en meter. De observerte ekstrem nivå fra Bergen er henholdsvis 149 og 131 cm over og under MSL (Tidevannstabeller 1998).



Figur 2.4 Oversiktsbilde over Ulvensletten/Vaksinen tatt fra Skogafjell (figur 2.4) i sørvestlig retning. Ved bremaksimumet i yngre dryas har smeltevann drenert ut over Vaksinen, og store mengder breslam er akkumulert i områdene vest for Vaksinen/Liafjell. Brefronten er plassert ut fra Aarseth & Mangerud (1974) og Sønstegaard (1974). Foto: S. Bondevik.

Kapittel 3 Metoder

3.1 Generell metodebeskrivelse

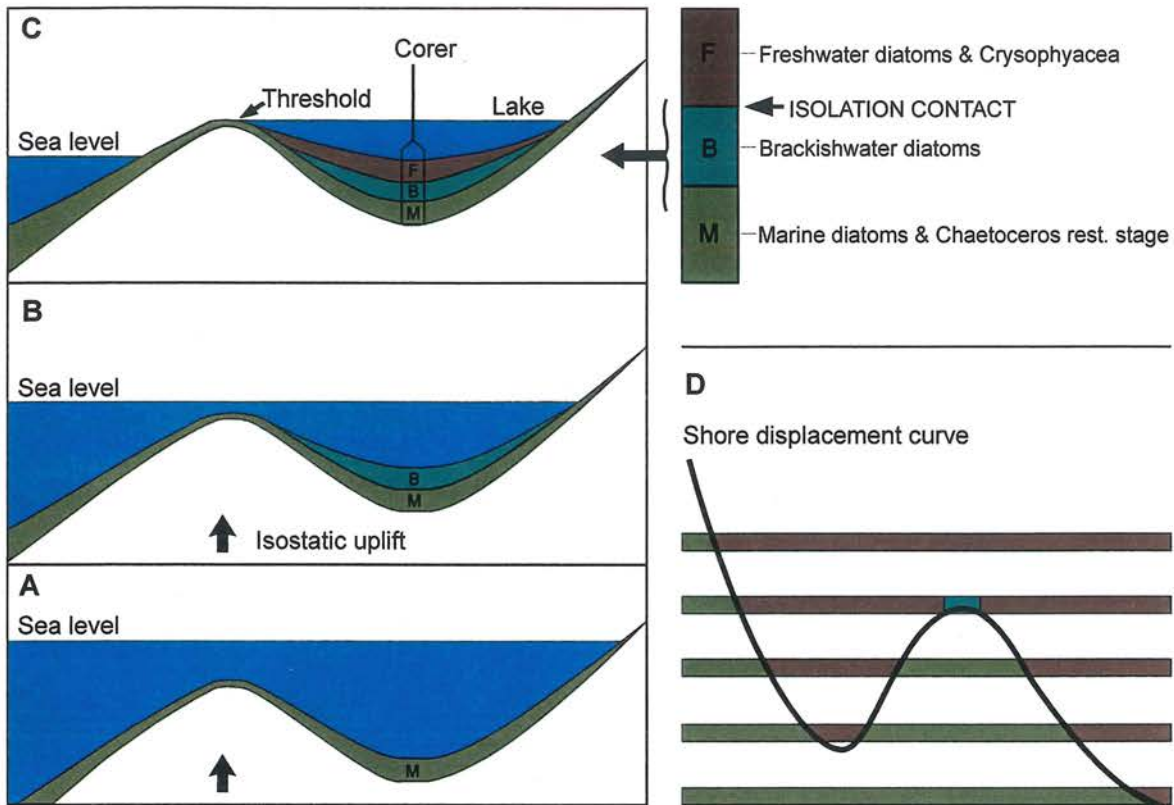
Bio- og litostratigrafiske undersøkelser av isolasjonsbassenger, med veldefinerte terskler, er kanskje den mest presise måten å kartlegge tidligere havnivåendringer på. Metoden er blant annet beskrevet av Hafsten (1983), Kjemperud (1981; 1986) og Svendsen & Mangerud (1987). Prinsippet er illustrert i figur 3.1.

Strandforskyvningskurvens oppløsning er avhengig av antall undersøkte bassenger og den vertikale fordelingen av disse. Skjev landhevning gjør det også viktig at avstanden mellom de undersøkte bassengene ikke blir for stor; ideelt bør bassengene ligge på samme isobase. Om nødvendig må terskelhøydene korrigeres for denne effekten, slik at bassengene blir sammenlignbare.

3.2 Isolasjons- og ingresjonskontakter

Isolasjonskontakten definerer horisonten i en stratigrafisk lagfølge som representerer tidspunktet der et basseng går fra et marint til et lakustrint miljø. Kontakten er vanligvis bestemt med diatomèanalyse, og representerer tidspunktet da den fotiske sonen i bassenget forandrer salinitet. Kjemperud (1986) kaller dette den *diatomologiske isolasjonskontakten*. Han beskriver også tre andre kontakter under en isolasjon (figur 3.2). Den *sedimentologiske isolasjonskontakten* dannes når tidevannets transportevne inn og ut av bassenget avtar på grunn av landhevningen, og den marine, minerogene sedimentasjonen opphører. Dette er ofte den første forandringen i bassengmiljøet ved en isolasjon.

Den *hydrologiske isolasjonskontakten* representerer horisonten i stratigrafien da marint vann ikke lengre trenger inn i bassenget (figur 3.2). Bassengets terskel er på det tidspunktet hevet over gjennomsnittlig høyvannsnivå. Marint vann kan i perioden etter den

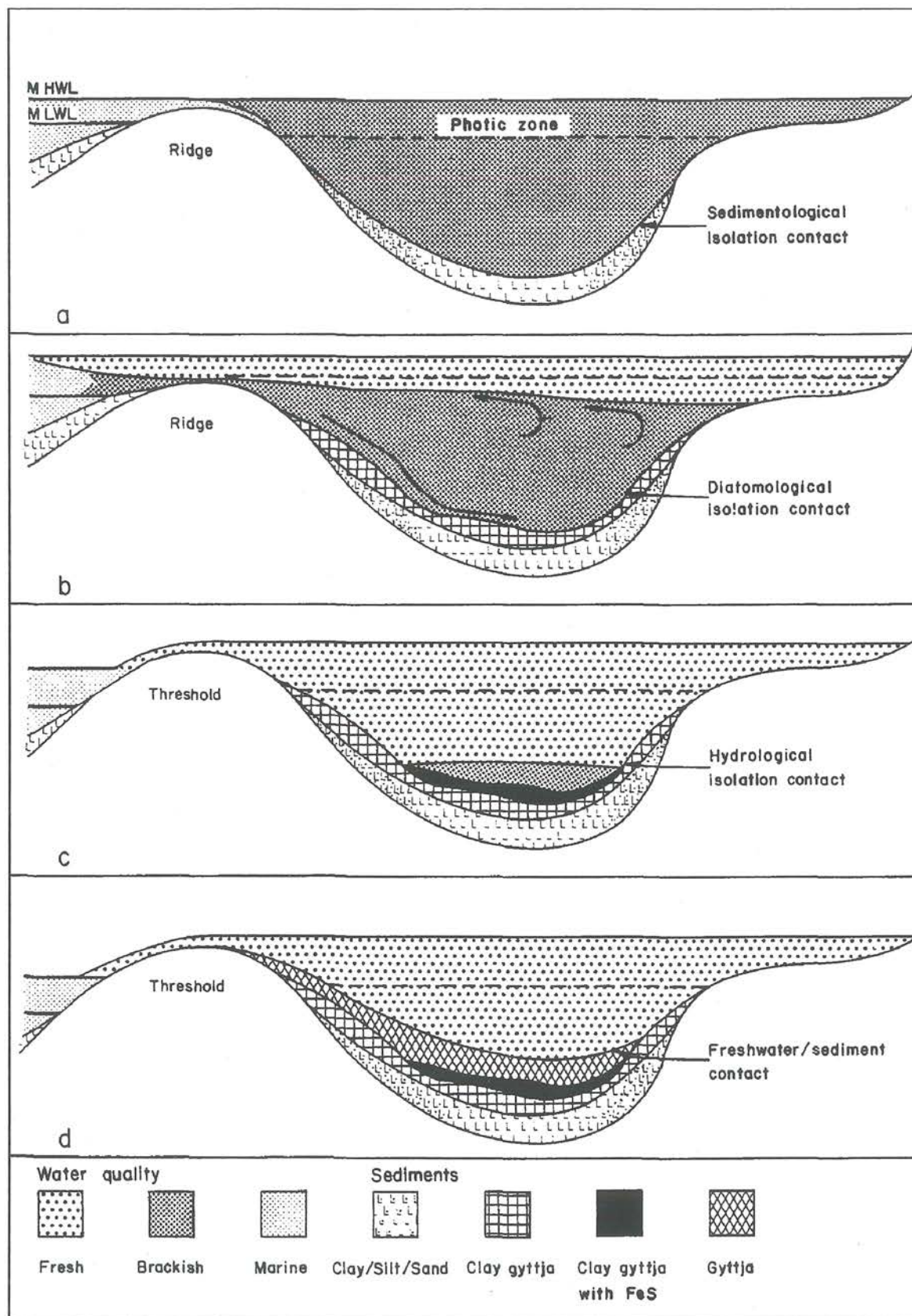


Figur 3.1 Prinsippskisse av sedimentasjonsforholdene i et basseng under en isostatisk heving før (A), under (B) og etter (C) isolasjon fra havet. Figur D viser en strandforskyvningskurve basert på stratigrafien i fem ulike isolasjonsbasseng med forskjellig terskelnivå. Fra Hafsten (1983).

hydrologiske isolasjonen være "fanget" i bassengets dypere deler. Vannmassene er da stratifisert og bassenget kan klassifiseres som meromiktisk (Strøm 1945). De saline vannmassene vil gradvis "vaskes" ut og bassenget vil etter hvert gå over i en isohalin fase (lik salinitet i hele vannsøylen). Kontakten i sedimentene der denne overgangen skjer kalles av Kjemperud (1986) *sediment/ferskvanns-kontakten* (figur 3.2).

Den innbyrdes avstanden mellom de fire kontaktene kan variere. Faktorer som påvirker dette er bassengets størrelse, form og batymetri, vanntilførsel fra dreneringsområdet og grad av eksponering til sjø. Samtidig vil hastigheten av strandforskyvningen ha betydning for tidsperioden bassengets terskel er i isolasjonsfasen. Ved rask landhevning og lav sedimenttilvekst vil kontaktene kunne opptre i tilnærmet samme horisont i stratigrafien, noe som ofte er tilfelle ved basseng benyttet i sen- og tidlig postglasiale strandforskyvningskurver.

Isolasjonsfaser er ofte sedimentologisk karakterisert av et finlaminert sediment med vekslende røde, grønne og beige lamina. Kristiansen *et al.* (1988), Lie *et al.* (1983), Kaland (1984) og Krzywinski & Stabell (1984) betegner denne laminasjonen som typisk



Figur 3.2 Prinsippskisse over dannelsen av Kjemperuds fire isolasjonskontakter ved en isostatisk heving av et isolasjonsbasseng. Figuren beskriver en situasjon for et beskyttet basseng med liten storm påvirkning. Fra Kjemperud (1986).

for brakkvannsmiljø i isolasjonsfaser. Lømo & Lie (1981) har undersøkt diatomèinnholdet i enkeltlamina fra en slik finlaminert sone. De finner ingen betydelig forskjell i diatomèinnholdet og konkluderer med at laminaene ikke skyldes salinitetsforandringer. Sannsynligvis er laminasjonen et resultat av ulikt redokspotensiale og/eller forskjeller i produksjonen av blågrønne og grønne alger, som utgjør en betydelig andel av det laminerte sedimentet (Kristiansen *et al.* 1988). En forutsetning for at laminasjonen skal bevares i sedimentene, er fravær av gravende, bentisk epi- og infauna (bioturbasjon). Stratifisering av vannsøylen fører til anoksiske forhold i de dypeste delene av bassenget (Kristiansen *et al.* 1988), som effektivt vil hindre bioturbasjon.

I følge Anderson *et al.* (1985) kan et basseng bevare lamineringer ved at det er anoksiske over en flerårig periode (meromiktisk), eller ved at det er anoksiske i lange nok perioder av året til at ikke bentiske organismer kan etablere seg. Laminerte sedimenter kan således også bevares i bassenger der omrøring og ventilering av bunnvannet forekommer, om ventileringen forekommer med så lav frekvens at bentiske organismer ikke kan etablere seg (Anderson *et al.* 1985). En slik midlertidig stratifisering kan forekomme ved at salint vann (sjøvann) strømmer inn i et ferskvannsbasseng (Anderson *et al.* 1985), ved for eksempel bølger eller springflo. Midlertidig stratifisering av bassengene kan være en forklaringsmekanisme for de brakke, laminerte sedimentene (Kristiansen *et al.* 1988), der stratifiseringen er tilstede lenge nok til at bentisk bioturbierende fauna ikke etablerer seg, og brakke diatomèer lever i vannmassene. En slik fase vil være tilstede når den aller øverste del av tidevannsintervallet er i bassengets terskelhøyde.

En noe annen tolkning av de laminerte sonene i forbindelse med bassengisolasjoner er presentert av Haugane (1984), og benyttet av Corner & Haugane (1993) og Corner *et al.* (1999). Ifølge denne tolkningen går bassengene alltid igjennom en meromiktisk fase etter isolasjonen fra havet. Stratifiseringen av vannmassene dannes ved at relikte marint vann er "fanget" under et ferskt overflatelag. Det marine vannet blir anoksiske og bevarer laminasjonen. Etterhvert vaskes de marine vannmassene ut ved at salter diffunderer opp i det ferske overflatelaget. Diatomèstratigrafien vil derfor forsette å inneholde marine arter så lenge haloklinen er i den fotiske sonen. Ferskvannarter vil gradvis ta over og til slutt erstatte de marine artene fullstendig etterhvert som haloklinen senkes. Det vil ifølge Haugane (1984) ikke dannes noen brakkvann-sone. Haugane (1984), Corner & Haugane (1993) og Corner *et al.* (1999) plasserer isolasjonen der lamineringen starter, tilsvarende Kjemperuds (1986) *hydrologiske isolasjonskontakt*. Kontakten i overkant av lamineringen dannes når det relikte marine vannet forsvinner

fullstendig og normale ventilerte forhold oppstår i bassenget. Denne kontakten tilsvarende Kjemperuds (1986) *sediment/ferskvanns kontakt*. Den *diatomologiske isolasjonskontakten* vil i Hauganes (1984) modell opptre mellom den *hydrologiske* og *sediment/ferskvanns kontakten*.

De marine diatomene i de laminerte sonene i Haugane (1984), Corner & Haugane (1993) og Corner *et al.* (1999) er ofte totalt dominert av arten *Paralia sulcata*. Denne arten er i disse arbeidene, og ofte ellers, betraktet som en polyhalob art. Zong (1997) viser at arten er meget konkurransedyktig og ofte utkonkurrerer både marine og brakke arter. Den er i tillegg rapportert å tåle salinitet fra 35 ‰ og helt ned til 5 ‰ (bl.a. Simonsen 1962). Det er dermed vanskelig å bestemme saliniteten nøyaktig ut fra en total dominans av *Paralia sulcata*, som også kan leve i lavsalint vann (brakk vann). En diatomè sammensetning dominert av *Paralia sulcata* med innslag av marine og ferske arter, kan teoretisk representere et brakkvannsmiljø med mindre innslag av alloktone marine og ferske diatomèer. Et slikt diatomèinnhold kan dermed representere et brakt, tilnærmet isohalint, bassengmiljø.

Haugane (1984) benytter Rossfjordvatnet i Malangen (Troms), som et eksempel på basseng i isolasjonsfasen med klart stratifiserte vannmasser. Rossfjordvatnet har et overflateareal på hele 8,3 km² og er opptil 60 meter dypt. Det er ikke funnet laminerte sedimenter i bassenget, noe som kan skyldes at vannets terskel fremdeles er i tidevannssonen og at bassenget således enda ikke er isolert. I tillegg til mangel av laminerte sediment gjør Rossfjordvatnets størrelse at dette ikke er kan benyttes som en analog til de mindre isolasjonsbassengene som vanligvis er benyttet i strandforskyvningsundersøkelser. En resente analog til et typisk basseng benyttet i strandforskyvningsundersøkelser, er vanskelig å finne fordi landhevningraten i dag er meget lav langs kysten av Norge. Det er således relativt lang tid siden de sist isolerte basseng ble isolert, og en eventuell meromiktisk fase vil sannsynligvis være avsluttet. De resente meromiktiske bassengene er generelt meget dype i forhold til overflatearealet (Strøm 1957; Haugane 1984; Anderson *et al.* 1985).

Bassengene som er benyttet i denne strandforskyvningsundersøkelsen er små, relativt grunne basseng. En modell med midlertidig stratifisering av vannsøylen med tidvis ventilerte og tidvis anoksiske forhold uten bioturbasjon, er således den mest sannsynlige modellen for de laminerte sedimentene, i et relativt værhardt vestnorsk klima med sterk vind. Resultater fra isolasjonsbassenget Grindavoll, antyder dette klart, noe som er diskutert ytterligere i kapittel 5. Uansett er mektigheten på de laminerte isolasjonssonene

generelt relativt liten, og nøyaktigheten av diatomèanalyse og dateringer er ikke god nok til at mindre justeringer av kontakten vil ha noen reell betydning. Det er således benyttet den *diatomologiske isolasjonskontakten* (Kjemperud 1986) som isolasjonskontakt.

Ingresjonskontakten er definert som horisonten i en stratigrafi som representerer tidspunktet da det relative havnivået, stiger over terskelen i et basseng. Bassenget går da fra et lakustrint til et marint miljø. På grunn av større tetthet vil det marine vannet fortrenge ferskvannet i forbindelse med en ingresjon (Haugane 1984). En marin diatomèflora vil dermed fort etablere seg. I dette arbeidet er ingresjonskontakten satt der de marine/brakke diatomèene begynner å bli representert i stratigrafien, ved en overgang fra lakustrint til marint bassengmiljø.

Ved en ingresjon går bassengene fra et relativt beskyttet lakustrint miljø over til et marint miljø, karakterisert av sterkere bølge- og strømkraft. Den øverste, løst lagrede gyttjen vil ved ingresjon bli eksponert for høyere energiforhold i bassenget, og er således mer utsatt for erosjon. Det er imidlertid ikke beskrevet betydelige hiatuser knyttet til ingresjonen i basseng, verken ved yngre dryas transgresjonen eller den senere Tapes transgresjonen. Kaland (1984) og Svendsen & Mangerud (1990) tolket riktignok betydelig hiatuser i forbindelse med Tapes transgresjonen til å være forårsaket av ingresjoner. Men dette er senere dokumentert til å være et resultat av Storegga tsunamien, og ikke en ingresjon (Bondevik *et al.* 1998). Det er likevel på det rene at sannsynligheten for erosjon er større under en ingresjon ved at energinivået i bassenget øker, enn ved en isolasjon der energinivået i de fleste tilfeller avtar.

3.3 Feltmetoder

Forut for feltundersøkelsen ble aktuelle lokaliteter i området identifisert ut fra kart. Lokaliteter som ut fra kartene ikke sikkert kunne identifiseres som overfordypede basseng, ble undersøkt med georader av Oddmund Soldal, fra Interconsult Group (tidligere Geofuturum AS), og Stein Bondevik. De mest lovende bassengene ble så prøvetatt. Forundersøkelsene og noe av prøvetakningen var utført høsten 1996, før jeg ble involvert i prosjektet.

Feltområdet er godt dekket med kartmateriale. Det fins både topografiske kart i 1:50 000 (M711 blad 1115 II) og 1:25 000 (Omlandskart: Bergen blad II), og økonomiske

kart i 1:5000 og 1:1000 over tilnærmet hele området. Unntaket er 1:1000-kartserien, som mangler dekning over lokaliteten Langevatnet, ved Drange (figur 2.1).

Sedimentologi og litostratigrafi ble kartlagt i hvert basseng med et såkalt russerbor (Jowsey 1966). Det ble brukt to versjoner av denne en meter lange prøvetakeren, en med innvendig diameter på 100 mm og en med diameter på 55 mm. På grunnlag av russerboringene ble prøver til laboratorieundersøkelser tatt med 110 mm stempelprøvetakere. Utstyret som ble brukt i de innfylte bassengene er enten en modifisert utgave av Geonors stempelprøvetaker drevet av et enkelt talje og vinsj system eller Stein Bondeviks nye hydrauliske prøvetaker. Dette utstyret er tilpasset prøvelengder på 2 m, som kan taes fra ønsket sedimentdyp. I innsjøene ble det benyttet en såkalt Nesje prøvetaker (Nesje 1992) fra flåte. Prøvelengden med dette utstyret er begrenset til maksimalt 6 meter, som må prøvetas fra sedimentoverflaten og nedover.

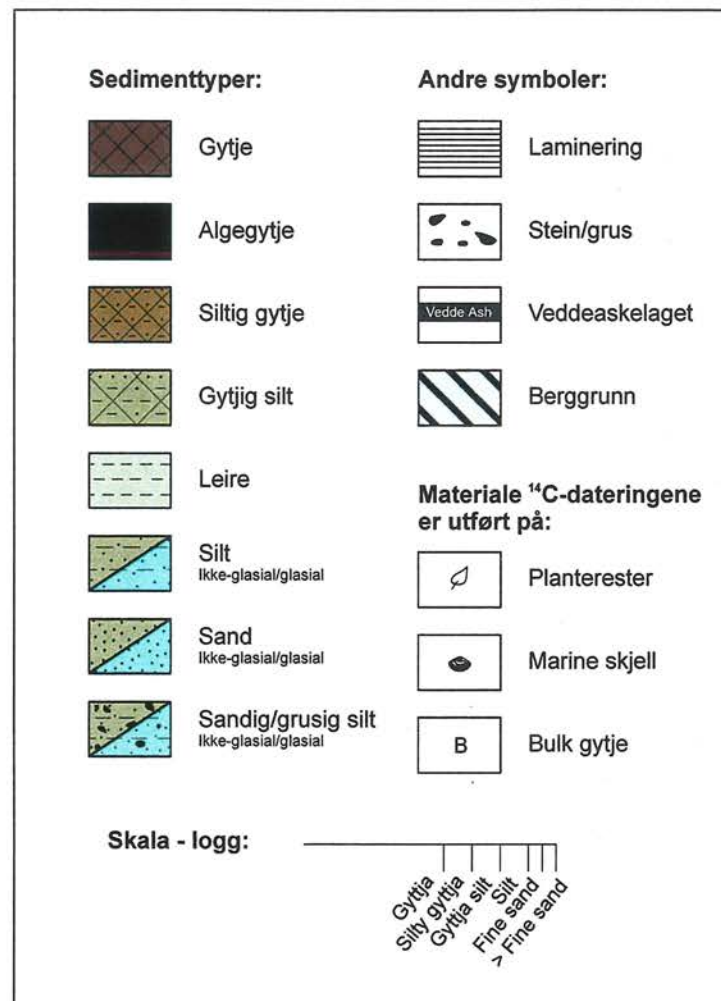
Det er forsøkt tatt flere 110 mm kjerner fra hvert basseng. Disse er nummerert i et system der hver kjernedel (seksjon) har en identifikasjon bestående av prosjektnummer (505), borepunktnummer og kjernedel-nummer (eks. 505-01-01). Samtlige 110 mm kjerner innsamlet fra lokalitetene i denne undersøkelsen er listet i appendiks A, med dybdeangivelse for de ulike kjernedelene. Kjernene blir videre i oppgaven omtalt uten kjernedel-nummer.

Dybdeskalaen er for innsjølokalitetene omgjort til reelt sedimentdyp, og avviker således fra feltnotatene ved at vanddypet på borelokaliteten er trukket fra den opprinnelige skalaen. Det er således lettere å få en forståelse av de totale sedimentmektighetene, og å gjøre sammenligninger disse bassengene imellom.

I innsjøene er borpunktene plassert på kartet ved en kombinasjon av skjønn og kompass-krysspeilinger, mens det i de innfylte bassengene er brukt målebånd. Bassengenes terskler er høydebestemt ved nivellering fra kommunale trigonometriske punkt. I de tilfellene det var nødvendig, ble terskelen funnet ved slagsondering. Ytterligere beskrivelse av terskelforhold er gitt til hvert enkelt basseng (kapittel 4-7).

3.4 Sedimentanalyser og grafisk fremstilling

På laboratoriet ble 110 mm kjernene delt på langs og beskrevet i detalj. Utvalgte intervall av kjernene ble fotografert, før materialet til de videre undersøkelsene ble tatt ut. Det er også utført røntgenfotografering fra enkelte utvalgte nivå.



Figur 3.3 Tegnforklaring av sedimenttyper og symboler brukt i figurer. Mønstrene gir hoved sedimenttypen, mens mer detaljert fremstilling av kornstørrelse er gitt i loggene. Fargene er forsøkt tilpasset sedimentenes reelle farge.

Det organiske innholdet i kjernene er bestemt ved glødetapsanalyse. Metoden er utført som beskrevet i Bondevik (Bondevik *et al.* 1998). Vulkanske askepartikler opptrer i flere av kjernene som visuelle klart definerte lag/horisonter. I kjernene der dette ikke var tilfelle, er askelagets posisjon bestemt ved identifisering og telling av partikler under stereolupe. Resultatene er oppgitt i antall partikler per kubikkenhet sediment. Dette arbeidet ble gjort av S. Bondevik. Målinger av magnetisk susceptibilitet er utført av Frank Hauge ved Institutt for den faste jords fysikk, Universitet i Bergen. Analysen er foretatt med et Bartington MS2 instrument og en 12 cm ring sensor.

Grafisk fremstilling av kjernene er gjort i forenklede logger, der de organiske sedimentene er plassert til venstre for de fineste kornstørrelsene. Loggene er fargelagt med tilnærmet realistiske farger og hver hoved-sedimenttype er indikert med ulike grafiske mønstre. Symboler og skravering for de forskjellige sedimenttypene er vist i figur 3.3.

Stratigrafien i bassengene er inndelt i sedimentære enheter betegnet med prefiks for bassenget sammen med en bokstav, alfabetisk fortløpende fra bunnen av kjernen og oppover.

Den er valgt å oppgi sedimenttilveksten (sedimentasjonsraten) i enheten [år/cm]. Denne gir typiske verdier mellom 10 og 200 for de aktuelle sedimenttilvekster, og den er ikke nødvendig å oppgi med mange desimaler. Verdiens størrelsesorden gjør det således lettere å forstå og sammenligne. Det fører imidlertid til at lave verdier indikerer høy sedimenttilvekst og omvendt.

3.5 Diatomè- og pollenanalyse

I utarbeidelsen av strandforskyvningskurven har diatomèanalyse vært den viktigste metoden i rekonstruksjonen av sedimentasjonsmiljøet i bassengene. Diatomèer er tildels svært følsomme for salinitetsforandringer (Vos & de Wolf 1988), samtidig som de ulike artene ofte har klare begrensninger i salinitets toleranse.

Samtlige spektre er preparert som smørepreparat, noe som avviker fra tidligere lignende undersøkelser, der man har brukt mer omfattende prepareringsmetoder (f. eks.) (Lie *et al.* 1983; Krzywinski & Stabell 1984; Helle *et al.* 1997). Smørepreparatet tilvirkes ved at materialet hentes ut fra en rensed del av kjernen med en tannstikke i intervall på ½-1 cm på tvers av eventuelle lamina. Materialet fordeles på dekkglasset med destillert vann tilsatt Kodak Photoflo (bryter ned vannets overflatespenning). Mengden materiale på dekkglasset er avhengig av sedimenttype og diatomèkonsentrasjon. Dekkglasset lufttørkes i romtemperatur før det på varmeplate monteres på objektivglass med monteringsmiddelet Mountex (brytningsindeks: 1,67). Ved en slik forenklet metode, der prøven hverken sentrifugeres eller dekanteres, øker man muligheten for å få en representativ diatomèsammensetning i spekteret. Preparatet kan derimot bli noe vanskeligere å analysere, avhengig av diatomèkonsentrasjon og sedimenttype.

Mikroskoperingen er utført med Zeiss lysmikroskop med fasekontrast og immersjonsobjektivene: Zeiss Planapo 40X/1.0, 63X/1.4 og 100X/1.25. Analysen er gjennomført som en relativ frekvens analyse. Det er forsøkt talt minst 300 skall per spekter (Palmer & Abbott 1986), noe som likevel ikke har vært mulig i alle spekter. I tilfeller der det ikke var tegn til diatomèskall etter 20 undersøkte transekt, er spekteret antatt å være

tomt for diatomèer. Andre spekter ble analysert i opptil 40 transekt, fordelt etter skjønn over hele objektglasset.

Alle skall som er bevart med mer enn halve den opprinnelige størrelsen er tatt med i analysen. Vanskelig identifiserbare skall, som f. eks. ligger på siden (girdle view) eller er delikat silifisert, er plassert i gruppen *Ukjente*. I samsvar med andre arbeider (f. eks. Kjemperud 1981; Stabell 1987) ble det i spekter med høy representasjon av *Fragilaria* Lyngbye slekten, talt minst 200 skall av andre arter.

Miljøforandringen i forbindelse med en isolasjon eller ingresjon av et basseng har store konsekvenser for fauna og flora i bassenget. Diatomèfloraen vil ekstremt fort tilpasses seg et nytt miljø. På hovedlokaliteten, Langevatnet, ble det derfor valgt å benytte en noe forenklet diatomèanalyse som likevel fanger opp de endringene i saliniteten som er aktuelle for strandforskyvningsundersøkelsen. Det ble i utgangspunktet utført fullstendige tellinger fra 15 utvalgte nivå i kjernen. Disse spektrene har dannet grunnlaget for en utvelgelse av de mest dominerende marine (15 arter) og ferske artene (19 arter) i kjernen. De to gruppene, pluss alle de andre artene (gruppert som *Andre*), ble så talt gjennom hele den aktuelle delen av kjernen. Det ble under hele analysen passet på at gruppen *Andre* ikke utgjorde en for stor del av totalsummen, samt at denne gruppen ikke består av få, meget dominerende arter, som ikke var oppfanget av de fullstendige tellingene i forundersøkelsen.

Den forenklete analysemetoden benyttet i Langevatnet er valgt fordi den er mindre tidkrevende enn en fullstendig analyse, samtidig som den fanger opp de salinitetsforandringer som er nødvendig for å etablere en strandforskyvningskurve. Det er allikevel behov for en relativt omfattende forundersøkelse for å skaffe et grunnlag til å plukke ut de dominerende artene. En forenklet analyse vil således ikke være tidsbesparende i bassenger der det i utgangspunktet skal analyseres et relativt lite antall spekter. Jeg har derfor benyttet fullstendige tellinger i de andre bassengene som inngår i undersøkelsen. Den forenklete metoden er likevel å anbefale for senere undersøkelser av lignende art, der antallet analyserte spektre er stort nok til at det fører til en tidsbesparelse.

I tillegg til diatomèer er det også talt *Chaetoceros*-hvilestadier og *Chrysofytt*-cyster. *Chaetoceros*-slekten består av mange arter, bare et fåtall av disse er ferskvannsararter (Round *et al.* 1990). Hvilestadiene er derfor behandlet på lik linje med de polyhalobe diatomèartene og inngår i totaldiagrammene. *Chrysofytt*-algene (gullalger) lever i ferskvann og danner silika cyster. Cystene indikere således ferskvannsforhold, men er plottet separat og holdt utenfor totaldiagrammet for diatomèene.

Diatomèidentifikasjonen er hovedsakelig gjort med følgende litteratur: Hustedt (1927-66; 1930), Cleve-Euler (1951-55), Krammer & Lange-Bertalot (1986; 1988; 1991a; 1991b) og Hasle & Syvertsen (1995). I diatomèdiagrammene over de fullstendige analysene er artene gruppert etter salinitetspreferanser i et halobie-system (Hustedt 1957). De poly- og mesohalobe artene er antatt som marine, de oligohalobe halofile er regnet som brakkvannsarter, mens de oligohalobe indifferente og de halofile artene er satt som ferske. Samtlige identifiserte diatomèarter og artens halobiegruppe er listet opp i appendiks B.

For enkelte diatomèarter har det vært vanskelig å gi en sikker artsbestemmelse. Tre *Cyclotella* – arter som er funnet i Langevatnet er så delikat silifisert og av så liten størrelse at nøyaktig artsbestemmelse har vært umulig. En beskrivelse av artene med sannsynlig artstilhørighet er gitt i appendiks C. En nøyaktig artsbestemmelse er ikke utført på alle arter i *Thalassiosira* slekten. En slik fullstendig identifikasjon av disse artene vil, i denne sammenhengen, kreve for mye arbeid. Samtidig er tilnærmet alle artene i denne slekten polyhalobe, slik at en artsidentifikasjon ikke vil gi ytterligere informasjon om salinitetsforholdene. Artene er likevel inndelt i grupper basert på de morfologiske hovedtrekk. Gruppene er oppgitt med slekts- og artsnavn for en representativ art, for eksempel *Thalassiosira nordenskiöldi* gruppen.

Diatomèsammensetningen for hver basseng er satt opp i relativ frekvens diagrammer, og grafisk fremstilt ved dataprogrammet CORE 2.0 (Kaland & Natvik 1993). Diatomèstratigrafien er inndelt i diatomèsone definert ut fra markerte forandringer i sammensetningen av de mest dominerende artene. Sonene er betegnet med prefiks for hvert basseng i tillegg til et tall, fortløpende fra bunn av kjernen og oppover.

Pollenanalyse er utført på to av kjernene, for å finne *Betula*-oppgangen. Det er derfor kun talt få spekter i det intervallet hvor denne hendelsen, ut fra dateringer, askefunn og diatomèanalyse, var forventet. Avstanden mellom de analyserte spekterene er liten, og *Betula*-oppgangen er således relativt nøyaktig bestemt, og oppgangen er satt ved det nivået den markerte økningen i *Betula* starter. Analysen er utført av Anne Bjune, Botanisk institutt ved Universitetet i Bergen.

3.6 ¹⁴C-dateringer, kurvetilpasning (wiggle matching) og kronologi

¹⁴C-dateringer som inngår i dette arbeidet er AMS-dateringer (akselerator masse spektrometer) av marine mollusker eller terrestriske makrofossiler, og konvensjonelle dateringer på bulkprøver av gytje. Preparering og måling av bulkprøvene er gjort ved

Laboratoriet for Radiologisk datering i Trondheim. AMS-prøvene er preparert i Trondheim, mens målingene er utført ved T. Svedberg Laboratoriet i Uppsala, Sverige.

Alt materiale til AMS-dateringene, gjort på terrestriske makrofossiler, er plukket ut fra én centimeter tykke sedimentskiver, mens dateringene av bulk gytje er utført på skiver med to centimeters tykkelser. Det ble også her forsøkt med bare én centimeter tykke sedimentskiver, men dette ga for lite gass ved preparering i Trondheim.

De terrestriske makrofossilene er håndplukket under stereolupe og identifisert i samråd med Hilary H. Birks, Botanisk institutt ved Universitetet i Bergen. For å unngå eventuelle reservoareffekter (Barnekow *et al.* 1998), ble det kun benyttet materiale som sikkert kunne identifiseres som terrestrisk. Større partikler av tre (ved/pinner) ble utelatt, da jeg antar det er større sannsynlighet for at disse er resedimentert. Plantematerialet ble lufttørket i romtemperatur straks etter identifisering. Man unngår dermed eventuell soppvekst på materialet, som kan føre til for unge dateringer (Wohlfarth *et al.* 1998).

^{14}C -dateringer på skjell er korrigert for en marin resovaralder på 380 år (Bondevik *et al.* 1999). Kalibrering av ^{14}C -dateringer er utført med programmet CALIB v4.0 (Stuiver & Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998), og det er for skjelldateringene, benyttet en ΔR -verdi på 5 ± 25 år.

Serien med ^{14}C -dateringer fra Langevatnet er kurvetilpasset (wiggle matching) kalibreringskurven INTCAL98 (Stuiver *et al.* 1998). Dette datasettet er basert på ^{14}C -dateringer av trerenger tilbake til 11 857 kal. år B.P., og regnes som rimelig sikkert tilbake hit. Videre bakover er INTCAL98 utarbeidet fra ^{14}C -dateringer på foraminiferer fra varvserier i Cariaco bassenget (Hughen *et al.* 1998) og uran-thorium dateringer av koraller (Edwards *et al.* 1993; Bard *et al.* 1998; Burr *et al.* 1998). Denne delen av datasettet avviker noe i forhold til en ^{14}C -datert varvserie fra Suigetsu i Japan (Kitagawa & van der Plicht 1998) (figur 7 i Stuiver *et al.* 1998). Fordelen med Suigetsu-serien er at denne er datert på terrestriske markofossiler og dermed ikke påvirket av havets resovaralder. Således er datasettet INTCAL98 eldre enn 11 857 kal. år B.P., tilknyttet noe større usikkerhet enn den første delen, som er datert med trerenger.

Plasseringen av settet med dateringer fra Langevatnet er tilpasset kalibreringskurven ved at kvadratsummen til differansen mellom de to datasettene, dividert på ett standardavvik for dateringene, er forsøkt gjort minst mulig. Metoden er beskrevet i Pearson (1986), og gir best resultat på datasett med kjent tidsintervall mellom dateringene (f.eks. trerenger og årslamineringer/varv). I innsjøer uten årslamineringer, må

sedimenttilveksten estimeres (Gulliksen *et al.* 1998), noe som er vanskelig for stratigrafien i Langevatnet som består av ulike sedimentasjonsmiljø med åpenbart forskjellig sedimenttilvekst. En må dermed forutsette at sedimenttilveksten har vært konstant for det intervallet som kurvetilpasses. Tilpasningen mot kalibreringskurven er så utført ved å forandre både verdien av sedimenttilveksten og datasettets posisjon (Gulliksen *et al.* 1998). Kvadratsummen av differansen mellom kalibreringskurven og datasettet, dividert på ett standardavvik, er beregnet for hver flytt. Verdien av sedimenttilveksten er flyttet i trinn på 0,1 år/cm, mens posisjonen av datasettet er flyttet i trinn på ett år mellom hver beregning. Kalibreringskurven INTCAL98 har 10 år mellom hver ^{14}C -datering i den yngre delen, datert med treninger, mens det er større sprang mellom dateringene i den eldre delen. Det er derfor interpolert mellom hver datering slik at hvert kalenderår får en ^{14}C -alder, og det er mulig å beregne avvik mellom kalibreringskurven og datasettet for hvert enkelt kalenderår. Den sedimenttilveksten og plasseringen som gir den beste tilpasningen mot kalibreringskurven (lavest kvadratsum), er så valgt, og aldre av de ønskede stratigrafiske nivåene beregnet ut fra sedimenttilveksten (se forøvrig kapittel 4.6). Kurvetilpasningen er utført av Stein Bondevik, i samråd med Steinar Gulliksen fra Laboratoriet for radiologisk datering i Trondheim.

Björck *et al.* (1998) foreslår en ny stratigrafisk inndeling og terminologi innen den siste terminasjonen i den nordatlantiske region. Denne er basert på hendelser i GRIP-iskjernen fra Grønland (event stratigraphy). GRIP-stratigrafien gir kalenderårsalder på hendelser i iskjernen som korreleres mot den senglasielle kronologiske inndelingen fra Mangerud *et al.* (1974). Yngre dryas er korrelert til hendelse *Greenland Stadials 1* (GS-1) og har en kalenderårsalder på 12 650-11 500 kal. år B.P. Bølling-allerød er betraktet som en hendelse og tilsvarer *Greenland Interstadials 1* (GI-1), med en alder på 14 700-12 650 kal. år B.P. (Björck *et al.* 1998). Jeg har valgt å beholde terminologien fra Mangerud *et al.* (1974), men har benyttet aldersintervallene fra Björck *et al.* (1998) ved plasseringen av kronosonene i kalenderårsskala. Bølling og allerød er gruppert sammen til en kronosone benevnt bølling-allerød.

Kapittel 4 Langevatnet

Langevatnet (figur 4.1) er hovedbassenget i denne undersøkelsen. Bassenget ligger på Drange i Os kommune, ved UTM 32 V – 989 789, utenfor yngre dryas brerandtrinnet (figur 1.1).

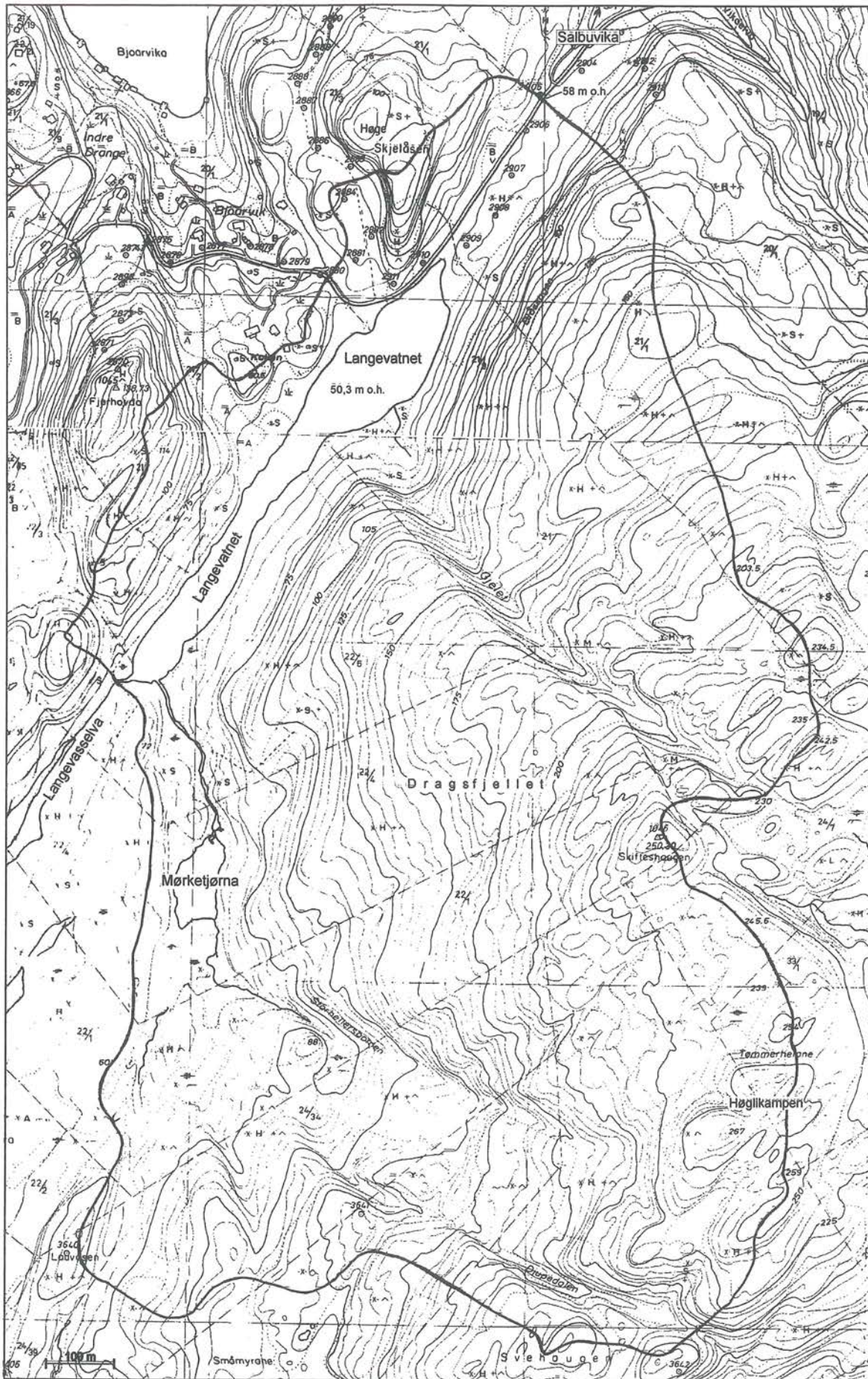
Vannet dekker et areal på ca 0,06 km², og er ca. 750 m langt. Det er et langt og smalt vann, med bredde på 30-60 m. Den nordøstlige enden skiller seg ut ved at vannet her er noe bredere, ca. 125 m.

Vannet ligger i Langedalen, langs bergartsgrensen mellom ofiolitter i sørøst og skifre i nordvest (Figur 2.2). Nordøst for Langevatnet har Langedalen et vannskille med en høyde på 58 m o.h. Dette skiller Langevatnets dreneringsområdet fra området som drenerer ut i Salbuvika (figur 4.1 og 2.1). I sørøst går en skråning fra vannet og opp til ca. 260 m o.h., ved Höglkampen. Denne skråningen utgjør størstedelen av bassengets dreneringsområde, på ca 1,4 km² (figur 4.1). Det delvis igjenfylte Mørketjørna inngår i dette, og en mindre elv forbinder disse to bassengene. Høydeforskjellen fra Langevatnet og opp til Mørketjørna er nivellert til 1,6 meter. I den nordlige delen av Langevatnet er det to mindre elveinnløp; et fra Langedalen i nordøst og et fra Gjelet i skråningen i sørøst.

Bassenget er dypest i den nordøstlige åpne delen. Her er dypet opptil 18 m. I den smale delen av bassenget er vanddyppet hovedsakelig mellom 5 og 10 meter, med et grunt terskelaktig punkt ved det absolutt smaleste partiet. Vanddyppet er her målt til 3,6 meter (figur 4.2).

4.1 Terskel

Langevatnet har utløp i sørvest (Langevasselva – figur 4.1). På terskelen ligger det i dag noe stein og tømmer som må være tilført av mennesker. Elvebunnen, både på innsiden og utsiden av ”demningen”, er tilnærmet plan og består av relativt stor stein. Fjell stikker opp i dagen tett inntil elven på begge sider. Den opprinnelige terskelen antas å ha vært i denne



elva, og bestått av et tynt lag stein over fjell. Terskelen kan teoretisk ha vært høyere i perioden før siste isolasjon, men den kan umulig ha vært mye lavere. Elvebunnen er nivellert til 50,3 m o.h., som er brukt som bassenghøyden for Langevatnet.

Det lokale vannskille i Langedalen, nordøst for bassenget har i dag en høyde på ca. 58 m o.h. Dette punktets høyde i forhold til havnivået vil være avgjørende for en eventuell gjennomstrømning av sjøvann gjennom Langedalen og Langevatnet. Vannskille ligger 2,5 km fra yngre dryas isobaselinjen igjennom Ulvensletten (figur 2.1), og må dermed heves med ca 3,3 m for å sammenlignes med yngre dryas havnivået ved Ulven. Det er i utregningene benyttet en strandlinjegradiant på 1,3 m/km (se kapittel 8.1). Høyden blir da ca. 61,3 m o.h., noe som er betydelig over yngre dryas havnivået på ca 58 m o.h., som antas å representere marin grense. Det har således ikke ved noe tidspunkt etter deglasiasjonen av området, vært et åpent sund igjennom Langedalen og Langevatnet. I de marine fasene har bassenget vært en lang, smal, godt beskyttet bukt.

4.2 Lito- og bassengstratigrafi

Langevatnet er undersøkt i syv borepunkter langs et profil gjennom bassenget (figur 4.2). I tre av punktene er det tatt 110 mm prøver med såkalt Nesje-utstyr (Nesje 1992), mens de andre punktene er undersøkt med russerbor. Dette arbeidet er utført av Stein Bondevik i september 1996. 110 mm kjernene er sedimentologisk beskrevet og sammenlignet (figur 4.2), mens beskrivelser av russerkjernene er brukt som kontroll og støtte. De omfattende undersøkelsen, deriblant diatomèanalyse, er utført på kjerne 505-02 (figur 4.4 og 4.6). Dybdeangivelser er på denne kjernen, om ikke annet er oppgitt. I feltundersøkelsen ble dybdene oppgitt med vanddyb inkludert. I oppgaven er dette omgjort til sediment dyp, fra innsjøbunnen og nedover (se kapittel 3.3). Vanddybene for de ulike prøvelokalitetene er: 505-01:17,90 m; 505-02:16,90 m; 505-03:7,00 m.

Figur 4.1 Kart over Langevatnet med dreneringsområdet. Et lokalt vannskille nordøst for Langevatnet skiller dreneringsområdet til Langevatnet fra dreneringen går nordøstover til Salbuvika (figur 2.1). Kartutsnittet er satt sammen, og forminsknet noe fra økonomisk kartverk, blad AH 051-5-1 og AH 052-5-3.

De sedimentære enhetene er betegnet med prefiks L for Langevatnet, sammen med en bokstav, alfabetisk fortløpende fra bunnen av kjernen og oppover.

Enhet La – Blågrå, leirig silt med sandlamina (glasimarin): 585-680 cm (figur 4.2 og 4.3)

Denne enheten danner bunnsedimentene i kjerne 505-02 og 505-03. Enheten består av leirig, sandig silt med tynne lag og lamina av sand. Spredte gruspartikler opptrer. Fargen er blålig lys grå. Glødetapet er i hele enheten under 1 %, med en svak økende trend oppover. Et markert homogent omlag 2 cm tykt sandlag danner toppen av enheten. Fossiler er ikke funnet i enheten bortsett fra makrofossiler av tang i øvre del av enheten i kjerne 505-03.

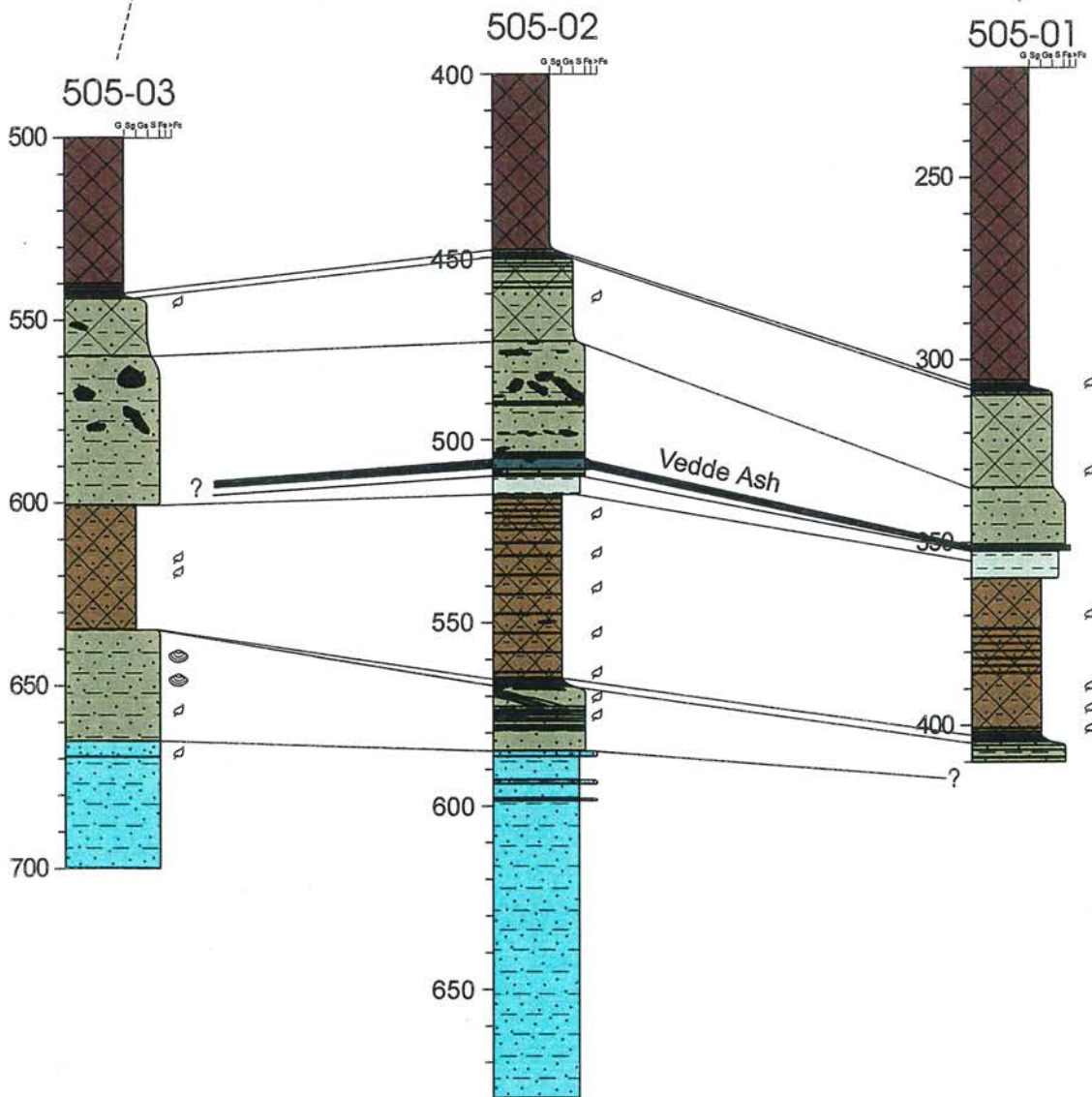
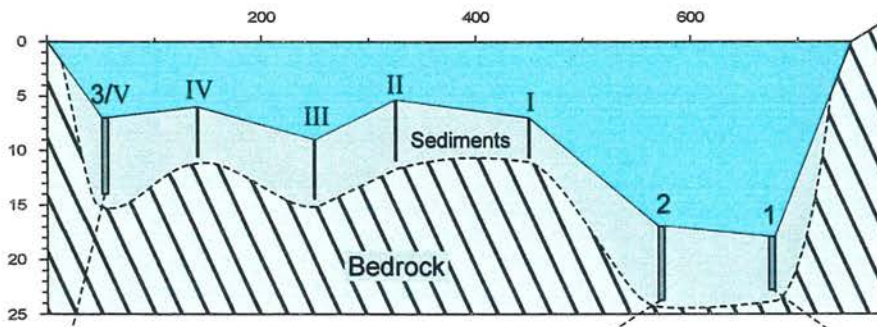
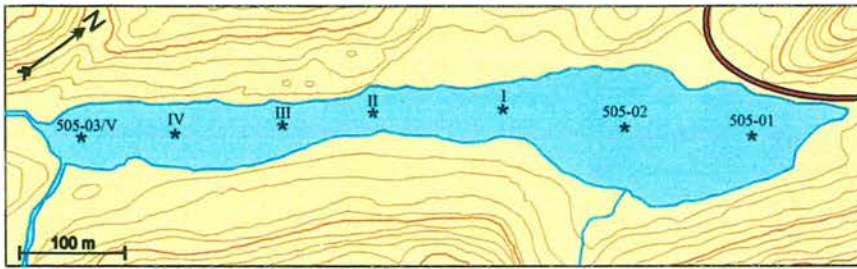
Enhet Lb – Olivengrå silt (normalmarin): 573-585 cm (figur 4.3)

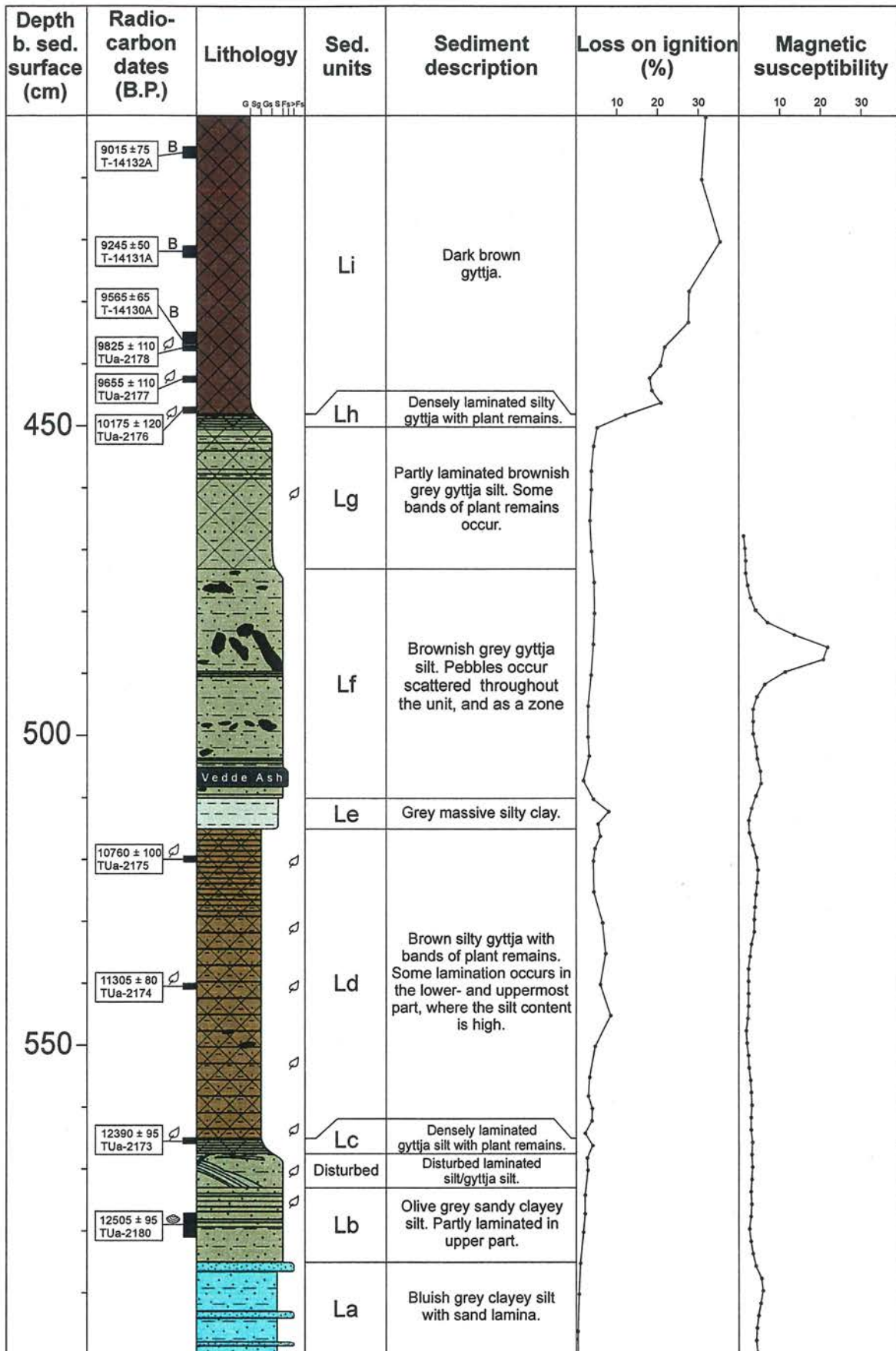
Denne enheten består av silt med noe leire og finsand. Fargen forandrer seg gradvis fra den underliggende enhets lyse grå til olivengrå. Enkelte rene sandlamina opptrer i nedre del. I øvre del er det en veksling mellom laminerte og massive soner. Planterester danner to markerte lamina, mens laminasjonen ellers er dannet av fargeforskjeller. Det ses ingen forskjell i kornstørrelsen. Mollusker og fragmenter av mollusker fins i nedre del av enheten i kjerne 505-03, nær bassengets utløp. Et stort fragment av *Mytilus edulis* er datert til $12\ 505 \pm 90$ ¹⁴C B.P. (TUa-2180 – tabell 4.1). Dette er tatt fra russerkjernene V, som er prøvetatt på samme lokalitet som 505-03. Glødetapet stiger generelt oppover i enheten fra ca 1 til 2 %. Sedimentene i enheten oksiderer (rustutfelling) kraftig ved lagring (lufttilgang).

Enhet Lc – Tettlaminert, gytjig silt (isolasjon): 565-567,5 cm (figur 4.3)

Enhet Lc består av tettlaminert, gytjig silt, med spredte planterester. Laminasjonen dannes av vekslinger mellom brune, rødbrune og grønngrå farger. Glødetapsverdiene ligger mellom 2 og 4 %. Terrestriske planterester er plukket ut i intervallet 565-566 cm, og datert til $12\ 390 \pm 95$ ¹⁴C B.P. (TUa-2173 – tabell 4.1).

Figur 4.2 Geografisk (øverst) og batymetrisk (midten) oversikt over Langevatnet med borpunktene avmerket, samt stratigrafisk korrelasjon mellom 110 mm kjernene (nederst). Romertall angir borepunkt for russerboringer, mens 110 mm kjernene er angitt med kjernenummer. Tegnforklaring er gitt i figur 3.3. Kartbildet av Langevatnet er et forminsket utsnitt, basert på økonomisk kartverk med målestokk 1:5000, ekvidistansen er 5 meter.





Enhet Ld – Brun, siltig gytje (lakustrin): 515-565 cm (figur 4.3)

Enheten består gytje til siltig gytje. Horisonter med planterester er tilstede spredt i hele enheten. Fargen varierer mellom lys gråbrun i bunn og topp, og brun i midten. Glødetapsverdiene ligger mellom ca 3 og 8 %, med de høyeste verdiene i midten av enheten. Laminering fremtrer i de siltige intervallene. Terrestrisk plantematerialet er datert fra intervallene 540-541 cm og 519,5-520,5 cm. Disse ga henholdsvis $11\,305 \pm 80$ ^{14}C B.P. (TUa-2174 – tabell 4.1) for prøven midt i enheten, og $10\,760 \pm 100$ ^{14}C B.P. (TUa-2175 – tabell 4.1) for prøven fra øvre del av enheten.

Enhet Le – Grå, massiv, siltig leire (ingresjon): 510-515 cm (figur 4.3)

En massiv leire enhet er fremtredende i kjerne 505-01 og 505-02, men finnes ikke i 505-03. Enheten består av grå, sandig, siltig leire, som ved lagring og lufttilgang får en betydelig rustutfelling. Leiren er massiv og meget bløt i hele enheten, med et relativt høyt glødetap.

Enhet Lf – Grønngrå, sandig, gytjig silt med spredte grus/stein partikler (marin): 473-510 cm (figur 4.3)

Over den massive leire enheten er en delvis laminert gytjig silt, med noe leire og sand. I den nedre del trer lamina frem som mørke horisonter i den ellers lyse grønngrå enheten. Enkelte mer spredte mørke horisonter dannet av planterestelamina er også tilstede nederst. Spredte planterester, trolig tang, er til stede i øvre del av enheten. Grove sand og gruspartikler fins spredt, mens grove steinpartikler i størrelse på opp til 7 cm er konsentrert i en sone mellom 480-490 cm. Denne sonen er mest fremtredende i kjernene 505-02 og 505-03. I nedre del av enheten, mellom 505-508 cm, er et svart ca. 3 cm tykt lag, vulkansk aske som er korrelert til Veddeaskelaget (se under). I dette laget faller glødetapsverdiene til under 2 %, mens verdiene ellers i enheten ligger fra 3-4,5 %.

Figur 4.3 Kjernebeskrivelse av intervallet 400-600 cm fra kjerne 505-02, Langevatnet, med dateringer, litologi, beskrivelse, glødetap og magnetisk susceptibilitet. For tegnforklaring se figur 3.3.

Veddeaskelaget: 505-508 cm (figur 4.3)

Laget fremtrer som et meget fast gråsvart svært fint sandlag, med noe gytje og silt innhold. Det er brutt av enkelte lysere lamina, og inneholder som resten av enhet Lf, spredte grus- og grove sandpartikler.

63 μm fraksjonen av sedimentet er undersøkt under stereolupe, og består nesten utelukkende av vulkanske glasspartikler. Partiklene har en bimodal sammensetning, og består av en brunfarget og en fargeløs gjennomsiktig komponent. Den blanke komponenten er kvantitativt den dominerende. Det er ikke utført geokjemisk analyse eller kvantitative tellinger av partiklene, men morfologisk er de brune og de fargeløse komponentene i overensstemmelse med henholdsvis den basaltiske og den rhyolittiske komponenten, beskrevet for veddeasken på Sunnmøre (Mangerud *et al.* 1984).

Askelagets stratigrafiske plassering, partiklenes sammensetning og det faktum at Vedde er det eneste senglasiale kjente askelaget i Vest-Norge, utgjør at laget med stor sannsynlighet er Veddeaskelaget, datert til $10\,310 \pm 50$ ^{14}C B.P. (Birks *et al.* 1996) og ca. 12 000 kal. år B.P. (Grönvold *et al.* 1995).

Askelaget er funnet i kjernene 505-01 og 505-02. Det er funnet betydelig mengder glasspartikler også i kjerne 505-03, men de fremtrer ikke i et markert lag slik som i de andre kjernene. For å bestemme lagets plassering i 505-03 må det utføres en telling av glasspartiklene. Dette er ikke gjort.

Enhet Lg – Brungrå silt (marin): 450-473 cm (figur 4.3)

Denne gytjige silt enheten skiller seg hovedsakelig fra den underliggende enhet ved at grus og de grove sand partiklene mangler, samtidig som denne enhet er noe mer laminert. Sedimentet har en grå farge med noe mørkere lamina, og har spredte horisonter med planterester. Glødetapsverdiene er generelt mellom 3 og 4 %, men øker noe øverst.

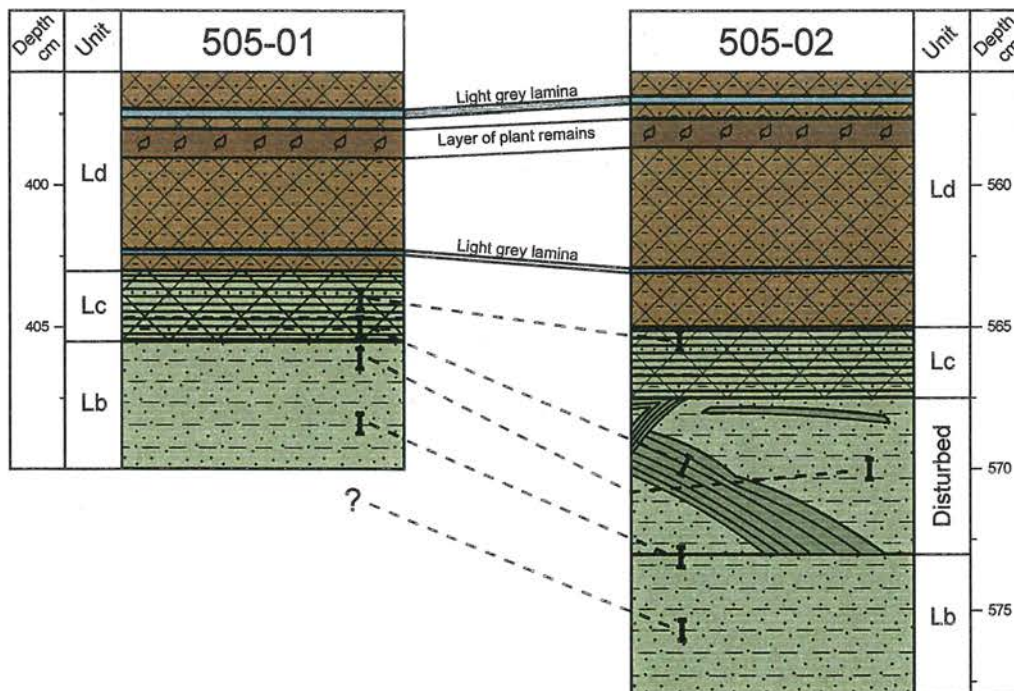
Enhet Lh – Tettlaminert, leirig, siltig gytje (isolasjon): 448-450 cm (figur 4.3)

Tettlaminert, leirig, siltig gytje enhet, med spredte planterester. Laminaene dannes av variasjoner mellom brune, rødbrune og grønngrå farger. Enheten har liten mektighet, men glødetapsverdiene øker betydelig gjennom enheten, fra 5 % nederst til over 12 % i øvre del.

Enhet Li Mørk brun gytje (lakustrine): 0-448 cm (figur 4.3)

Enhet bestående av gytje med et vekslende innhold av planterester. Den nederste centimeter har enkelte siltige lamina. Glødetapsverdiene er høye i hele enheten, men viser en betydelig økning oppover, fra ca. 20 % i bunnen og over 45 % ved 370 cm (øverste analyse).

Det er utført 6 radiokarbon dateringer fra den nedre del av enhet Li. De tre nederste er AMS-dateringer utført på terrestriske makrofossiler plukket ut fra én centimeter tykke sedimentskiver. Disse har en alder på: $10\,175 \pm 120$ 14 C B.P. for dypet 447-448 cm, 9655 ± 110 14 C B.P. for dypet 442-443 cm. og 9825 ± 110 14 C B.P. for dypet 437-438 cm (tabell 4.1). De tre øverste dateringene på kjerne 505-02 er bulkdateringer på gytje. Dateringene er gjort på to centimeters tykke sedimentskiver, og gir for 435-437 cm: $9\,565 \pm 65$ 14 C B.P., for 421-423 cm: $9\,245 \pm 50$ 14 C B.P. og for 405-407 cm: $9\,015 \pm 75$ 14 C B.P. (tabell 4.1).



Figur 4.4 Korrelasjon mellom kjerne 505-01 og 505-02, i området rundt den deformerte lagpakken i 505-02. Kjernene er prøvetatt omlag 100 m fra hverandre i det indre, dype bassenget i Langevatnet (figur 4.2). Korrelasjonen er i enhet Ld utført på visuelle kriterier. Stiplede linjer markerer korrelasjoner utført på diatomèinnhold. Diatomèspekteret 505-02:576 har en meget karakteristisk artssammensetning fullstendig dominert av hvilestadier til *Thalassiosira gravida*. Liknende artssammensetning er ikke tilstede i kjerne 505-01, og kjernen rekker trolig ikke så langt ned i stratigrafien. (I) sediment-intervall for diatomèprøve. Tegnforklaring er gitt i figur 3.3.

Forstyrret lagning i kjerne 505-02: 567,5-573 cm (figur 4.4)

Kjerne 505-02 har i overgangen mellom enhet Lb og Lc en 6,5 cm mektig pakke av roterte laminerte soner, i en massiv leirig silt "matriks". Figur 4.4 viser et detaljert utsnitt av stratigrafien ved den forstyrrede sedimentpakken, og en sammenligning med stratigrafien i kjerne 505-01. Kjernene er prøvetatt ca. 100 meter fra hverandre i den nordøstlige delen av Langevatnet (figur 4.2).

De to kjernene i figur 4.4 korreleres i øvre del (nederste del av enhet Ld) med to markerte lysegrå lamina og et markert lag med planterester. Sedimenttilveksten er mellom disse korreleringshorisontene noe høyere i 505-02 enn i 505-01. I enhetene Lb og Lc er det ingen tydelige korreleringshorisonter, og korreleringen er utført ved sammenligning av diatomèinnhold. Den nederste diatomèprøven i kjerne 505-02 består av over 40 % *Thalassiosira gravida* hvilestadier. Denne arten er ikke funnet i noen av de undersøkte prøvene fra kjerne 505-01. Kjerne 505-01 når derfor trolig ikke så langt ned i stratigrafien. De to nederst prøvene fra kjerne 505-01 er relativt like med et lite diatomèinnhold, bestående av et fåtall marine arter. Et lignende diatomèinnhold fra 505-02, finnes det også i prøvene fra toppen av enhet Lb og fra "matriksen" i den forstyrrede pakken. Den innbyrdes korrelasjonen mellom disse 4 prøvene er gjort ut fra stratigrafiske plassering. I prøven fra nedre enhet Lc i 505-01 og fra den laminerte delen av den forstyrrede pakken i 505-02, er det et dominerende lakustrint diatomèinnhold med et mindre innslag av marine arter. Prøvene fra øvre del av enhet Lc viser i begge kjernene et utelukkende lakustrint diatomèinnhold.

Korreleringen vist i figur 4.4 viser at sedimentene i øvre delen av enhet Lb og noe av den nedre delen av enhet Lc i kjerne 505-02 er forstyrret. De laminerte sonene av den forstyrrede pakken kommer trolig fra nedre del av enhet Lc, mens den omkringliggende massen ("matriksen") består av "omrørte" sedimenter fra enhet Lb. Sedimentasjonshastigheten i enhet Ld fra 505-01, kan antyde at enhet Lc i 505-02 mangler 0,5-1 cm sediment. Tilsvarende antagelser for enhet Lb er umulig å gjøre fordi enheten ikke er fullstendig i 505-01. Jeg vil likevel anta at denne forstyrrede lagpakken kun representerer en mindre hiatus eller mindre akkumulasjon, som ikke har stor betydning for dette arbeidet.

4.3 Diatomè stratigrafi

Diatomè-analysen er i Langevatnet, som nevnt i kapittel 3, gjort noe annerledes enn det som har vært vanlig i lignende undersøkelser tidligere. Fullstendige tellinger av diatomè sammensetningen fra utvalgte nivå, danner grunnlaget til en utvelgning av de mest dominerende marine og ferske artene. Disse artene, i de to salinitetsgruppene, er så talt i prøver fra jevne intervall gjennom hele den sennglasiale del av kjernen.

Resultatet av den forenklete analysen er fremstilt grafisk i vedlegg 1. Totaldiagrammet fra denne analysen er også brukt i samlediagrammet fra kjerne 505-02 (figur 4.5). Den fullstendige analysen, som danner grunnlaget for utvelgelse av de mest dominerende artene, er grafisk fremstilt i vedlegg 2.

Diatomèsonene er betegnet med prefiksen for Langevatnet sammen med et tall, fortløpende fra bunnen og oppover i kjernen.

Diatomèsonen L1: 585-594 cm (5 spekter)

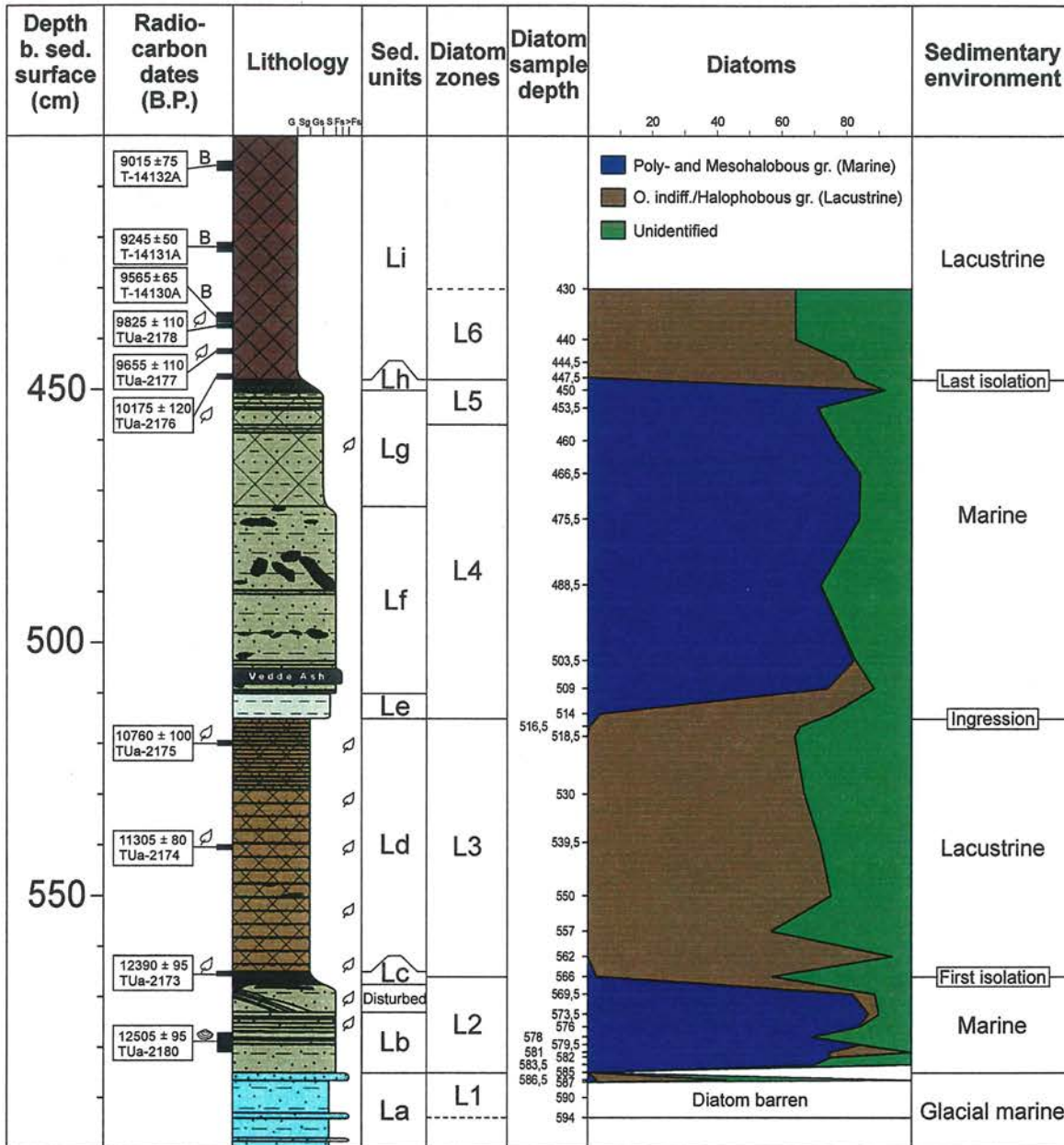
Alle spektrene i denne sonen, bortsett fra ett, er fullstendig tomt for diatomèer. Det er hverken funnet skall, septa eller fragmenter av skall i disse spektrene. På grunn av denne totale mangelen på både diatomèer og diatomèfragmenter vil trolig ikke en diatomèanrikende preparerings metode, være vellykket. Og dette er derfor ikke forsøkt.

Spekter 586 skiller seg ut, og er tatt fra det homogene sandlaget øverst i litostratigrafisk enhet La. Diatomèkonsentrasjonen er i dette spekteret lav, og det er bare talt 33 skall. Av disse er samtlige oligohalobe indifferente eller halofobe, bortsett fra ett polyhalobt skall av en art i *Thalassiosira eccentrica* - gruppen.

Det er ikke utført analyse av spektrere dypere enn 594 cm. Diatomèsonen er likevel satt med nedre grense ved bunnen av kjernen (680 cm). Dette er gjort ut fra den ensartede litologien i denne del av kjernen. Diatomèsonen L1 sammenfaller således med sedimentær enhet La.

Diatomèsonen L2: 566-585 cm (8 spekter)

Diatomèkonsentrasjonen i denne sonen er sterkt varierende, men generelt lav. Sonen domineres av den mesohalobe arten *Diploneis didyma* og de polyhalobe artene *Pinnularia quadratarea*, *Thalassiosira gravida* – hvilestadier og *Trachyneis aspera*. Artsammensetningen varierer noe med konsentrasjonen. Sterkt silifiserte arter som



Figur 4.5 Kjernebeskrivelse og total diagram fra diatomèanalysen fra kjerne 505-02, Langevatnet. Totaldiagrammet for diatomèene er basert artssammensetningen fremstilt i Vedlegg 1. Tegnforklaring er gitt i figur 3.3.

Diploneis didyma og *Trachyneis aspera* er dominerende i spektrere med lav diatomèkonsentrasjon, f. eks. spektrere 584, 574 og 570. Spekter 581 skiller seg ut fra de andre i sonen ved å ha et innslag av ca 20 % ferske diatomèer.

Diatomèsonen L2 inkluderer også den forstyrrede sedimentpakken. Delvis spekter 574 og hele spekter 570 er tatt fra den "matriksen" av denne pakken. De har et meget lavt innhold av diatomèer og består av over 80 % *Diploneis didyma*.

Et spekter fra de laminerte skråttstilte sedimentene har en noe annen diatomèsammensetning. 13 % av diatomèene er marine og utgjøres hovedsakelig av mesohalobe arter (*Diploneis didyma*, *Nitzschia hungarica*, *Navicula digitoradiata*). Resten av diatomèsammensetningen utgjøres av ferske arter, hovedsakelig *Tabellaria flocculosa*, *Epithemia sorex* og *Fragilaria*-arter. Det inneholder også et betydelig antall *Chrysofyt*-cyster. Spekteret er ikke tatt med i noen av diagrammene.

Diatomèsone L3: 515-566 cm (8 spekter)

Diatomèsone L3 starter med spekter 566 øverst i de laminerte sedimentene i litostratigrafisk enhet Lc. Det øverste og nederste spekteret i sonen har innslag av enkelte spredte marine diatomèer. De andre spektrene består utelukkende av diatomèarter som foretrekker et ferskvann. *Fragilaria*-slekten dominerer hele sonen, med størst opptreden av *Fragilaria construens*. *Pinnularia interrupta* opptrer i høye verdier i et intervall i nedre del av sonen og et i øvre. I det nedre intervallet utgjør denne arten sammen med *Amphora libyca* omlag 63 % av diatomèsammensetningen.

I øvre del av sonen er et betydelig innslag av to *Cyclotella* arter. Begge disse er svært skjøre og delikat silifisert. Det har derfor ikke lyktes å identifisere disse to artene lengre enn til *Cyclotella* -slekten.

Diatomèsone L4: 457-515 cm (7 spekter)

Diatomèsone L4 starter med en brå oppgang av *Fragilariopsis cylindrus*. Denne polyhalobe arten er den klart mest dominerende i sonen ved siden av hvilestadier av *Chaetoceros sp.* Ulike *Thalassiosira* – arter utgjør mindre prosentandeler i hele sonen. Nedgangen av enkelte av de ferske arter fra den underliggende sonen strekker seg inn i diatomèsone L4. Dette er hovedsakelig arter i *Fragilaria* slekten.

Diatomèsone L5: 457-448 cm (2 spekter)

Sone L5 skiller fra den underliggende L4 ved et markant innslag av den polyhalobe *Thalassionema nitzschioides*. De høye verdiene på denne arten er kun fremtredende i to spekter, med prosentverdier på omlag 30. Flere av de dominerende artene fra den underliggende L4 sonen, er fortsatt tilstede i sone L5. Nedgangen i *Chaetoceros sp.* er sannsynligvis ikke en reell nedgang, kun et resultat av inntreden av andre nye arter med høye prosentverdier. *Fragilariopsis cylindrus* forsvinner ut i sone L5, mens arter i *Thalassiosira* slekten beholder lignende verdier som i den underliggende L4 sonen.

Det øverste spekteret (450) i sonen har et betydelig innslag av en *Cyclotella* art. Denne er liten og skjør og er derfor i likhet med *Cyclotella* sp. 2 og 3, (diatomèsone L3), vanskelig å identifisere. I diagrammene er denne kalt *Cyclotella* sp.1. (se Appendiks taksonomi)

Diatomèsone L6: 430-448 cm (4 spekter)

De fire øverste analyserte spektrene på kjerne 505-02, danner diatomèsone L6. Overgangen fra den underliggende sonen er skarp. Samtlige marine arter forsvinner ut, og blir erstattet av ferskvannsarter ved denne overgangen. Det første spekteret (447) skiller seg noe fra de tre overliggende, ved at det er sterkt dominert av *Stephanodiscus medius*. Arten har over 60 % opptreden i dette spekteret. Videre oppover i sonen forsvinner arten gradvis ut, og blir erstattet av *Fragilaria* arter, *Cyclotella* sp. 3, *C. radiosa* og *Anomoeoneis vitrea*. Av *Fragilaria* artene kommer *F. construens* og *F. pinnata* brått inn i spekter 445. Begge disse artene har betydelig lavere verdier i de overliggende spekter. *Fragilaria pinnata* forsvinner nesten helt ut ved den øverste analysen. *Fragilaria brevistriata* har tilnærmet like prosentverdier i alle de tre øverste spektrene.

Som tidligere nevnt vil store forandringer av sammensetningen av artene, i et prosentdiagram kunne gi opp- og nedganger av arter som ikke er reelle. Overgangen fra spekter 445 til 447, er et slikt tilfelle. De høye verdiene av *Stephanodiscus medius* vil føre til lave verdier av de andre artene. Oppgangen, ved spekter 445, av *Fragilaria* artene kan dermed være en effekt av tilbakegangen av *S. medius*, og ikke representere en reell økning av antall *Fragilaria* skall.

Det er ikke analysert diatomèprøver fra gytje sedimentene mellom 430 cm dyp og sedimentoverflaten, men sedimentet indikerer klart at dette er avsatt i et ferskvannsmiljø.

4.4 Sedimentasjonsmiljø

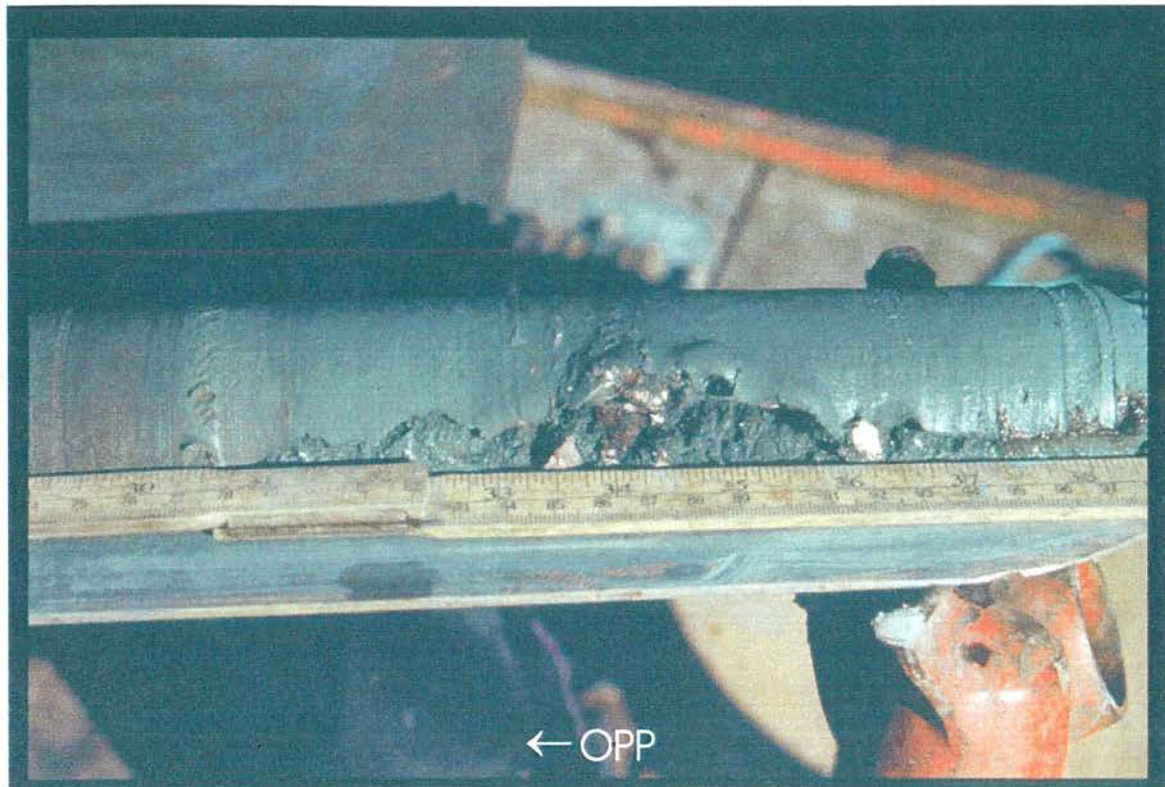
Langevatnet har i sen-glasiatid vært utsatt for markerte sedimentasjonsmiljø forandringer som tydelig og markert gjenspeiles diatomologisk og sedimentologisk (figur 4.3 og 4.5). Den nederste del av stratigrafien fra Langevatnet er avsatt i et proglasiatmiljø (figur 4.5), med et sterilt leirig silt sediment og spredte tynne lag og lamina av sand. Det glasiat sedimentasjonsmiljøet begrenser seg til den sedimentære enhet La og diatomèsone L1. Den

høye konsentrasjonen av suspendert minerogent materiale i brenære vannmasser gir svært dårlige vilkår for diatomèfloraen, samtidig som stor sedimenttilvekst reduserer konsentrasjonen av diatomèskall i sedimentene. Det nærmest totalt fraværende mikrofossil innholdet i diatomèsone L1 støtter dermed opp om tolkningen av det glasiiale opphavet til sedimentet. En tolkning av salinitetsnivået i vannmassene er derimot umulig å gjøre ut fra mikrofossil innholdet. Nest øverste undersøkte spekter i diatomèsone L1 (se kapittel 5.3) kan antyde et ferskt miljø, men diatomèsummen er for dette spekteret lav og her er det også tilstede ett marint skall. Det øverste spekteret i sone L1 er igjen tomt for diatomèer. De ferske diatomèene er dermed trolig enten et resultat av en mindre algeoppblomstring i et ferskt overflate lag, eller at diatomèene er tilført fra Langevatnets dreneringsområde. Sedimentet tolkes til å være avsatt i et glasimarint miljø på grunn av makrofossiler av tang, funnet øverst i enhet La i kjerne 505-03, samt på grunn av de direkte overliggende skjellførende marine sediment.

Diatomèinnholdet er dominert av marine arter i hele diatomèsone L2. Denne sone inkluderer den skjellførende sedimentære enhet Lb og delvis den laminerte enheten Lc. De dominerende diatomèartene er stort sett relativt kraftig silifisert og robuste. Dette kan tyde på at miljøet påfører diatomèskallene en mekanisk eller kjemisk nedbrytning, og at delikat silifiserte arter er underrepresentert. De mest tallrike artene i denne sonen (*Diploneis didyma*, *Pinnularia quadratarea*, *Thalassiosira gravida*) er alle arter som i dag lever i kystfarvannene rundt Nordsjøen og i Nord-Atlanteren (Hendey 1964). Det er således rimelig å anta at den marine diatomèsonen L2 har hatt lignende tempererte vannmasser som er tilstede i området i dag. Øverst i L2 er *Diploneis didyma* representert med omkring 70 %. Denne arten er mesohalob og det kan tyde på at saliniteten i bassenget avtar noe mot toppen av denne ellers marine sonen.

Overgangen fra diatomèsone L2 til L3 skjer midt i den laminerte sonen. De marine artene blir ved denne overgangen relativt brått erstattet av ferske diatomèarter, slik at den diatomologiske isolasjonen er klar og tydelig (figur 4.5). Siltinnholdet i sedimentene er relativt høyt i hele den sedimentære enhet Lc og avtar gradvis oppover i enhet Ld. Det er derfor vanskelig å definere den sedimentologiske isolasjonskontakten, da det trolig er en betydelig tilførsel av silt til bassenget fra de omkring liggende områder.

En viss andel silt er tilstede gjennom hele enhet Ld. Den dominerende fraksjonen er gytje, noe som gir utslag i glødetapsverdiene (figur 4.3). Både diatomèinnholdet og litologien viser tydelig at enhet Ld og sone L3 representerer et ferskt sedimentasjonsmiljø.



Figur 4.6 Nedre del av den dypeste russerprøven ved lokalitet V i Langevatnet (se figur 4.2). Opp er til venstre på figuren, som øverst viser et par centimeter av den lakustrine gytjeenheten. Under denne er den marine enhet Lb, som i denne kjerne prøven er ca. 19 cm mektig. Et noe fragmentert *Mytilus edulis* skjell fra omtrent midt i enhet Lb, er datert til $12\,505 \pm 95$ "C B.P. (TUa-2180, tabell 4.1). De nederste centimeterne (lengst til høyre på figuren) består av grå glasimarine sediment tilhørende enhet La. Foto: Stein Bondevik.

Ingresjonkontakten er sammenfallende med overgangen mellom enhet Ld og Le. Marine arter begynner her igjen å bli representert i stratigrafien. Den mer utstrakte formen på ingresjonen i diatomèdiagrammet (figur 4.5) er trolig et resultat av et relativt stort prøveinterval. Sedimentasjonsmiljøet i L4 og L5 er klart marint. L4 er hovedsakelig dominert av den polyhalobe *Fragilariopsis cylindrus*, som i dag lever i polare vannmasser i Arktis og Antarktis (Hasle 1964). Arten er meget delikat silifisert, noe som tilsier et miljø med ingen eller meget liten nedbrytning av diatomèskall. Diatomè sammensetningen er dermed trolig representativ og diatomèsonen L4 gjenspeiler et miljø med kalde polare vannmasser. Det grove sedimentet i øvre del av enhet Lf støtter ytterligere opp om det kalde marine miljøet. Sedimentet er trolig avsatt av lokal sjøis, og derivert langs yngre dryas strandlinje ved intens frostforvitring (Blikra & Longva 1995).

Ved overgangen til diatomèsone L5 forsvinner *Fragilariopsis cylindrus*, og blir erstattet av *Thalassionema nitzschioides* som den mest dominerende art. Også denne er polyhalob, men den kan ikke karakteriseres som en polar art, og har en resent utbredelse i

Tabell 4.1 Radiokarbondateringer av marint, lakustrint og terrestrisk materiale fra Langevatnet, kjerne 505-02. Estimerte aldre i kalenderår er basert på kurvetilpassning av dateringene mot kalibreringskurven INTCAL98 (Stuiver *et al.* 1998). Dypdeangivelsen er i oppgaven relatert til sedimentdypet, men er i beskrivelsene fra feltarbeidet oppgitt i dybder som inkluderer 1690 cm vanddyb.

Lab. nummer	Sedimentdyp (cm)	Dyp, inkl. vann (cm)	Datert materiale	Tørrvekt (mg)	¹⁴ C alder (år B.P.)	δ ¹³ C (‰ PDB)	Kurvetilpasset alder (kal. år B.P.)
TUa-2180	577-581 ¹	2267-71	Fragmenter av <i>Mytilus edulis</i> . Knust under prøvetagning.	693,9	12 505 ± 95 ⁵	1,0 ²	14 650 ³
TUa-2173	565-566	2255-56	Blad fra <i>Salix polaris</i> og <i>Salix cf. glauca</i> , frukt fra <i>Oxyria digyna</i> og mosefragmenter fra <i>Racomitrium</i> og <i>Calliergon</i> .	13,0	12 390 ± 95	-29,8	14 190 ³
TUa-2174	540-541	2230-31	Mosefragmenter fra <i>Racomitrium</i> og <i>Pohlia</i> , blad fra <i>Salix herbacea</i> og <i>Dryas</i> , og frukter fra <i>Carex</i> og <i>Oxyria digyna</i> .	24,7	11 305 ± 80	-27,3	13 360 ³
TUa-2175	519,5-520,5	2209,5-10,5	Blader og knopper av <i>Salix herbacea</i> , mosefragmenter fra <i>Racomitrium</i> , <i>Pohlia</i> , <i>Calliergon</i> og <i>Polytrichum</i> , og frukt fra <i>Oxyria digyna</i> .	76,3	10 760 ± 100	-25,9	12 670 ³
45 TUa-2176	447-448	2137-38	Mosefragmenter fra <i>Racomitrium</i> , <i>Hylocomium</i> , <i>Pohlia</i> , <i>Dicranum</i> og <i>Ditrichum</i> , blad fra <i>Salix herbacea</i> , <i>S. cf. glauca</i> , <i>Dryas</i> , <i>Empetrum</i> og muligens <i>Fabaceae</i> , og frukt fra <i>Dryas</i> .	21,4	10 175 ± 120	-28,4	11 310 ⁴
TUa-2177	442-443	2132-33	Mosefragmenter fra <i>Racomitrium</i> og <i>Hylocomium</i> , blad fra <i>Dryas</i> , og frukt fra <i>Betula</i> og <i>Asteraceae</i> .	11,8	9 655 ± 110	-26,5	11 150 ⁴
TUa-2178	437-438	2127-28	Mosefragmenter fra <i>Racomitrium</i> og <i>Hylocomium</i> , frukter og blad fra <i>Betula</i> og en <i>Juniperus</i> nål.	21,6	9 825 ± 110	-28,2	-
T-14130A	435-437	2125-27	Bulk – NaOH-løselig gytje		9 565 ± 65	-29,2	10 940 ⁴
T-14131A	421-423	2111-13	Bulk – NaOH-løselig gytje		9 245 ± 50	-30,3	10 500 ⁴
T-14132A	405-407	2095-97	Bulk – NaOH-løselig gytje		9 015 ± 75	-30,2	9 990 ⁴

¹ Dateringsmaterialet er fra russer V, prøvetatt ved samme lokalitet som 505-03, og korrelert inn på kjerne 505-02.

² Antatt verdi, ikke målt.

³ Kurvetilpasset med alle dateringene og sedimenttilvekst på 33,5 år/cm. Tilpassingen er fiksert om veddeasken.

⁴ Kurvetilpasset med 5 dateringer fra den øvre lakustrine enhet (Li). Konstant sedimenttilvekst: 32,0 år/cm.

⁵ Korrigert for marin resovaralder på 380 år (Bondevik *et al.* 1999).

kystfarvann blant annet i Nordsjøen og i den Engelske Kanal (Hendey 1964). Diatomèfloraens forandring ved overgangen til diatomèsonen L5 tyder på at temperaturen til vannmassene i området er hevet noe i forhold til de polare forholdene under sonen L4.

Sonen L5 strekker seg opp til isolasjonen ved overgangen til diatomèsonen L6. Diatomèanalysen viser ingen brakk sonen ved denne overgangen. Riktignok har øvre spekteret i sonen L5 et betydelig innslag av den ikke fullstendig identifiserte *Cyclotella sp. 1*, men den øvrige diatomèfloraen i dette spekteret viser et entydig marint miljø. De laminerte sedimentene i enhet Lh inngår i denne marine sonen. Isolasjonskontakten er like i overkant av den intenst laminerte enhet Lh.

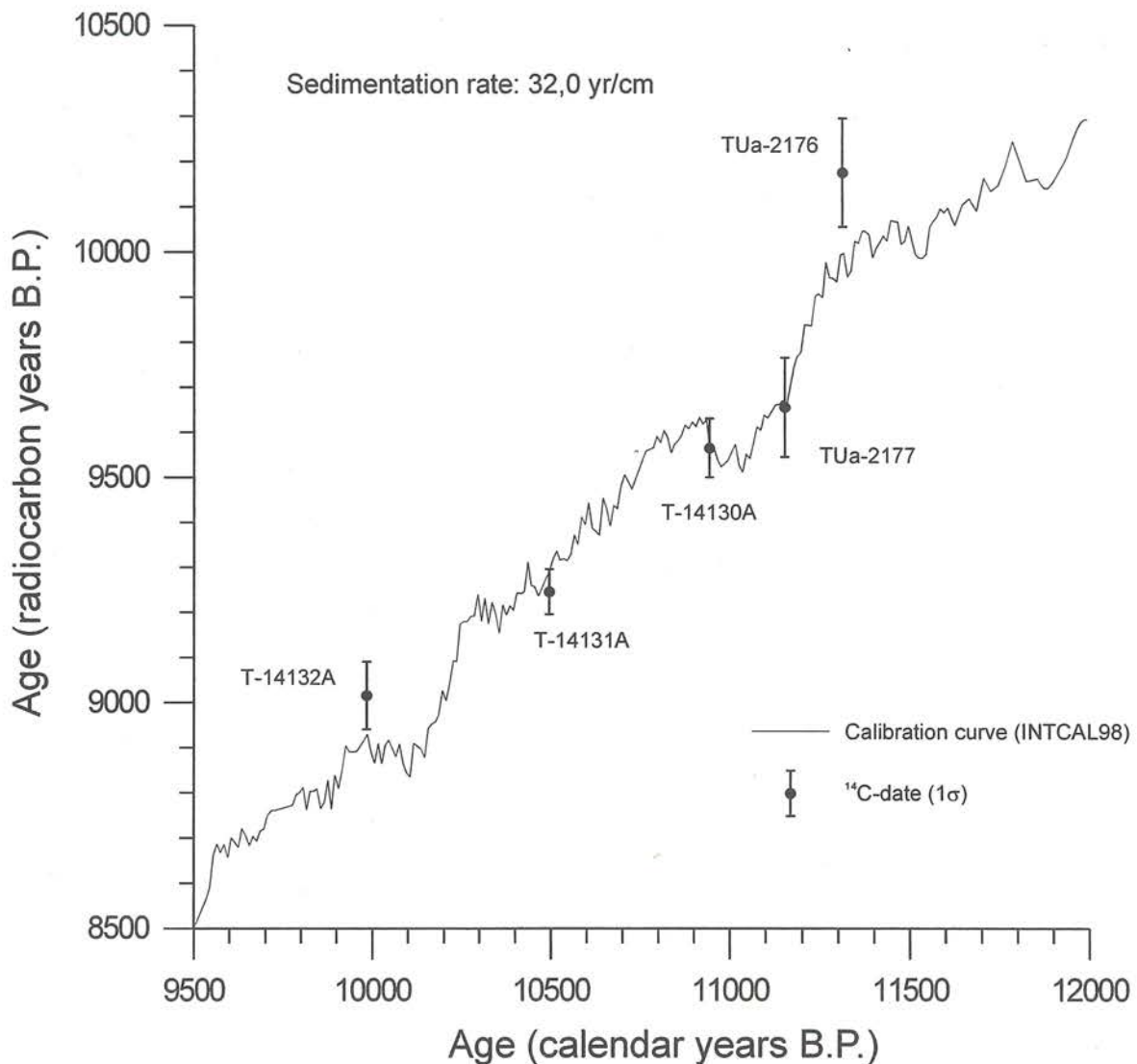
En fersk diatomèflora etablerer seg raskt etter isolasjonen ved starten på sedimentær enhet Li. Diatomèstratigrafien viser ved denne isolasjonen hverken en todelt salinitetsgruppering eller en brakk fase. Det øverste spekteret i diatomèsonen L5 har tilnærmet utelukkende marine arter, mens det overliggende spekteret, nederst i L6, viser en fullstendig fersk diatomè sammensetning.

4.5 Dateringer

Det er utført 10 ^{14}C -dateringer fra Langevatnet (tabell 4.1). De 9 øverste dateringene er gjort på materialet fra kjerne 505-02, på henholdsvis bulk gytje, for de tre øverste (T-14130A – T-14132A), og terrestrisk plantemateriale for de 6 andre (TUa-2173 – TUa-2178). Den nederste dateringen (TUa-2180) er utført på et fragmentert *Mytilus edulis* skall fra russerkjerne V (figur 4.6), prøvetatt på tilnærmet samme sted som kjerne 505-03, nær Langevatnets utløp (figur 4.2). Det daterte skallet er hentet fra enhet Lb og plassert inn i stratigrafien på kjerne 505-02 ut fra den forholdsvis mektigheten av enhet Lb, i russerprøven og i kjerne 505-02. Nøyaktigheten av korrelasjonen mellom russerprøven og kjerne 505-02 er avhengig av at den forstyrrede lagpakken øverst i enhet Lb (figur 4.4) ikke representerer hverken en betydelig hiatus eller akkumulasjon, som antatt tidligere i kapitlet.

Dateringene i Langevatnet er alle med avtagende alder oppover i stratigrafien, bortsett fra en datering ved 437-38 cm (TUa-2178). Denne gir $9\,825 \pm 110$ ^{14}C B.P., og er eldre enn både den over- og den underliggende dateringen. Den overliggende, er utført på gytje direkte over TUa-2178, og skulle gi tilnærmet samme resultat. Ved to standardavvik

overlapper de to dateringene hverandre såvidt, og det er dermed ikke teoretisk grunnlag for å forkaste noen av dem.



Figur 4.7 Kurvetilpasning av fem radiokarbondateringer fra lakustrint miljø direkte over siste isolasjonskontakt i Langevatnet, kjerne 505-02. Tilpasningen er basert på en konstant sedimenttilvekst på 32,0 år/cm, og gir en alder for den siste isolasjonen på 11 310 kal. år B.P. (11 311 kal. B.P.). Kvadratsummen av differansene mellom kalibreringskurven INTCAL98 (Stuiver *et al.* 1998) og dateringene, dividert på dateringenes 1σ standardavvik, har en verdi på 4,42. Radiokarbondateringenes kurvetilpassete aldre i kalenderår er oppgitt i tabell 4.1.

4.6 Kurvetilpasning (wiggle matching)

Kurvetilpasningen av datasettet med dateringer fra Langevatnet er utført mot kalibreringskurven INTCAL98 (Stuiver *et al.* 1998), med den hensikt å øke presisjonen av aldersbestemmelsene utover det enkeltstående, kalibrerte ^{14}C -dateringer kan gi. Det er utført to tilpasninger av dateringene. En som aldersbestemmer den siste isolasjonskontakten og som bare benytter den øvre delen av datasettet, og en hvor hele dateringsserien fra Langevatnet er tilpasset.

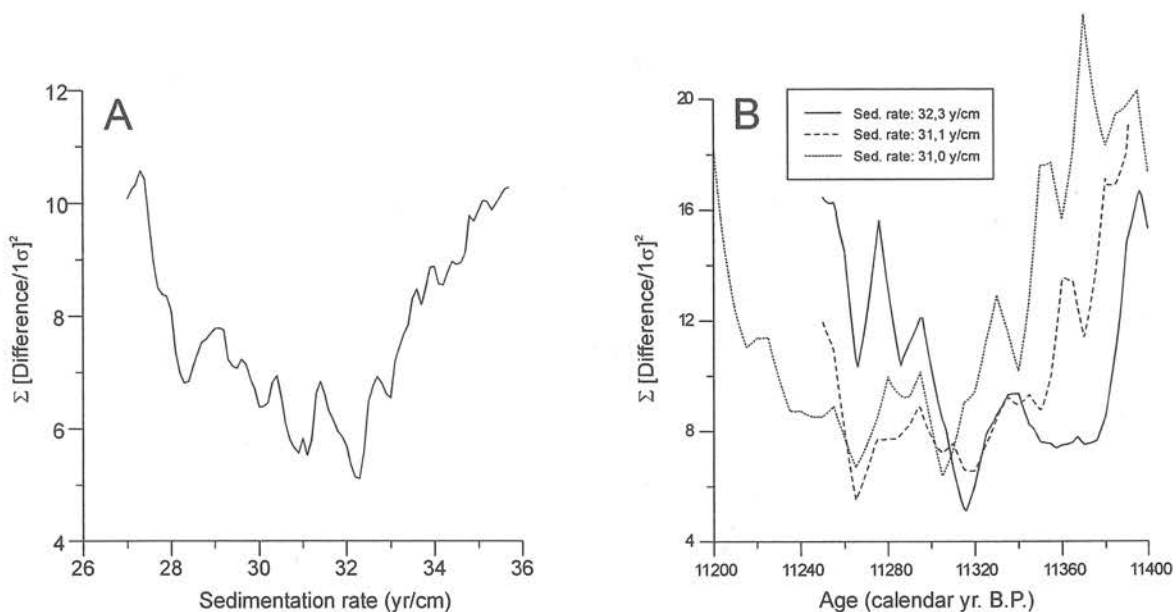
Siste isolasjonskontakt (figur 4.7)

Konstant sedimenttilvekst er en forutsetning for kurvetilpasning av dateringer fra stratigrafier der sedimenttilveksten ikke kan estimeres ut fra uavhengige kriterier (se kap 3.6). En separat tilpasning av dateringene fra det lakustrine sedimentasjonsmiljøet etter siste isolasjon, er derfor utført for å få en best mulig aldersbestemmelse av den siste isolasjonskontakten. Det er mer sannsynlig at man i dette miljøet har hatt mindre skiftninger i sedimenttilveksten, enn man har for kjernen i sin helhet.

Ved kurvetilpasningen av alle de 6 dateringene over siste isolasjon, ble det klart at dateringen $9\,825 \pm 110$ ^{14}C B.P. (TUa-2178) skilte seg ut. Denne ble derfor, i samråd med Steinar Gulliksen (pers. medd. 1999), valgt å holde utenfor, og datasettet med de fem resterende dateringene ble tilpasset.

Kvadratsummen til differansen mellom datasettet og kalibreringskurven dividert på ett standardavvik til dateringen, gir best tilpasning for en sedimenttilvekst på 32,0 år/cm (figur 4.7). Det ble forøvrig også oppnådd lave kvadratsummer for sedimenttilvekster mellom 28 og 33 år/cm. Tilvekster utenfor dette intervallet førte til høye kvadratsummer og dermed "dårlige" tilpasninger. Det er således høyst sannsynlig at den "reelle" sedimenttilveksten er mellom 28-33 år/cm (figur 4.8).

De ulike tilvekster mellom 28-33 år/cm, som ga best tilpasning, er så undersøkt for plasseringen av datasettet. Samtlige undersøkte tilvekster ga best tilpasning for plasseringer der isolasjonskontakten har en alder mellom 11 250-11 370 kal. år B.P. (figur 4.8). For plasseringer utenfor dette intervallet økte kvadratsummene betydelig. Den best tilpassede sedimenttilveksten (32,0 år/cm) medfører en plassering av isolasjonskontakten på 11 311 kal. år B.P. Kvadratsummen av differansen mellom datasettet og kalibreringskurven dividert på 1σ til dateringene, har ved denne tilpasningen en verdi på 4,42, noe som

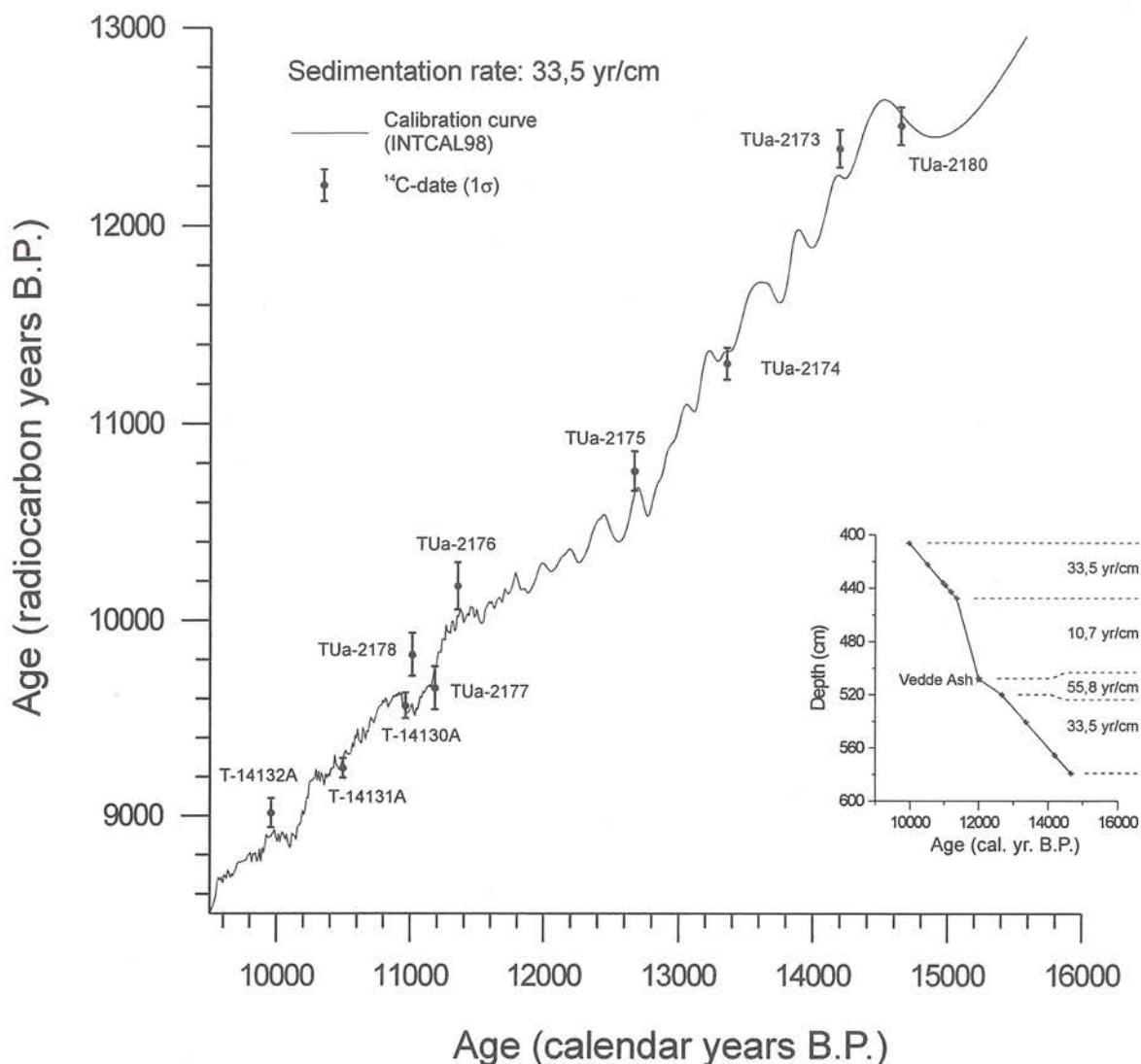


Figur 4.8 “Grad” av tilpasning fra ulike kurvetilpasninger av de fem dateringene over siste isolasjonen i Langevatnet, for henholdsvis sedimenttilvekster (A) og alder til den siste isolasjonskontakten (B). Lave verdier for kvadratsummen av differansen mellom dateringene og kalibreringskurven INTCAL98 (Stuiver *et al.* 1998), dividert på ett standardavvik for dateringene, gir de beste tilpasningene. Kurvene er basert på tilpasninger utført med en mindre feil i en av dateringenes posisjon i lagfølgen. De avviker derfor noe fra den beste tilpasningen fremstilt i figur 4.7, med sedimenttilvekst på 32,0 år/cm og en alder på siste isolasjonen på 11 311 kal. år B.P. Kurvene viser likevel at de beste tilpasningene er oppnådd for sedimenttilvekster mellom 28-33 år/cm, og at alderen av isolasjonkontakten trolig er i intervallet 11 370-11 250 kal. år B.P.

hovedsakelig utgjøres av avviket til datering fra selve isolasjonskontakten (TUa-2176) (figur 4.7). En sannsynlig kalenderårsalder for siste isolasjonskontakt i Langevatnet kan således, ut fra kurvetilpasningen, oppsummeres slik: 11 250 (11 310) 11 370 kal. år B.P. (tabell 4.2).

Kurvetilpasning av hele dateringsdatasettet (figur 4.9)

For aldersbestemmelse av deglasiasjonen, første isolasjonskontakt og ingresjonen ble det forsøkt å kurvetilpasse hele datasettet med dateringer. For å unngå problemet med forskjellig sedimenttilvekst i de ulike sedimentasjonsmiljø ble veddeasken fiksert til 12 000 kal. år B.P. (Grönvold *et al.* 1995). Sedimenttilvekstene mellom dateringene på $10\,175 \pm 120$ ^{14}C B.P. (TUa-2176) og $10\,760 \pm 100$ ^{14}C B.P. (TUa-2175), altså hele den marine fasen i yngre dryas (figur 4.3), blir således "fristilt" fra den konstante sedimenttilveksten i kurvetilpasningen, og er kun styrt av veddeaskens plassering i stratigrafien. Intervallene hvor kurvetilpasningen forutsetter konstant sedimenttilvekst begrenses da til de lakustrine



Figur 4.9 Kurvetilpasning av radiokarbondateringene fra Langevatnet, kjerne 505-02. Veddeasken er satt til en alder på 12 000 kal. år B.P., sedimenttilvekstene over og under veddeasken vil derfor avvike fra den konstante tilveksten i kurvetilpasningen, se aldersmodell (innfelt). Den beste tilpasningen av dateringene mot kalibreringskurven INTCAL98 (Stuiver *et al.* 1998) ble oppnådd med en sedimenttilvekst på 33,5 år/cm. Kvadratsummen av differansene mellom datasettene dividert på ett standardavvik fra dateringene, har da en verdi på 16,78. En aldersmodell (innfelt) for kjernen basert på kurvetilpasningen, viser betydelig økt sedimenttilvekst i den marine fasen direkte over veddeasken. Forstørrede utsnitt av aldersmodellen, med sedimentære enheter, er fremstilt i figur 4.10 og 4.11.

enhetene Ld og Li, samt deler av den første marine fasen Lb (diskutert under). Den beste tilpasningen ble oppnådd med en sedimenttilvekst på 33,5 år/cm, noe som ga en kvadratsumverdi av differansen mellom datasettene på 16,78. Den siste isolasjonskontakten får en alder på 11 350 kal. år B.P., og er således i samsvar med intervallet beregnet fra den første kurvetilpasningen (figur 4.7).

Kurvetilpasningen av alle dateringene (figur 4.9) er ikke å regne som like presis som tilpasningen av de 5 øverste dateringene (figur 4.7), på grunn av antagelsen om konstant sedimenttilvekst i begge de lakustrine enhetene. Det er derfor ikke utført

omfattende beregninger for å estimere intervaller for plasseringene av de ulike dateringene. De ulike daterte hendelsene er oppgitt som ca.-verdier (tabell 4.2) av den plasseringen datering har ut fra den beste kurvetilpasningen (tabell 4.1). Dyp som ikke sammenfaller med en ^{14}C -datering, som for eksempel ved isavsmeltingen og ingresjonskontakten, er aldersestimert ut fra sedimenttilvekster (tabell 4.2).

Ingresjonskontakten (figur 4.10)

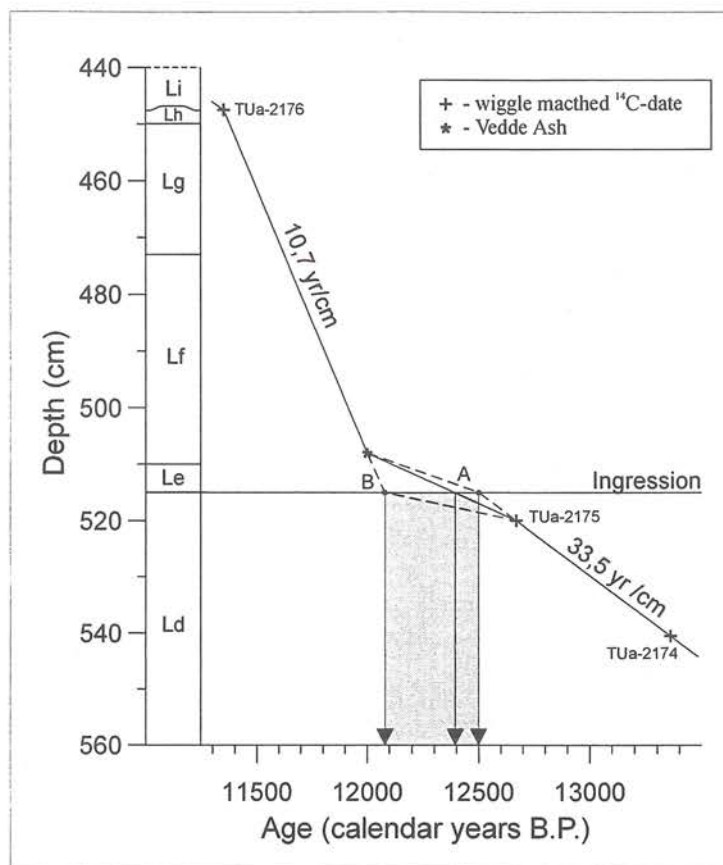
Det var i Langevatnet ikke mulig å finne daterbart materiale i sedimentene ved ingresjonen, og det er derfor ingen radiokarbondatering fra dette nivået. Ingresjonen er lokalisert omtrent midt mellom den øverste datering fra enhet Ld og veddeasken, og alderen av ingresjonskontakten er beregnet ved bruk av sedimenttilvekster. Veddeasken og den tilpassede alderen (12 670 kal. år B.P.) av datering på $10\,760 \pm 100$ ^{14}C B.P. (TUa-2175 – tabell 4.1), er ansett som ”fastpunkter” for aldersmodellen (figur 4.9 og 4.10). Avstanden i tid mellom veddeasken og kalenderårsestimatet for datering TUa-2175 er relativt stort (ca. 700 år), sett i sammenheng med det relativt korte sedimentintervallet (12 cm). Sedimenttilveksten skiller seg således klart ut fra resten av kjernen (figur 4.9). En forklaring for dette kan være at intervallet inneholder en hiatus. Det er derimot ikke funnet sedimentologiske indisier for dette, og sedimentasjonen i sekvensen er betraktet som kontinuerlig.

Basert på kurvetilpasningen (figur 4.9) har ingresjonen en alder på ca. 12 400 år ut fra en lineær aldersmodell mellom veddeasken og den kurvetilpassede alderen av datering $10\,760 \pm 100$ (TUa-2175) (figur 4.10). På grunn av de daterte nivåenes posisjon over og under ingresjonen, faller skiftene i sedimenttilveksten i aldersmodellen ikke sammen med ingresjonskontakten. Denne representerer en betydelig forandring i sedimentasjonsmiljøet, og således også sannsynligvis en forandring i sedimenttilveksten. Det er derfor skissert to alternativ hvor forandringen i sedimenttilveksten er satt til ingresjonskontakten (figur 4.10).

Ved å forlenge sedimenttilveksten fra den lakustrine enheten under datering TUa-2175 (33,5 år/cm), opp til ingresjonskontakten (alternativ A) får ingresjonen en alder på ca. 12 500 kal. år B.P. (figur 4.10). Dette må regnes som et maksimumsestimat, og fører til at sedimenttilveksten mellom ingresjonen og veddeasken blir lav (71,6 år/cm).

I alternativ B (figur 4.10) er den høye sedimenttilveksten over veddeasken (10,7 år/cm) forlenget ned til ingresjonen. Denne får da en alder på 12 100 kal. år B.P., og fører

Figur 4.10 Forstørret utsnitt av aldersmodellen fra Langevatnet, kjerne 505-02 (figur 4.9, innfelt), i et intervall nær ingresjonen. Aldersmodellen (hel linje) er basert på kurvetilpasning av alle dateringer fra Langevatnet og gir en alder på ingresjonen på ca. 12 400 kal. år B.P. Stiplede linjer viser sedimenttilvekster som gir maksimum- (A) og minimums- (B) alder for ingresjonen. Aldersintervall for ingresjonen (skravert området) blir da 12 500-12 100 kal. år B.P. Sedimentære enheter Ld-Li i henhold til figur 4.3. A - ekstrapolering av sedimenttilveksten 33,5 år/cm fra TUa-2175 og opp til ingresjonskontakten. Dette gir en maksimumsalder. B - ekstrapolering av sedimenttilveksten 10,7 år/cm fra TUa-2176 via veddeasken ned til ingresjonskontakten. Dette gir en minimumsalder.



til en lav sedimenttilvekst (118,8 år/cm) for øvre del av enhet Ld. Alternativ B antas å være et minimumsestimat for alderen av ingresjonen.

Ut fra sedimentene er alderen av ingresjonen trolig nærmere estimatet i alternativ A enn estimatet i alternativ B. Alternativ A medfører at den lave sedimenttilveksten mellom veddeasken og datering TUa-2175 er tilknyttet leirige sedimentet i enhet Le (figur 4.10). Leiren skiller seg vesentlig fra både under- og overliggende enhet (figur 4.3), og det er således ikke uventet at også sedimenttilveksten i Le skiller seg fra tilveksten i over- og underliggende enhet. Dersom alternativ B er rett medfører dette et meget markert skifte i sedimenttilveksten øverst i den lakustrine enheten Ld, noe det ikke er indisier på hverken i sedimentene eller i glødetapet (figur 4.3). Alderen av ingresjonen er derfor mest sannsynlig i den eldre delen av aldersestimatet 12 500-12 100, og dateringen direkte ut fra kurvetilpasningen på 12 400 kal. år B.P., synes rimelig.

Aldersestimatet for ingresjonen (figur 4.10) er basert på at veddeasken og dateringen $10\,760 \pm 100$ ^{14}C B.P. (TUa-2175) med kurvetilpasset alder på 12 670 kal. år B.P., er fastpunkter i aldersmodellen. Veddeasken er en markør man har god alderskontroll på, og

det er derfor rimelig å benytte denne som et fastpunkt. Det kan derimot knyttes noe større usikkerhet til å benytte 12 670 kal. år B.P. ved 520 cm (TUa-2175), som et fastpunkt i modellen, fordi denne er basert på kurvetilpasning. En eventuell yngre kalenderårsalder av dateringen vil derimot bli fanget opp innenfor intervallet i det beregnede aldersestimater (figur 4.10). Forutsetningen for dette er at sedimenttilveksten i Langevatnet ikke er høyere enn 10,7 år/cm. Dette er tilveksten i den marine fasen over veddeasken (figur 4.10), som tydelig er preget av intensiv frostforvitring langs strandsonen, og er derfor antatt som et sannsynlig maksimumsestimater for sedimenttilvekst i hele kjerne 505-02. En eventuell eldre kalenderårsalder for datering TUa-2175 medfører enten at sedimenttilveksten i enhet Ld øker oppover i enheten (kurven i aldersmodellen blir brattere), eller at alle dateringene fra enheten er kurvetilpasset noe for ung. Ingen av disse alternativene kan utelukkes, men de innebærer samtidig en meget lav sedimenttilvekst for enhet Le, sammenlignet med resten av kjernen. Det er således rimelig å anta at ingresjonens alderen, er innenfor det estimerte intervallet 12 500-12 100 kal. år B.P. (tabell 4.2), og sannsynligvis er alderen nær 12 400 kal. år B.P.

Første isolasjonskontakten

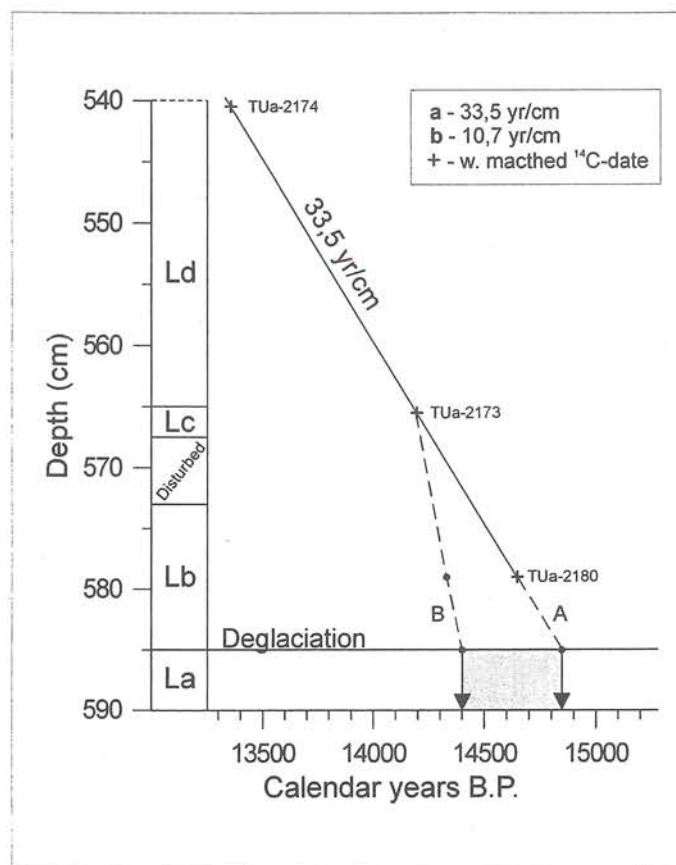
Kurvetilpasningen (figur 4.9) indikerer en alder på 14 194 kal. år B.P. (tabell 4.1) for dateringen og dermed også for hendelsen. Dateringen er å regne som et betydelig bedre aldersestimater enn en enkeltstående kalibrert ¹⁴C –datering, og videre i arbeidet er en alder på ca. 14 200 kal. år B.P. benyttet for den første isolasjonen i Langevatnet (tabell 4.2).

Deglasiasjonen

Deglasiasjonen er representert ved den litologiske grensen mellom enhet La og Lb, og definerer tidspunktet da den glasielle sedimentasjonen opphører i Langevatnet og bassengets dreneringsområde er isfritt.

Alderen av denne hendelsen i Langevatnet er avhengig av hvordan sedimenttilveksten i den marine enheten Lb har vært. Kurvetilpasningen (figur 4.9) baserer seg på en konstant sedimenttilvekst på 33,5 år/cm, og gir bra tilpasning med en lik sedimenttilvekst for både den lakustrine (Ld) og den marine enheten (Lb). Dette kan derimot skyldes at dateringen 12 505 ± 95 ¹⁴C B.P. (TUa-2180) fra den midtre del av enhet Lb, faller inn i det betydelige ¹⁴C-plataet omkring 12 600 ¹⁴C B.P. Dette plataet strekker seg over en periode på ca. 600 kalenderår (15 000-14 400 kal. år B.P.) (Stuiver *et al.*

Figur 4.11 Forstørret utsnitt av aldersmodellen fra Langevatnet, kjerne 505-02 (figur 4.9, innfelt) i et intervall nær isavsmeltingen. Stiplede linjer viser sedimenttilvekster for den marine enhet Lb, som gir en sannsynlig maksimum- (A) og minimumsalder (B) for isavsmeltingen. Sedimenttilvekstene er basert på den lave verdien (A) fra den lakustrine enhet Ld, og den høye verdien (B) fra den marine yngre dryas delen (Lf/Lg). Et sannsynlig tidsintervall for isavsmeltingen i Langevatnet (skravert området) er således: 14 800-14 400 kal. år B.P., og sannsynligvis i den yngste delen av intervallet (se tekst). Sedimentære enheter La-Ld, i henhold til figur 4.3.



1998). Det er derfor mange alternativer for plassering av datering TUA-2180, som gir "gode" tilpasninger med en lav kvadratsum. En konstant sedimenttilvekst på 33,5 år/cm mellom nivåene for dateringene TUA-2173 og TUA-2180 er derfor, på ingen måte bekreftet ut fra kurvetilpasningen.

En kurvetilpasning av alle dateringene uten TUA-2180, er utført for å teste denne dateringens innvirkning på den opprinnelige kurvetilpasningen (figur 4.9). Resultatet av denne tilpasningen er tilnærmet identisk med den opprinnelige, og TUA-2180 har derfor ingen/liten innvirkning for plasseringen av de andre dateringene i kurvetilpasningen (figur 4.9).

Et aldersestimat for deglasiasjonen i Langevatnet er derfor beregnet ut fra sannsynlige sedimenttilvekster (figur 4.11.). Tilveksten på 33,5 år/cm fra tilpasningen, er basert på hovedsakelig de lakustrine fasene før og etter yngre dryas, og blir for den marine enheten Lb antatt som et minimum. Dette synes rimelig, tatt i betraktning den korte tiden etter isavsmeltingen med mye minerogent materiale i dreneringsområdet og et lite eller manglende vegetasjonsdekke. Et høyere energinivå i det marine miljøet, med tidevann og bølgeaktivitet, sannsynliggjør også denne antagelsen. Den antatte minimums sedimenttilveksten på 33,5 år/cm, fører til et maksimumsestimat for alderen på deglasiasjonen på ca. 14 800 kal. år B.P. (figur 4.11A).

På samme måte, som for ingresjonen, er sedimenttilveksten fra det marine yngre dryas intervallet (10,7 år/cm) antatt som et maksimalt anslag for sedimenttilveksten i den første marine fasen i Langevatnet (enhet Lb). Ved å benytte denne tilveksten for hele den marine fasen før første isolasjon, får deglasiasjonen en alder på ca. 14 400 kal. år B.P. (figur 4.11B).

Beregningene av estimatene for minimums- og maksimumsalder av deglasiasjonen i Langevatnet er basert ut fra kurvetilpasningen som gir ca. 14 200 kal. år B.P. ved dyp 566 cm. Dette er benyttet som fastpunkt for aldersmodellen, og usikkerheten av denne fører til lignende usikkerhet i estimatene. Samtidig knyttes det også usikkerhet omkring det forstyrrede intervallet mellom enhet Lb og Lc (kapittel 4.2). Er antagelsene, om at dette intervallet ikke har betydelige konsekvenser for den totale sedimentmektigheten, feilaktig, vil dette selvfølgelig også ha betydning for estimatet. Jeg anser det likevel som sannsynlig at deglasiasjonen i Langevatnet har en alder innenfor intervallet 14 800-14 400 kal. år B.P. (tabell 4.2), og da trolig i den yngste delen av dette intervallet.

Tabell 4.2 Estimerte aldere i kalenderår og eventuelle tilsvarende ^{14}C år av ulike hendelser i Langevatnet. Beregningene er basert på kurvetilpasning av radiokarbondateringer fra lokaliteten og kalibreringskurven INTCAL98 (Stuiver *et al.* 1998). En alder på 12 000 kal. år B.P. er benyttet på veddeasken, og kurvetilpasningen er fiksert om denne.

Hendelse i Langevatnet kjerne 505-02	Sedimentdyp (cm)	^{14}C alder (år B.P.)	Estimert alder (kal. år B.P.)
2. isolasjon	448	10 175 ± 120	11 370 (11 310) 11 250 ¹
<i>Betula</i> -oppgangen	456	-	ca. 11 400 ²
Ingresjon	515	-	12 500 – 12 100 ³
1. isolasjon	566	12 390 ± 95	ca. 14 200 ⁴
Deglasiasjon	585	-	14 800 – 14 400 ³

¹ Beregnet ved kurvetilpasning av fem ^{14}C -dateringer fra lakustrin enhet over 2. isolasjon.

² Beregnet ved interpolasjon mellom 2. isolasjon og veddeasken.

³ Intervallene er beregnet ut fra sannsynlige min. og maks. sedimenttilvekster, basert på kurvetilpasningen av alle ^{14}C -dateringene fra Langevatnet.

⁴ Beregnet ved kurvetilpasning av alle ^{14}C -dateringene fra Langevatnet.

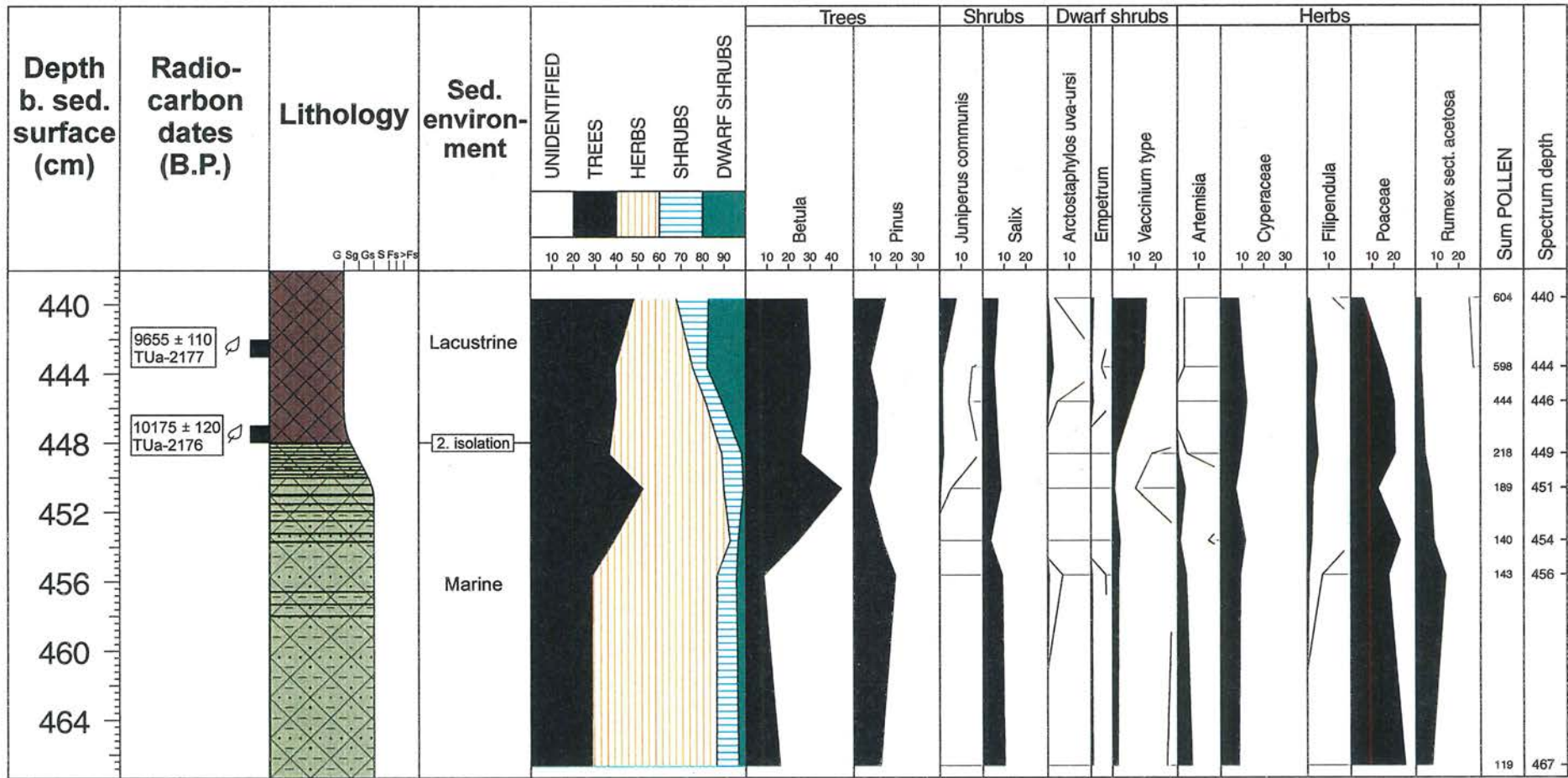
4.7 Pollenanalyse og alder av *Betula*-oppgangen

Pollenanalyse fra Langevatnet (figur 4.12) viser et markert skifte ved 456 cm. Under dette nivået karakteriseres pollensammensetningen av lavere verdier av *Betula*, samt *Pinus*, *Salix* og forskjellige urtearter. Over 456-nivået øker den totale andelen av trepollen, *Betula* verdiene øker markert, samtidig som mer varmekjære arter som *Juniperus* og *Empetrum* etterhvert blir representert. Skifte fra marint til lakustrint sedimentasjonsmiljø er lokalisert stratigrafisk over forandringen i pollensammensetningen. *Betula*-oppgangen er således ikke et resultat av pollentypenes eventuelle ulike oppbevaringspotensiale i de forskjellige sedimentasjonsmiljøene, men reflekterer et skifte i klima.

Forandringen i pollensammensetningen som starter ved 456 cm, representerer trolig en betydelig klimaforbedring, der klimaet går fra kalde forhold med dominerende urte og busk vekst, til varmere klima med trær og varmekjære vekster. Lignende utvikling i pollensammensetningen er funnet ved overgangen yngre dryas – holosen i mange undersøkelser fra Vest-Norge (f.eks Mangerud 1970; Krzywinski & Stabell 1984; Paus 1990; Birks *et al.* 1994).

Som i Langevatnet, er denne klimaforbedringen karakterisert med en tydelig økning av *Betula*-pollen (*Betula*-oppgangen). Dette er en vindbestøvende art som sprer pollen over et relativt stort område (Fægri & Iversen 1989). *Betula*-oppgangen vil således innefor et mindre område, som Os, være en synkron hendelse som kan benyttes som en tidshorison. I Langevatnet er *Betula*-oppgangen lokalisert stratigrafisk over Veddeasken og like under den siste isolasjonskontakten (figur 4.12). Ut fra kurvetilpasningen, er den gjennomsnittlige sedimenttilveksten på ca. 10,7 år/cm mellom disse nivåene. *Betula*-oppgangen, ved 456 cm, er således i underkant av 100 år eldre enn siste isolasjonen i Langevatnet, ved 448 cm, og har en sannsynlig alder på ca. 11 400 kal. år B.P. (tabell 4.2).

De relativt høye *Betula* verdiene før *Betula*-oppgangen er trolig hovedsakelig produsert av buskformig dvergbjørk (*Betula nana*). Treformig bjørk (*Betula pubescens*) kommer først til Bergensområdet etter yngre dryas (Birks 1993), og det er trolig denne innvandringen som danner *Betula*-oppgangen midt i prøveintervallet (figur 4.12). *Pinus* er på grunn av sin store pollenproduksjon og gode spredningsevne, vanlig å finne i diagrammer som reflekterer lav lokal pollenproduksjon (Fægri & Iversen 1989), f. eks. yngre dryas perioden i Norge. Og det er på det rene at *Pinus* likevel ikke har vokst her og at de høye verdiene skyldes fjenflukt. *Pinus* verdiene i diagrammet fra Langevatnet avtar



Figur 4.12 Dateringer, litologi, sedimentasjonsmiljø og pollendiagram fra et intervall omkring den siste isolasjonen fra Langevatnet, 505-02. I pollendiagrammet er kun de mest dominerende artene tatt med. Fullstendig diagram fra analysen er vedlagt (Vedlegg 3). Pollenanalyse: Anne Bjune.

også tydelig etterhvert som treformig bjørk etablerer seg og den lokale pollenproduksjonen øker. Kaland (1984) anslår *Pinus* innvandringen til å ha funnet sted 8 400-8 300 ¹⁴C B.P. i sin undersøkelse fra Fønnes (figur 1.1).

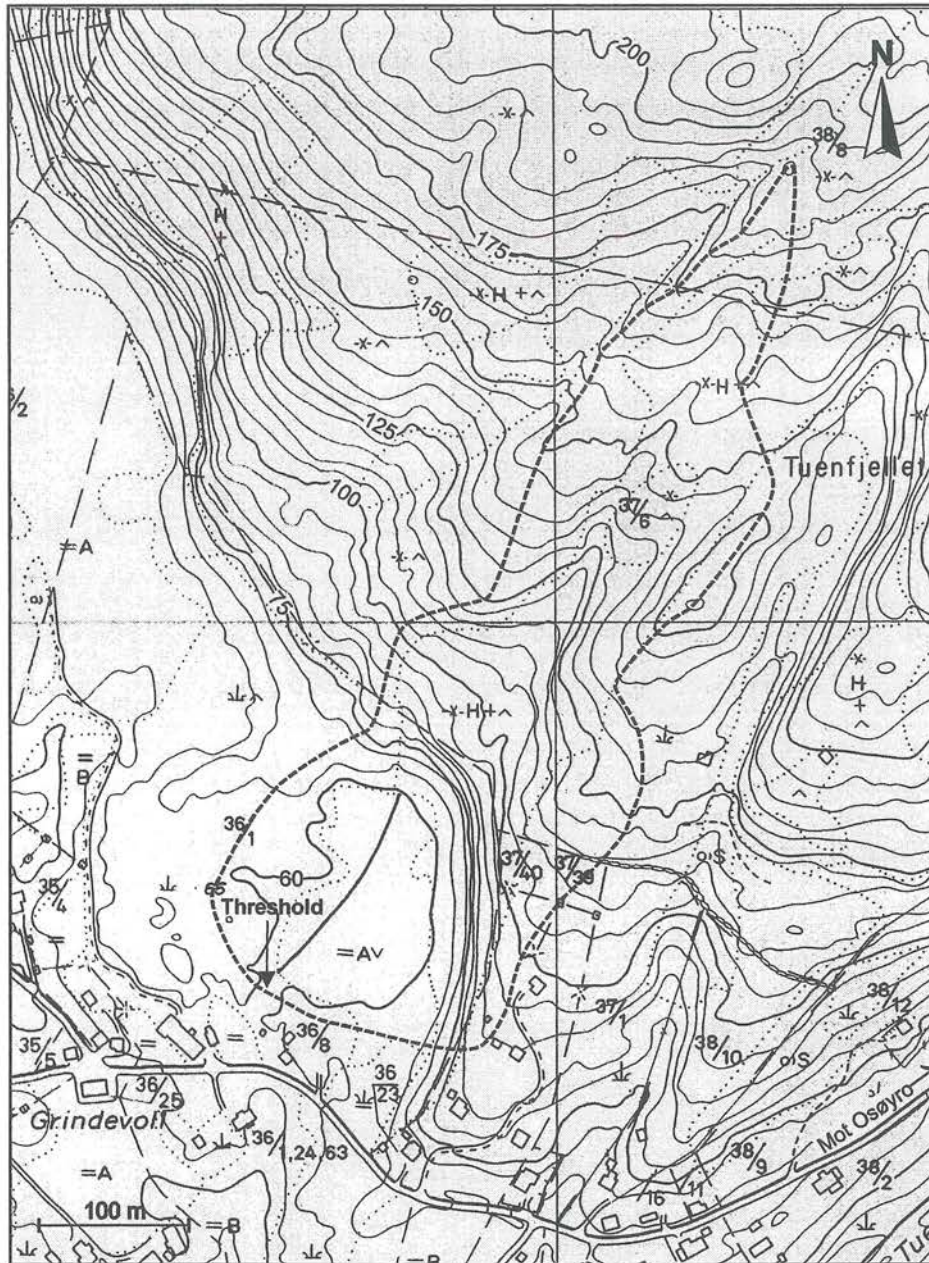
Kapittel 5 Grindavoll

Det høyestliggende bassenget som inngår i denne undersøkelsen er ved Grindavoll i Os. Bassenget (myra) er ikke navngitt på kart, og blir i dette arbeidet kalt Grindavoll. Bassenget ligger ca. 50 meter nord for veien fra Grindavoll mot Osøyro (figur 5.1), ved den sørvestlige foten av Liafjellet (figur 2.1). UTM koordinatene til bassenget er 32 V – 018 757. Bassenget er i dag fullstendig innfylt, drenert og benyttet som innmark for gården på Grindavoll (Gård- og bruksnr. 36/1).

Bassenget er, ca. 140 m langt og dekker et areal på ca. 0,0135 km² (figur 5.1). Dreneringsområdet utgjøres hovedsakelig av en smal dal/forsenkning fra bassengets nordøstlige ende og oppover skråningen til Liafjellet (figur 2.1 og 5.1). Forsenkningen ”dør ut” i ca. 190 meters høyde, og begrenser dreneringsområdet til ca. 0,078 km² (figur 5.1). Skråningen opp mot Liafjellet har en markert brattkant nærmest bassenget på den østlige og nordlige bassengmargin. En liten elv/bekk i nord utgjør det eneste innløpet i bassenget.

5.1 Terskel og bassengbatymetri

Bassenget har utløp i sørvest, mellom små knauser (figur 5.2). Terskelen er, ifølge grunneier Leif Lekven, senket på begynnelsen av 1900-tallet. Dette er gjort for å senke grunnvannsnivået, slik at området kunne utnyttes som innmark. Figur 5.3 viser en forsøkt rekonstruksjon av terskelen før senkingen. Rekonstruksjonen var ikke uproblematisk fordi forvitring på fjelloverflatene gjorde det vanskelig å skille ut den sprengte overflaten. I tillegg består den ene siden av utløpskanalen av tildels store blokker, som trolig delvis kommer fra sprengningen av terskelen og delvis fra oppføringen av et nyere bolighus like øst for terskelområdet.



Figur 5.1 Kart over bassenget på Grindavoll med grenser for dreneringsområdet stiplet. Mesteparten av dreneringsområdet ligger nordøst for bassenget, Bassenget er grovt sett avgrenset av koten 60 m o.h. (uthevet). Linjen på langs av bassenget viser en dreneringsgrøft. Kartet er et utsnitt fra det økonomiske kartverk, blad AH 051-5-4 i målestokk 1:5 000. Ekvidistansen er 5 meter.

På vestsiden av dagens utløpskanal er en markert hylle i fast fjell (figur 5.3). Denne antas å vise det naturlige utløpet og har i lengdeprofil en svak bøyning, med det høyeste partiet på midten (figur 5.3b). Dette punktet ble nivellert til 58,08 m o.h., mens bunnen av dagens utløpskanal ved dette punktet har en høyde på 56,64 m o.h. (figur 5.3a). Det er således trolig fjernet maksimalt 1,44 m fjell beregnet ut fra vestveggen av dagens utløpskanal. En symmetrisk bue fra fjellhyllen i vest og over til østsiden av kanalen gir en tidligere terskel på 58 m o.h. (figur 5.3a) Det naturlige utløpet kan ha vært noe lavere enn

dette, men neppe lavere enn 57,5 m o.h. Jeg har valgt å beholde høydeestimatet fra rekonstruksjonen på 58,0 m o.h. og dette er brukt som terskelhøyde på Grindavoll.

Bassenget på Grindavoll ble først undersøkt med georader av Oddmund Soldal fra Interconsult Group (tidligere Geofuturum AS) og Stein Bondevik, høsten 1996. Dette profilet viste at bassenget er delt i to av en fjellrygg. Ryggen kan også ses på overflaten ved en mindre forhøyning som kommer halvveis inn i bassenget fra østsiden (figur 5.2). Ryggens retning går mot en fjellknaus på vestsiden av bassenget. Laveste punktet på markoverflaten mellom ryggen og fjellknausen er nivellert til 57,68 m o.h. Ved dybdesondering ble det ikke funnet noe punkt i dette området der fjellterskelen hadde mindre enn 1 meter løsmasseoverdekning. Ryggens laveste punkt (56,7 m o.h.) har derfor minst vært 1,3 meter lavere enn terskelen. Miljøet i hele bassenget er dermed, i forhold til strandforskyvningen, styrt av den ytre terskelen. Ryggen har derimot en betydelig innvirkning på sedimentasjonen og opptrer som en terskel for sedimenttransporten internt i bassenget. Ryggen blir derfor videre omtalt som en intern terskel.

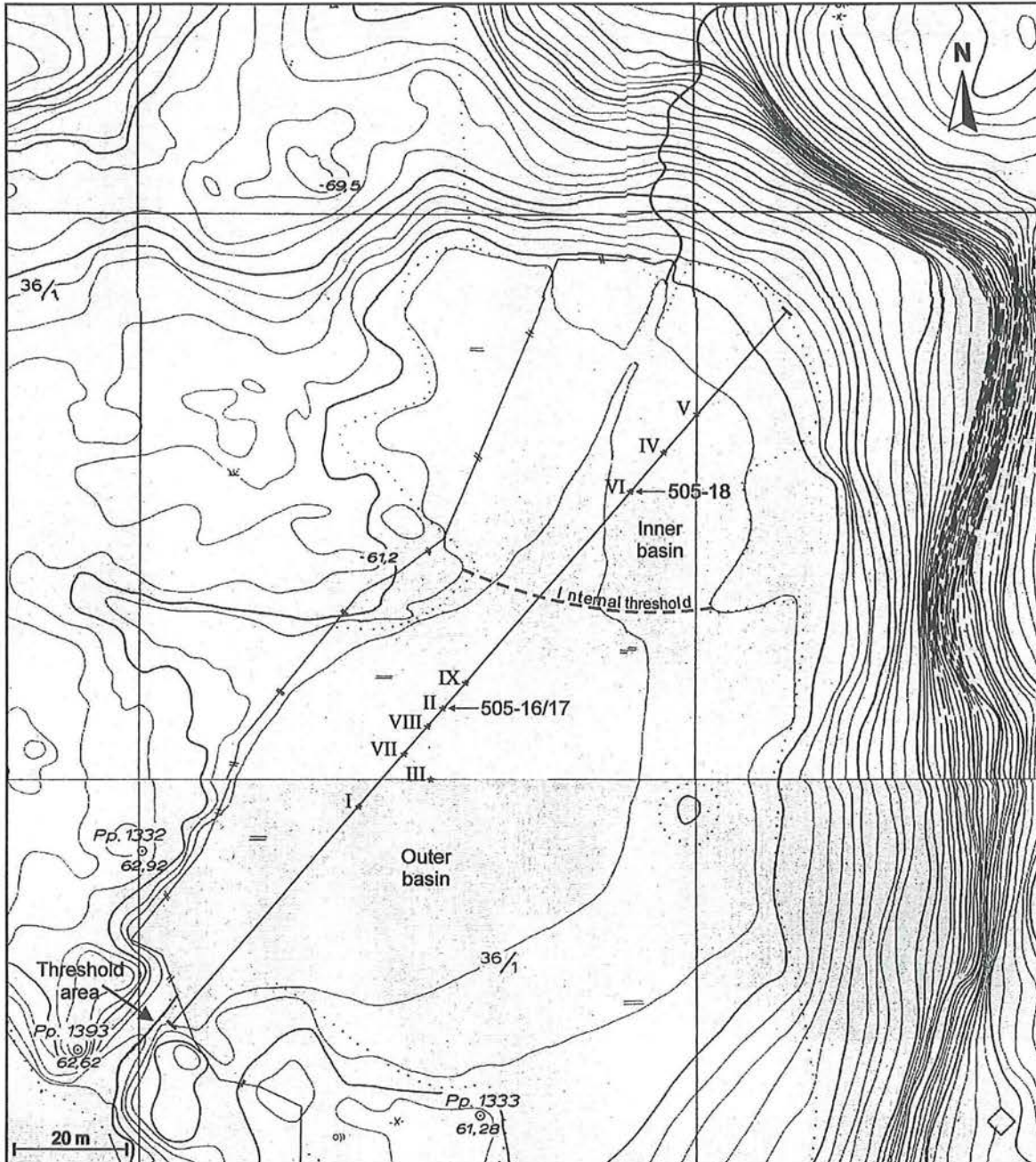
5.2 Lito- og bassengstratigrafi

Feltarbeidet på Grindavoll foregikk høsten 1998, og ble utført av Stein Bondevik og Øystein Lohne. Feltbeskrivelsene er notert i Bondeviks dagbøker. Grindavollbassenget ble prøvetatt med russer-bor i et profil langs midten av bassenget (figur 5.2). De 9 russerprøvene ga grunnlaget for plasseringen av tre 110 mm prøver. Ved senkningen av bassengets terskel ble sedimentene utsatt for en viss komprimering, og markoverflaten er i dag ikke helt horisontal. Komprimering har ingen betydning for tolkningen av strandforskyvningen og det er derfor ikke tatt hensyn til dette. Markoverflaten er i figurene betraktet som horisontal. Dybdeangivelsene av stratigrafien avviker dermed noe (maksimalt 1,5 m) fra det faktiske vandypet ved sedimentenes avsetning.

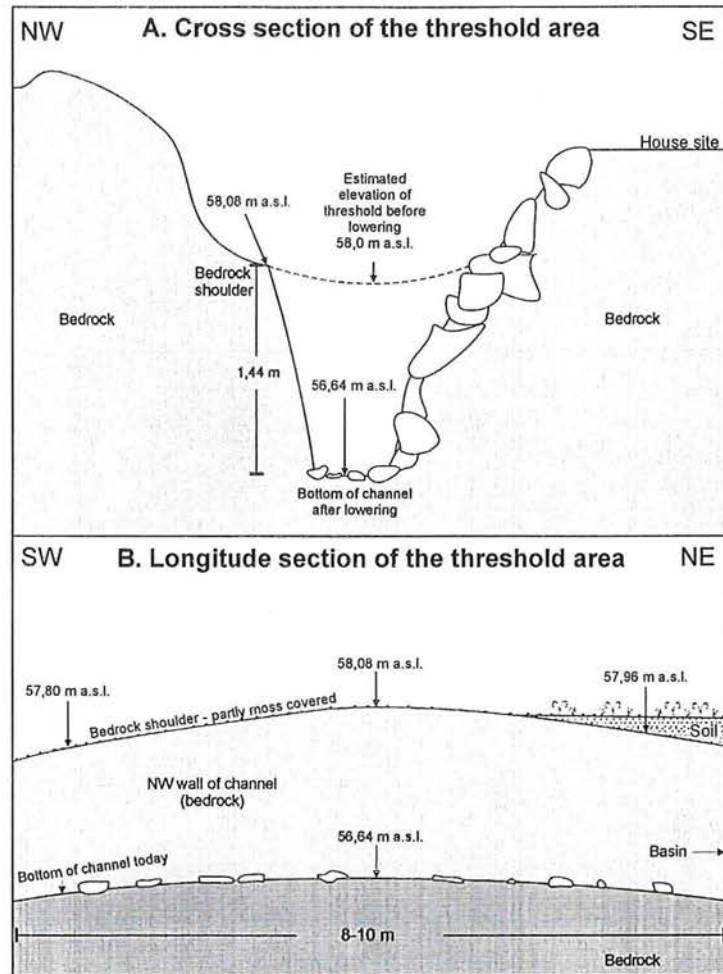
Figur 5.4 viser en oversikt over stratigrafien i de ulike russerprøvene. Alle russerstikkene ble prøvetatt så dypt som mulig, til prøvetakeren stoppet i faste masser (diamikton, massiv sand eller fjell). Bunn sedimentet i samtlige av prøvene er en blågrå sandig silt med enkelte sand lag/lamina.

Plasseringen av 3 stk. 110 mm kjerner 505-16, 505-17 og 505-18 ble bestemt på grunnlag av russer boringene. 505-16 og 505-17 er prøvetatt like ved russer II, i det ytre

bassenget, mens 505-18 er prøvetatt ved russer VI i det indre bassenget (figur 5.2). En sammenstilling av stratigrafien i 505-16 og 505-18 er vist i figur 5.5. Kjernene kan klart korreleres, men mektigheten av enkelte lag varierer noe. Kjerne 505-17 er ikke vist i figurene, men har en tilnærmet lik stratigrafi som 505-16.



Figur 5.2 Kart over isolasjonsbassenget på Grindavoll med borepunktene avmerket. Romertall angir stasjoner som er prøvetatt med russerbor, mens 110 mm prøvene er merket med kjernenummer. Kjerne 505-16 og 505-17 er prøvetatt på tilnærmet samme stasjon. Linjen på langs av bassenget indikerer posisjonen for lengdeprofilen i figur 5.4. Hovedterskelen er lokalisert mellom to knauser i den sørvestre enden av bassenget. Den interne terskelen, som skiller det ytre og indre bassenget, er stiplet. Kartet er sammensatt og forminskert fra utsnitt av kartene V70-Grønhaugen og V71-Tuen fra Os kommune (målestokk 1:1000). Ekvidistansen: 1 meter. Målestokk: ca. 1:1200.



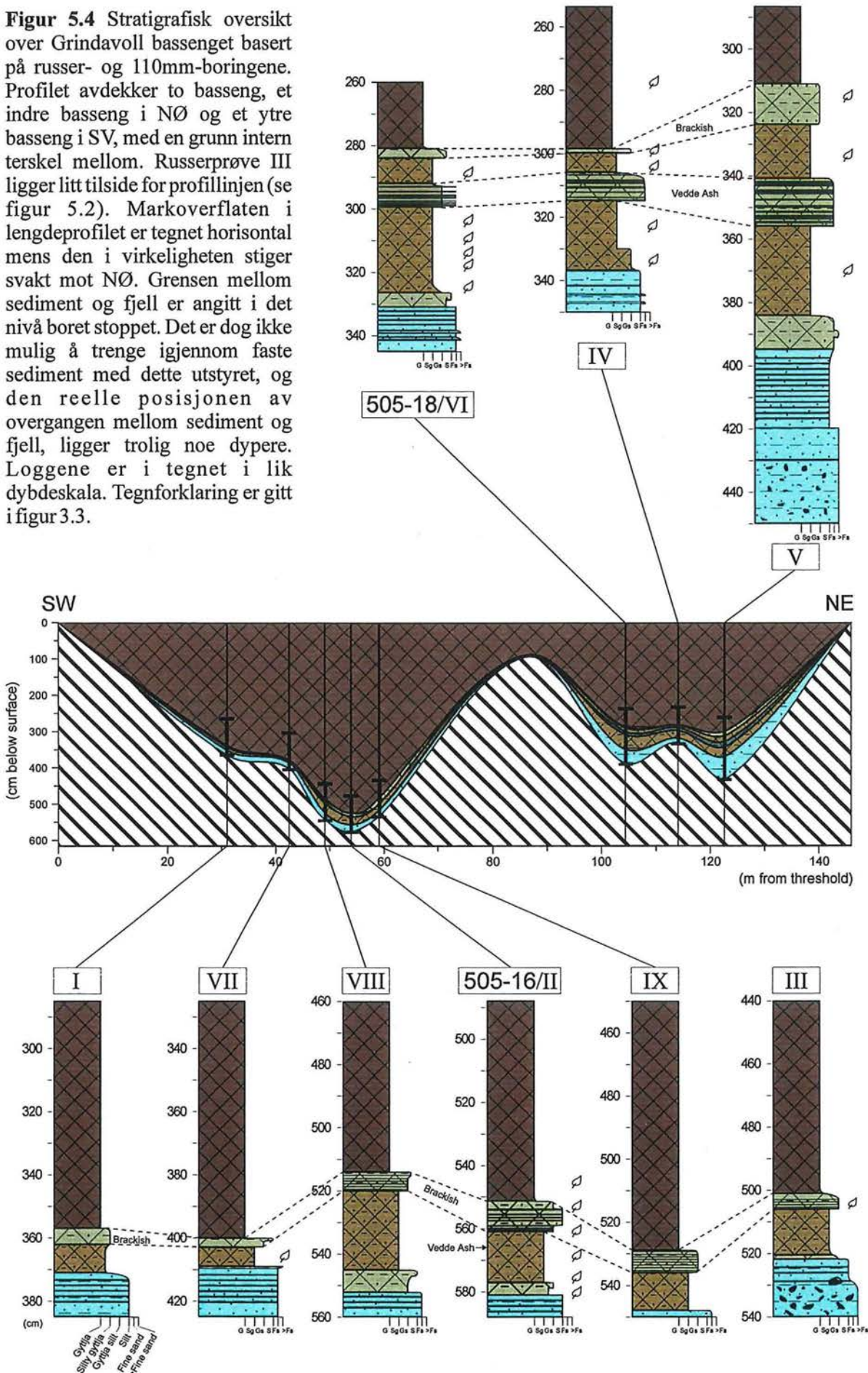
Figur 5.3 Tverr (A) og lengde (B) profil fra terskelområdet for Grindavollbassenget. Den stiplede linjen i tverrprofilet er en rekonstruksjon av terskelens sannsynlige maksimal nivå, før den ble senket tidlig på 1900-tallet. Tverrprofilet (A) er fremstilt sett mot bassenget, mens bassenget er til høyre for lengdeprofilet (B). Terskelområdets lokalisering er angitt på figur 5.2.

Kjerne 505-16 er valgt som hovedkjernen for Grindavoll fordi det her er en markert brakk sone, og analysene er i hovedsak utført på denne. En detaljert beskrivelse av sedimentene i kjernen følger under. Diatomestratigrafien er beskrevet i eget underkapittel. Samtlige analyser utført på kjerne 505-16 er samlet i figur 5.6. De sedimentære enhetene er betegnet med prefiks G for Grindavoll, sammen med en bokstav, alfabetisk fortløpende fra bunnen av kjernen og oppover.

Enhet Ga - Blågrå, leirig, sandig silt med lag/lamina av sand (proglasial): 581-588 cm (figur 5.6)

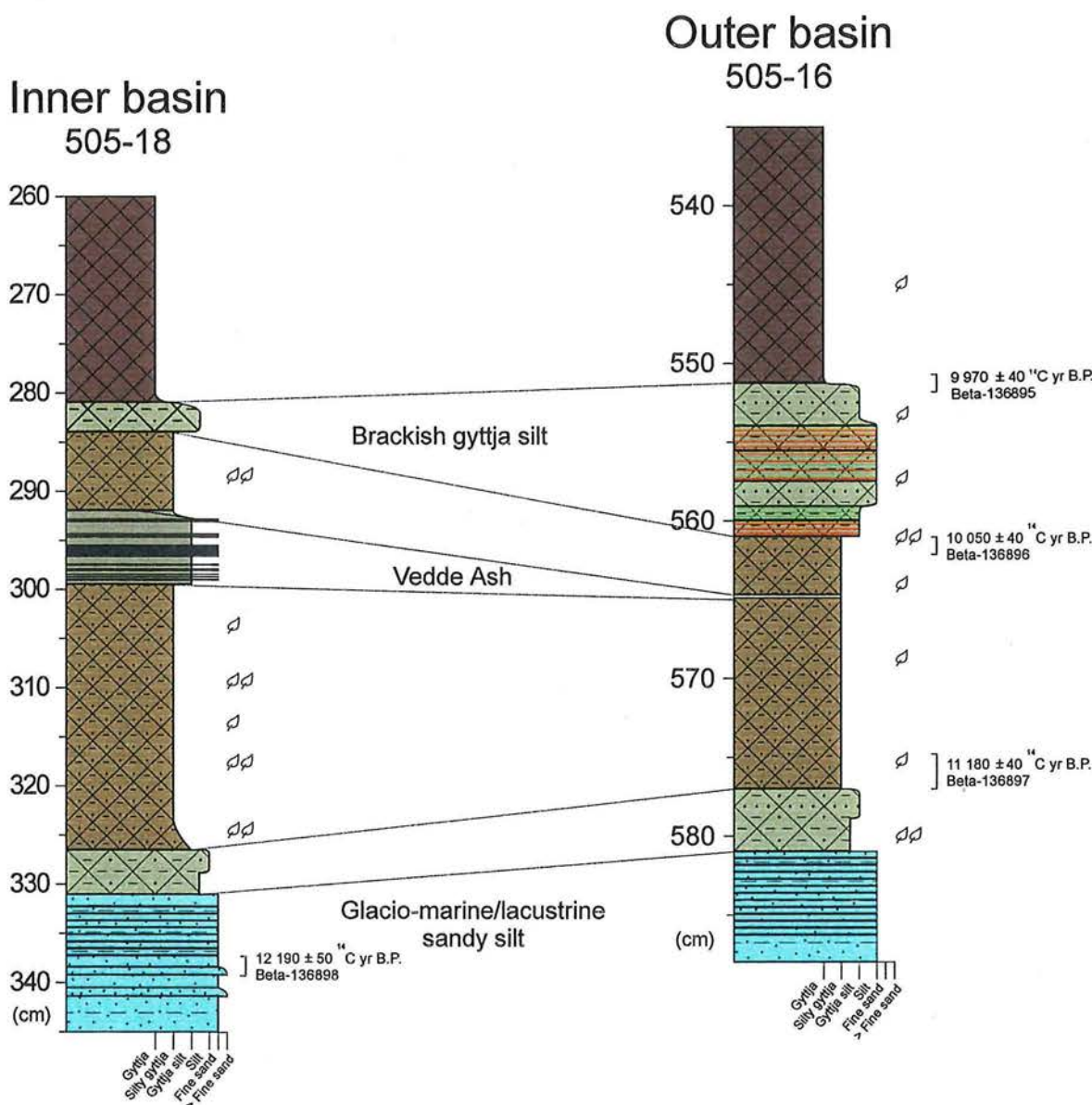
Den leirige, sandige, silten som danner bunnsedimentet i kjernen karakteriseres av et lavt glødetap og blågrå farge. Sandlaminaene har en svak oppfinende tendens. Tilsvarende sediment er funnet i bunnen av samtlige prøver fra Grindavoll. I russerprøvene II, III og V, inneholdt nedre deler av bunnsedimentene også betydelige mengder grus og stein. Disse prøvene penetrerte dypere ned i enheten enn de andre. Vanninnholdet i denne dype delen av enheten var høyt, og sedimentet ble forstyrret under prøvetakningen.

Figur 5.4 Stratigrafisk oversikt over Grindavoll bassenget basert på russer- og 110mm-boringene. Profilet avdekker to basseng, et indre basseng i NØ og et ytre basseng i SV, med en grunn intern terskel mellom. Russerprøve III ligger litt tilside for profillinjen (se figur 5.2). Markoverflaten i lengdeprofilen er tegnet horisontal mens den i virkeligheten stiger svakt mot NØ. Grensen mellom sediment og fjell er angitt i det nivå boret stoppet. Det er dog ikke mulig å trenge igjennom faste sediment med dette utstyret, og den reelle posisjonen av overgangen mellom sediment og fjell, ligger trolig noe dypere. Loggene er i tegnet i lik dybdeskala. Tegnforklaring er gitt i figur 3.3.

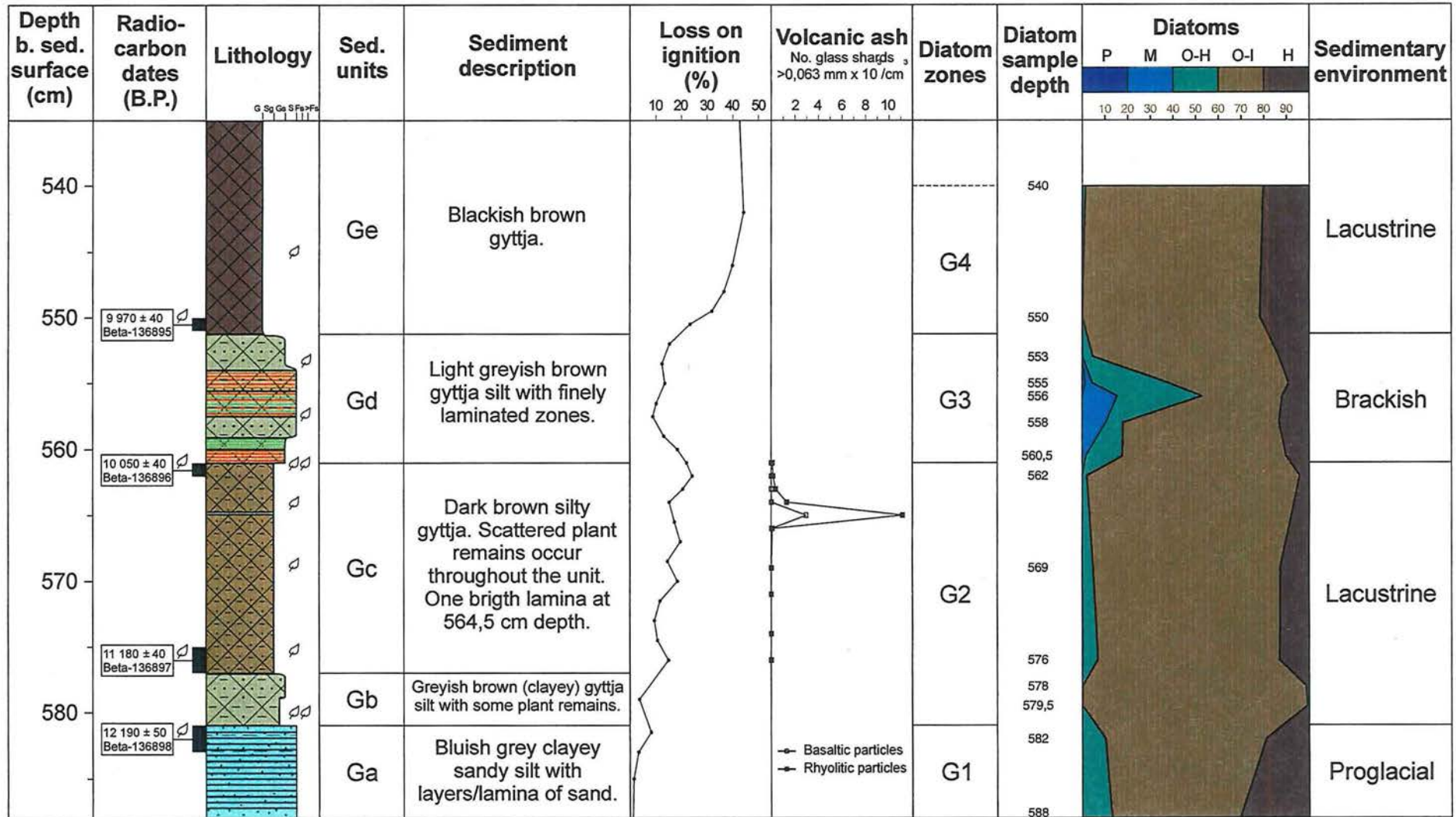


Enhet Gb - Gråbrun leirig gytje silt (lakustrin): 577-581 cm (figur 5.6)

Enhet Gb består av en gråbrun leirig gytje silt med spredte planterester. Enheten er ikke like tydelig i alle prøvene. Den er bare skilt ut som egen enhet i russer V og VIII (figur 5.4), samt i 110 mm kjernene (figur 5.5). Enheten har en klar todeling i prøver fra begge bassengene, med et høyt gytje innhold i nedre del, og mindre i den øvre. Dette gir seg tydelig utslag på glødetapet som har en klar nedgang i den øvre delen.



Figur 5. 5 Stratigrafisk sammenligning av 110 mm kjernene fra indre (505-18) og ytre (505-16) basseng fra Grindavoll. Veddeasken opptrer klart og tydelig i kjernen fra det indre bassenget (figur 5.8), mens den ikke er visuelt synlig i kjernen fra det ytre bassenget. Den brakke enheten opptrer motsatt med henhold til mektigheter mellom det ytre og indre basseng. Denne har størst mektighet i det ytre bassenget, hvor enheten også er laminert. Tegnforklaring er gitt i figur 3.3.



Figur 5.6 Logg og tolkning av sedimentasjonsmiljø fra kjerne 505-16 på Grindavoll. Fullstendig diatomediagram er gitt i vedlegg 4. For lokalisering av kjernen se figur 5.2. Tegnforklaring er gitt i figur 3.3.

Enhet Gc – Mørkbrun, siltig gytje (lakustrin): 561-577 cm (figur 5.6)

Ved inngangen til enhet Gc stiger glødetapet, og sedimentet er en mørkbrun, siltig gytje. Enheten inneholder betydelige mengder planterester (*Salix herbacea*-blad og mostestengler), som ligger både spredt og i konsentrerte lag/lamina. I kjerne 505-18, fra det indre bassenget, er innholdet av planterester særdeles høyt. Glødetapet har en generell økning oppover i enheten, men varierer noe. Dette kan være et resultat vekslende mengde planterester i glødetapsprøvene, og/eller at det minerogene innholdet i sedimentet varierer noe. Et meget tynt tydelig lyst lamina er tilstede ved 564,5 cm. Skiftende fargenyanser (veldig mørk gråbrun/veldig mørk brun) gjennom hele enheten kan tyde på vekslende minerogent innhold. Den øverste nedgangen i glødetapet faller sammen med et betydelig innslag av vulkansk aske ved 565 cm, og de lave glødetapsverdiene kan forklares med det økte sedimentasjonen av denne type partikler. Askelaget tolkes som Veddeaskelaget (se under).

Veddeaskelaget: 564-566 cm (figur 5.5 og 5.6)

Veddeaskelaget opptrer ikke som et synlig lag/lamina i det ytre bassenget. Det er derfor på kjerne 505-16 utført tellinger av askepartikler fra intervallet 561-576 cm. Dette arbeidet er gjort av S. Bondevik. De første askepartiklene kommer inn ved 566 cm, og den markerte toppen ligger 1 cm høyere oppe (565 cm). Ved dette dypet inneholder sedimentet over 11×10^3 rhyolittiske- og i underkant av 3×10^3 basaltiske partikler per cm^3 sediment. Over dette nivået avtar askepartikkelinnholdet fort. Et mindre antall partikler er tilstede videre oppover, og forsvinner gradvis. Ved 561 cm dyp er askeinnholdet nede i 86 rhyolittiske- og ingen basaltiske partikler per cm^3 sediment (figur 5.6).

Kjerne 505-18 skiller seg betydelig fra 505-16 ved at Veddeasken er et synlig og markert lag som strekker seg over ca. 7 cm (figur 5.5 og 5.7). Samtlige russerprøver fra det indre bassenget har også tilsvarende askelag, og i russer V, prøvetatt nærmest elveinnløpet, er laget hele 15 cm tykt (figur 5.4).

Veddeaskelaget består i kjerne 505-18 av flere koksgrå lamina med et lyst gytje sediment mellom. Tykkelsen på askelaminaene øker generelt oppover i laget, med meget fine tynne lamina i nedre del. Det tykkeste laminaet er ca. 1 cm tykt. Lagets nedre grense er meget skarp (figur 5.7) og dannes av en overgang fra mørk siltig gytje til en lys gytje med finsandpartikler. Det er ikke mulig visuelt å skille ut koksgrå askelamina i den nederste $\frac{1}{2}$ cm, men finsandpartiklene i gytjen er meget godt sortert og har den

karakteristiske ”Veddeaske-følelsen” ved smaking. Askelagets øvre grense er gradvis. Det øverste visuelt synlige askelaminaet er ved 293 cm dyp. Over dette nivået går det lyse gytje sedimentet gradvis over i en mørk brun siltig gytje, av samme sedimenttype som under askelaget.

Det lyse laminaet i kjerne 505-16 (se over) ligger like over maksimalnivået av askepartikler (figur 5.6), og tilsvarer gytje sedimentet som ligger mellom askelaminaene i 505-16 (figur 5.5).

Enhet Gd – Lys gråbrun, laminert, gytjig silt (brakk): 551,2-561 cm (figur 5.6)

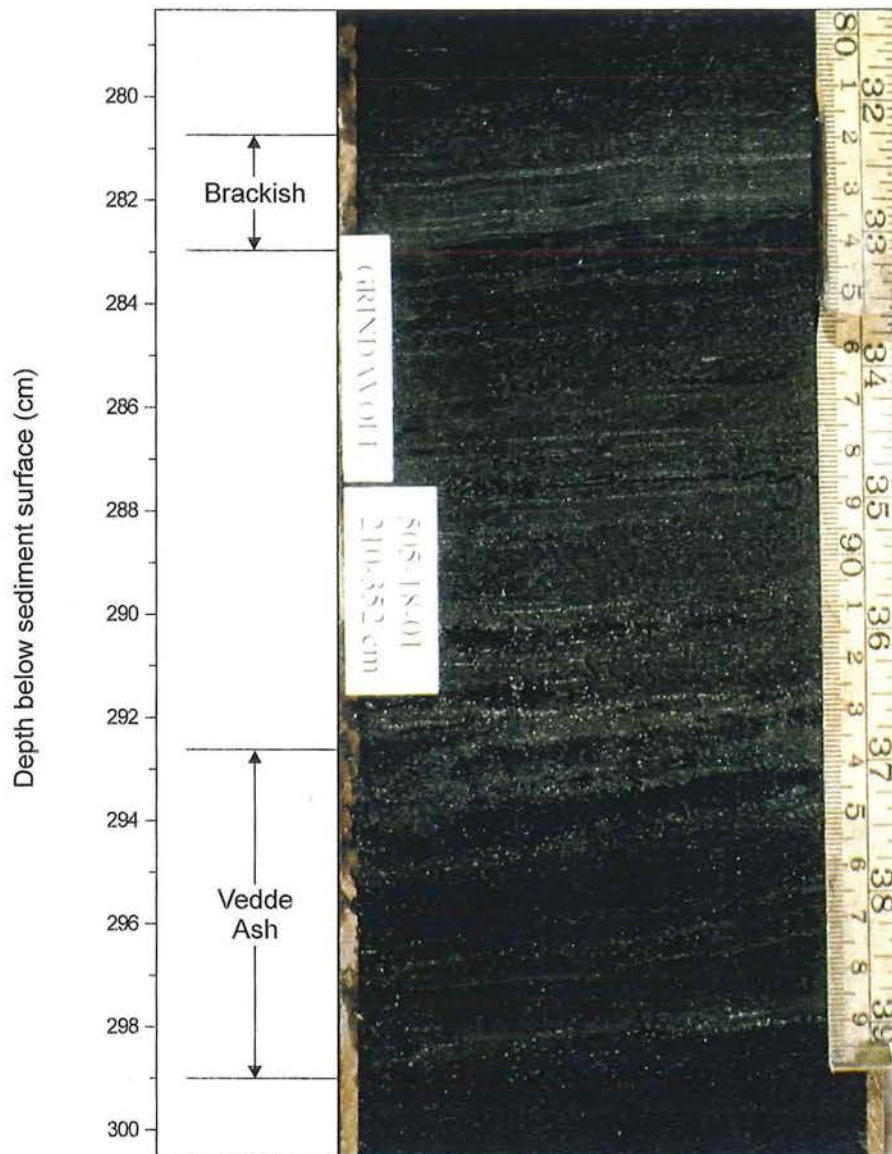
Enhet Gd består av mer eller mindre tett laminerte soner med gytjig silt (figur 5.8). Laminaene varierer i farge og tykkelse, men er generelt tynne (≤ 1 mm). Enheten kan i sin helhet karakteriseres som lys gråbrun. Et markert plante lamina ligger i bunnen av enheten, og planterester fins ellers spredt gjennom hele enheten.

Den nederste centimeteren av enheten er meget finlaminert med rødbrune lamina. Over dette ligger en ca. 1 cm sone med grågrønn laminasjon. Begge disse sonene har et relativt høyt gytjeinnhold. Den midtre delen av enheten består av tre soner, en 1,5 cm mektig sone med et grått, mindre laminert sediment, en 2 cm tykk sone med tett laminerte, vekslende rødbrune og lysegrå lamina, og en 1 cm tykk sone med rødbrune lamina. Det minerogene innholdet i denne delen av enheten er mer dominerende enn i den nederste delen av enhet Gd. Øverste del av enheten dannes av en 3 cm tykk, ikke laminert, gråbrun sone. Sedimentet har i denne sonen igjen et høyere gytjeinnhold.

Det varierende organiske innholdet i enheten gir seg tydelig utslag i glødetapskurven. Verdiene synker ved inngangen til sonen og har bunnverdier på i underkant av 10 % i nedre del av den tett laminerte sonen med lysegrå og rødbrune lamina.

Enhet Gd er kun laminert i prøvene fra den dypeste delen av det ytre bassenget i russerprøvene II, III, VIII og IX (figur 5.4), samt 110 mm prøvene 505-16 og 505-17. I de andre russerprøvene og i 505-18 skiller sonen seg ut på et økt minerogent innhold, samt en lysere farge, i forhold til over- og underliggende sediment.

Enhet Gd inneholdt i russer III tydelige *Salix herbacea* – blad (figur 5.4).

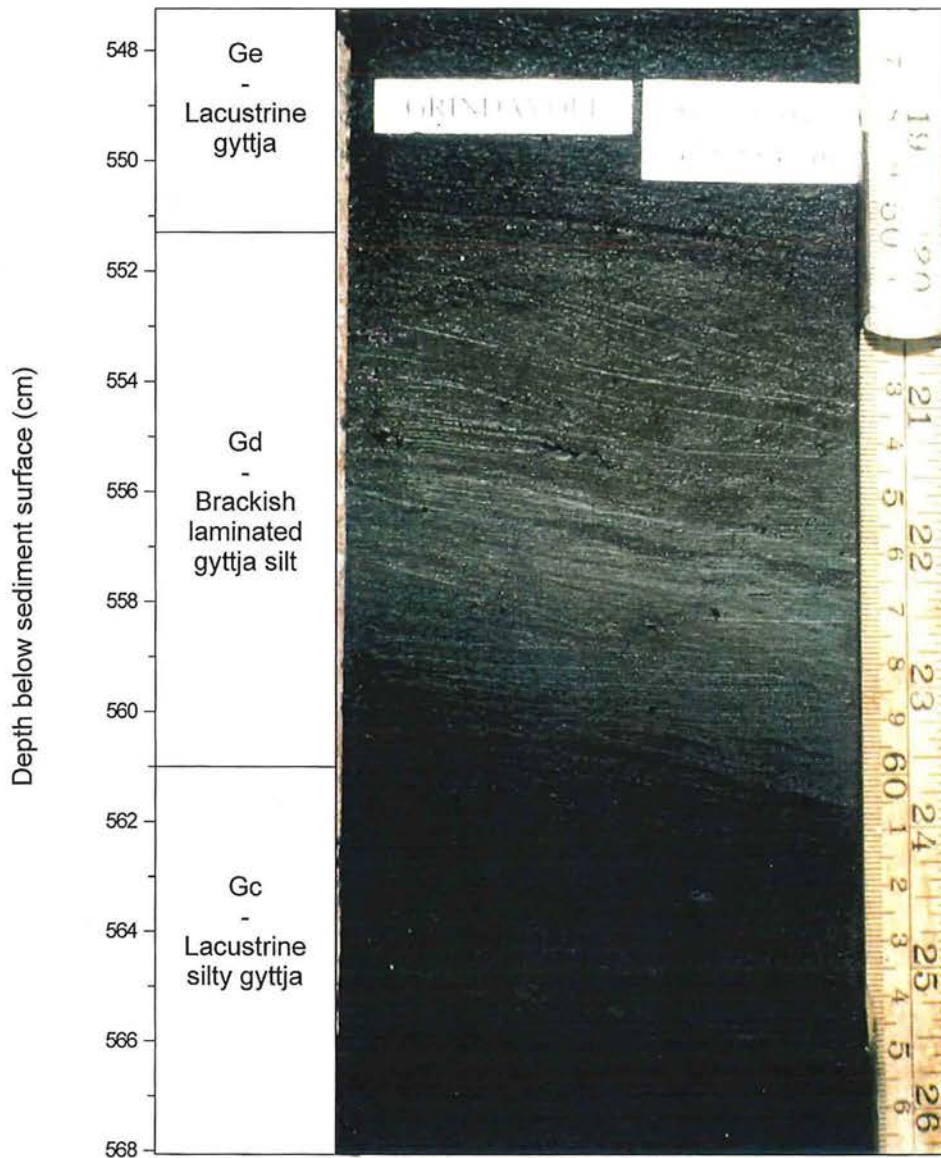


Figur 5.7 Laminert veddeaske og brakk sone fra det indre bassenget på Grindavoll, kjerne 505-18.

Enhet Ge - Svart brun gytje (lakustrin): 0-551,2 cm (figur 5.6)

Den øverste sedimentære enheten i Grindavoll bassenget er en svartbrun tilnærmet ren gytje. Glødetapet stiger raskt fra under 20 % i den underliggende enheten og opp til over 40 % ved 542 cm dyp.

Enheten er ikke logget helt opp til markoverflaten, og en eventuell overgang til torv er ikke funnet. Den øverste meteren er under oppdyrkingen av innmarken steinsatt og



Figur 5.8 Kjerne 505-16 fra Grindavoll, i et intervall omkring den brakke laminerte enhet Gd.

5.3 Diatomèstratigrafi

Diatomèanalysen fra Grindavoll er gjort på kjerne 505-16. I analysen er alle skall forsøkt identifisert. Det er totalt analysert 14 spekter fra den senglasiøle delen av stratigrafien. En sammenstilling over diatomèanalyse og stratigrafi er vist i figur 5.6, mens et fullstendig diatomèdiagram er framstilt i Vedlegg Grindavoll. Diatomèsonene er betegnet med prefiksen for Grindavoll, sammen med et tall, fortløpende fra bunnen og oppover i kjernen.

Diatomèsone G1: 581-588 cm (2 spekter)

Diatomèsone G1 er definert ut fra et meget lavt innhold av diatomèer. Diatomèfloraen skiller sonen seg relativt lite fra den overliggende, og er dominert av *Anomoeoneis styriaca*, *A. vitrea*, *A. brachysira*, *Fragilaria pinnata* og *Frustulia rhomboides* var. *saxonica*. De meget lave diatomèsummene i denne sonen vanskeliggjør en miljøtolkning ut fra mikrofossilinnholdet. Samtlige av de dominerende artene er klassifisert som oligohalobe indifferente, med unntak av *Anomoeoneis styriaca* som er oligohalob halofil. Sonen sammenfaller med den sedimentære enheten Ga.

Diatomèsone G2: 561-581 cm (5 spekter)

Ved overgangen fra diatomèsone G1 til G2, øker diatomèkonsentrasjonen i sedimentene betraktelig. Hele sonen er sterkt dominert av *Fragilaria*-artene; *F. pinnata*, *F. construens* f. *construens*, *F. construens* f. *venter* og *F. virescens*. Denne dominansen er sterkest i spekter 578 der *Fragilaria*-artene er representert med over 6000 skall. De 200 skallene av ikke-*Fragilaria* arter i dette spekteret domineres av *Pinnularia interrupta* og *Navicula pupula*, som også er relativt godt representert i hele sone G2. I tillegg til disse oligohalobe indifferente og halofobe artene har sonen et mindre innslag av den oligohalobe halofile arten *Nitzschia frustulum*. Diatomèsone G2 dekker samme intervall som de sedimentære enhetene Gb og Gc.

Diatomèsone G3: 551,2-561 cm (5 spekter)

Sone G3 skiller seg først og fremst ut ved at andre arter kommer inn. De fleste artene fra den underliggende sonen er tilstede igjennom hele G3, men minker noe i prosentandel. Artene som kommer inn nederst i sonen, er stort sett oligohalobe halofile og bentiske (*Navicula halophila*, *Nitzschia inconspicua* og *Stauroneis smithii*). Spektrene mellom 558 cm og 553 cm inneholder også et betydelig innslag av flere mesohalobe arter. De mest dominerende av disse er de bentiske artene *Mastogloia exigua* og *Navicula pygmea*. Et innslag av over 30 % av den oligohalobe halofile *Cymbella pusilla*, gjør at denne gruppen får en betydelig topp i totaldiagrammet. Over 556 cm avtar de mesohalobe og oligohalobe halofile artene fort, og ved 553 cm dyp er de bare mindre representert.

De fleste *Fragilaria*-artene har en betydelig nedgang i diatomèsone G3. Unntaket er *Fragilaria construens* f. *construens* som har en tydelig topp i nedre deler av diatomèsonen. Sonen sammenfaller med det gyttjige silt sedimentet i enheten Gd.

Diatomèsone G4: 540-551,2 cm (2 spekter)

Den øverste diatomèsonen er bare definert ut fra 2 spekter. Det er ikke analysert prøver over 540 cm dyp, og sonens øvre grense er derfor satt ved 540 cm. Sedimentet i sonen er en tilnærmet ren gytje, og tilsvarer den nedre del av sedimentær enhet Ge.

De oligohalobe indifferente og halofobe artene dominerer sonen fullstendig, og har således likhetstrekk til sone G2. Angående *Fragilaria*-artene skiller sonen seg fra sone G2 ved at *F. construens* f. *venter* har en meget lav tilstedeværelse. De andre *Fragilaria*-artene er meget dominerende og har tilnærmet lik opptreden som i sone G2. *Achnanthes*-arter som *A. minutissima* og *A. cf. carissima* har i denne øverste diatomèsonen et betydelig innslag. *Pinnularia interrupta*, som var relativt godt representert i G2, forsvinner ut nederst i sone G4.

5.4 Sedimentasjonsmiljø

Bunnsedimentene i kjernene fra Grindavoll er av glacial opprinnelse. Det typiske siltige sedimentet med sandlag og grus representerer en periode der brefronten er like i nærheten av sedimentasjonsbassenget, og store mengder minerogent materialet blir avsatt på relativt kort tid. Den tilnærmede fullstendige mangelen på kiselalger, er også typisk for et slikt miljø der sedimenttilveksten er høy og vannet inneholder store mengder suspendert materiale. De få diatomèene som er tilstede er hovedsakelig arter som har tilhørighet i ferske miljø. Unntaket er arten av *Anomoeoneis styriaca* som i halobiesystemet tilhører de oligohalobe halofile artene, og har sitt optimale miljø i svakt brakkvann. Artene i denne gruppen kan likevel leve i ferskvann, slik at opptreden av denne ene arten ikke nødvendigvis betyr at bassengmiljøet har vært brakt. På grunn av den lave konsentrasjonen av diatomèer i sedimentene i denne nedre delen av stratigrafien (Enhet Ga og Sone G1) er det ikke mulig å bestemme om havnivået har stått over Grindavoll bassengets terskel ved det aktuelle tidspunkt. Samtidig kan de ferske diatomèene forklares med en stor tilførsel av ferskvann til bassenget i forbindelse med tilbakesmeltingen av isbreen og et proglasialt miljø i bassenget. Man kan således ikke ut fra diatomèanalyse, bestemme om havet stod over terskelen til Grindavoll ved isavsmeltingen av området.

Ved overgangen til gytjig silt (Gb) øker diatomèkonsentrasjonen (sone G2), og diatomèsignalet er troverdig med hensyn til bassengsalinitet. Diatomè sammensetningen

viser en tilnærmet entydig fersk flora, med et enkelt unntak i den oligohalobe halofile arten *Nitzschia frustulum*. Denne arten utgjør et innslag på 2-4 % gjennom hele diatomèsone G2 (figur 5.6). Arten har en særs problematisk taksonomi, og består muligens av flere meget like arter (Krammer & Lange-Bertalot 1988). Samtidig er arten meget lett å forveksle med andre ferskvannsararter, noe som kan være tilfelle her. Den dominerende diatomèfloraen i sone G2, med *Fragilaria* arter, samt *Pinnularia interrupta* og *Navicula pupula*, indikerer et kaldt/temperert og ferskt bassengmiljø.

Lag Gb (gytjig silt) med et betydelig redusert gytjeinnhold, har i likhet med den overliggende enheten Gc, en tydelig fersk diatomèflora. Den sedimentære forandringen i øvre del av enheten, er således ikke et resultat av marin innvirkning. Enheten er ikke beskrevet i alle kjernene fra bassenget (figur 5.4), men er ut fra 110 mm kjernene tydelig både i ytre og indre basseng. Signalet skyldes således ikke en mindre hendelse internt i deler av bassenget, men er trolig betinget av regionale forandringer. En mulig forklaring er at forandringene skyldes en klimavariasjon, der det reduserte gytje innholdet indikerer kaldere forhold med mindre organisk produksjon og større forvitring og erosjon. En pollenanalyse vil kunne gi sikrere indisier på om signalet er klimatisk betinget. Dette er ikke gjort.

Det brakke signalet i sone G3 består hovedsakelig av bentiske diatomèer. Disse er trolig autoktone og indikerer således at bassengmiljøet har bestått av lavsaline vannmasser i denne perioden. Den brakke floraen representerer et markert skifte fra både den over- og underliggende sonen. Den tilsvarende sedimentære enhet Gd skiller seg på lignende måte fra over- og underliggende sediment, med et finlaminert silt sediment. Lamineringen ser således ut til å være knyttet til brakkvannssedimentene. De mindre laminerte sedimentene midt i brakkvannssonen (figur 5.6) viser at lamineringen også er knyttet til andre faktorer, som ikke nødvendigvis er tilstede i brakkvannsmiljø (se diskusjon nedenfor).

Ved inngangen til diatomèsone G3 reflekterer floraen en økning av saliniteten. De mesohalobe diatomèene har sin topp omtrent midt i sonen (figur 5.6). I øvre del av sonen avtar de saltkrevende diatomèene igjen, og ved overgangen til diatomèsone G4 er det igjen lakustrine forhold i bassenget. Den diatomologiske suksesjonen i sone G3 tyder på at bassenget fanger inn toppen av en transgresjon, der ekstreme høyvannstopper starter å trenge inn i bassenget ved inngangen til sone G3. Etterhvert stiger havnivået ytterligere og antallet høyvannsepisoder som stiger over bassengets terskel øker. Det opprettes derimot aldri fullmarine forhold i bassenget og middel høyvannsnivå stiger aldri over bassengets terskelnivå. Bassengets brakke diatomèflora i sone G3, tilsier at springhøyvann og

ekstreme tidevannsepisoder trolig har trengt inn i bassenget. Ut fra tidevannsforskjellene i Bergensområdet i dag, tilsier dette at middel vannstanden ligger maksimum 60 cm under terskelnivået (Tidevannstabeller 1998).

Den økte andelen av minerogene sedimenter, i enhet Gd, er høyest i midten av den brakke sonen og sammenfaller dermed med den mest saline perioden i bassenget. Det minerogene innslaget er mer tydelig i kjernen fra det ytre bassenget (505-16) enn fra det indre (505-18) (figur 5.5). Den ujevne fordelingen av siltlaget tyder på at silten ikke er erodert fra tidevannssonen rundt bassenget, men trolig tilført over terskelen.

De øverste beskrevne sedimentene i kjerne 505-16, representere et typisk ferskvanns miljø. Diatomèene viser også et entydig lakustrint signal.

5.5 Isolasjonsmodeller og Grindavoll bassenget

Ut fra isolasjonsmodellen presentert av Haugane (1984), er den laminerte sonen ved isolasjoner knyttet til anoksiske forhold på bunnen av innsjøen, ved at tungt marint vann er fanget i bassenget med et lettere ferskt vannlag over. Det vil således i en slik fase avsettes både fullmarine og ferske diatomèer i samme stratigrafiske nivå (se forøvrig kapittel 3.2).

En slik forklaring for lamineringen i enhet Gd er ikke mulig. Det opprettes her aldri fullmarine forhold, og det er ikke avsatt marine diatomèer. Eventuell stratifisering mellom brakke og ferske vannmasser i et forholdsvis grunt basseng som Grindavoll, vil også være vanskelig å opprettholde over tid. Den vil trolig forholdsvis lett brytes av en vinddrevet og/eller termal omrøring i vannmassene.

Lamineringen dannes mens middel vannstand er noe under Grindavolls terskel, og den er tydelig knyttet til det brakke bassengmiljøet. De ikke-laminerte sonene tyder på at laminering ikke alltid dannes ved brakke forhold. En modell med midlertidig stratifisering av vannmassene (kapittel 3) vil være forenlig med den grunne bassengformen og de brakke sedimentene i bassenget. De midlertidige anoksiske forholdene har da trolig bare vært tilstede i den dypeste delen av det ytre bassenget der enhet Gd er laminert (figur 5.4). I en diatomologisk sjekk av den brakke ikkelaminerte sonen i kjerne 505-18, bestod de saltkrevende diatomèene bare av oligohalobe halofile arter. Det ble ikke funnet mesohalobe diatomèer, noe som kan skyldes en salinitetsgradient/stratifisering i vannmassene, med en oppblomstring av mesohalobe diatomèer i bare de dypeste delene av

bassenget. En skal likevel være forsiktig med å sammenligne kjerne 505-16 og 505-18 på grunn av den interne terskelen i Grindavoll bassenget. For å undersøke dette ytterligere, er det nødvendig med en mer nøyaktig kartlegging av de laminerte sedimentenes laterale og vertikale utbredelse i bassenget, samt nøyaktige analyser av den diatomologiske utviklingen innen tilsvarende ikke-laminerte sediment. Noe som vil kreve en del arbeid, og er ikke gjort i denne undersøkelsen.

Tabell 5.1 Radiokarbondateringer fra av terrestrisk plantemateriale fra Grindavoll, kjerne 505-16 og 505-18. Kalibreringen er utført med CALIB v4.0 (Stuiver & Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998).

Lab. nummer	Sedimentdyp (cm)	Datert materiale	Tørr vekt (mg)	¹⁴ C alder (år B.P.)	δ ¹³ C (‰ PDB)	Kal. alder 1σ/2σ (kal B.P.)
Beta-136898	581-583 ¹	Terrestriske mosestilker, blad fra <i>Salix polaris</i> , og andre ikke identifiserte bladfragmenter.	19,1	12 190 ± 50	-25,5	15 190-14 100 15 410-13 840
Beta-136897	575-577	Blad fra <i>Salix herbacea</i> , <i>Salix polaris</i> og <i>Dryas</i> . Stilker av terrestrisk mose og en, ikke identifisert, knopp.	16,8	11 180 ± 40	-27,6	13 180-13 020 13 750-12 900
Beta-136896	561-562	Blad fra <i>Salix herbacea</i> , <i>Salix polaris</i> og fragmenter av ikke identifiserte blad.	17,0	10 050 ± 40	-26,9	11 690-11 340 12 090-11 260
Beta-136895	551-552	Blad fra <i>Salix herbacea</i> , <i>Salix polaris</i> , <i>Betula nana</i> , <i>Dryas</i> og fragmenter av ikke identifiserte blad. Stilker fra terrestrisk mose, en ikke identifisert knopp og rakler fra <i>Betula nana</i> .	22,1	9 970 ± 40	-27,9	11 550-11 260 11 870-11 230

¹ Dateringsmaterialet er fra kjerne 505-18 (337-339 cm) og fra russerprøve prøvetatt på tilnærmet samme lokalitet. Dypet er korrelert inn på kjerne 505-16.

5.6 Dateringer og aldersbestemmelse

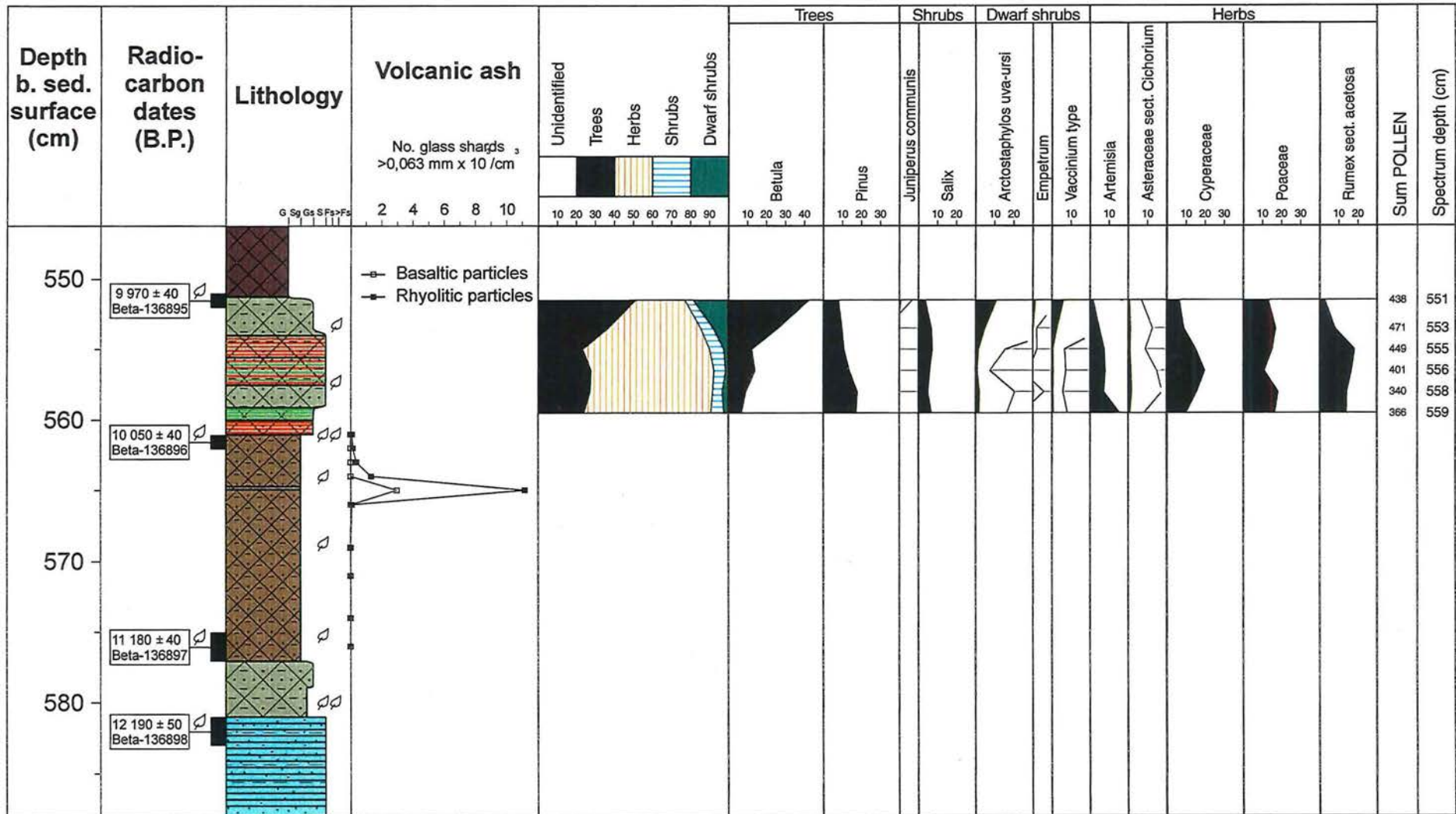
Det er utført fire radiokarbondateringer fra Grindavollbassenget (tabell 5.1). De to øverste dateringene er tatt direkte under og over den brakke sonen (figur 5.6), og havner i ^{14}C -plataået i slutten av yngre dryas (10 000 ^{14}C -plataået). Dateringene avgrensner alderen på den brakke sonen til 12 090-11 230 kal. år B.P., innenfor et signifikansnivå på 95 %. En bedre aldersbestemmelse for dette intervallet, kan oppnås ved kurvetilpasning, men krever en serie på fire eller flere dateringer (Pilcher 1991), over et intervall som strekker seg utenfor selve plataået. Dateringene bør samtidig utføres fra sedimentintervall der det sannsynligvis har vært en konstant sedimenttilvekst, slik at disse kan kurvetilpasses mot en kalibreringskurve. En slik tilpasning er ikke mulig å gjøre ut fra de foreliggende ^{14}C -dateringene, på grunn av store variasjoner i sedimenttilveksten i bassenget og at de to yngste dateringene ligger i 10 000 ^{14}C -plataået. For å høyne presisjonen i aldersbestemmelsen av den brakke sonen er derfor kronologien hovedsakelig basert på de stratigrafiske markørene *Betula*-oppgangen, datert i Langevatnet (kapittel 4.7), og veddeasken. Radiokarbondateringene er brukt som støtte.

Veddeasken

Veddeasken er klart definert i Grindavollbassenget mellom 564-566 cm i kjerne 505-16. De første askepartiklene kommer inn ved 566 cm dyp (figur 5.6), og dette nivået er derfor satt til en alder på ca. 12 000 kal. år B.P., basert på askens alder i GRIP-iskjernen (Grönvold *et al.* 1995).

Betula-oppgangen

Pollenanalyse er utført fra et kort intervall i øvre del av enhet Gd, mellom 551-559 cm dyp. Figur 5.9 viser et utsnitt av de mest dominerende pollenartene, mens en fullstendig fremstilling av resultatet er vist i vedlegg 5. Den nedre halvdel av diagrammet er dominert av urter (*Artemisia*, *Cyperacea*, *Poacea* og *Rumex*), men her er også tilstede *Betula* og *Pinus*. Ved 555 cm starter et markert skifte i pollensammensetningen. Andelen trepollen stiger fra ca. 20 % og opp til nærmere 50 % ved 551 cm. Denne oppgangen utgjøres utelukkende av *Betula*. Samtidig avtar andelen av *Salix*, *Artemisia*, *Cyperacea* og *Rumex*. *Pinus* verdiene avtar også gradvis, mens *Empetrum*, *Vaccinium*, og tildels *Juniperus* kommer inn i de øverste spektrene.



Figur 5.9 Litologi, ^{14}C -dateringer, vulkanske askepartikler og forenklet pollendiagram for kjerne 505-16. Fullstendig pollendiagram for intervallet 551-559 cm, er vedlagt (vedlegg 5). Tegnforklaring er gitt i figur 3.3. Pollenanalyse: Anne Bjune.

Sett i sammenheng med veddeasken tilstedeværelse, like under diagramintervallet (figur 5.9), må *Betula*-oppgangen ved 555 cm være samtidig med *Betula*-oppgangen funnet i tidlig holosen i Langevatnet. Der ble denne stratigrafiske markøren aldersbestemt til ca. 11 400 kal. år B.P. (tabell 4.2).

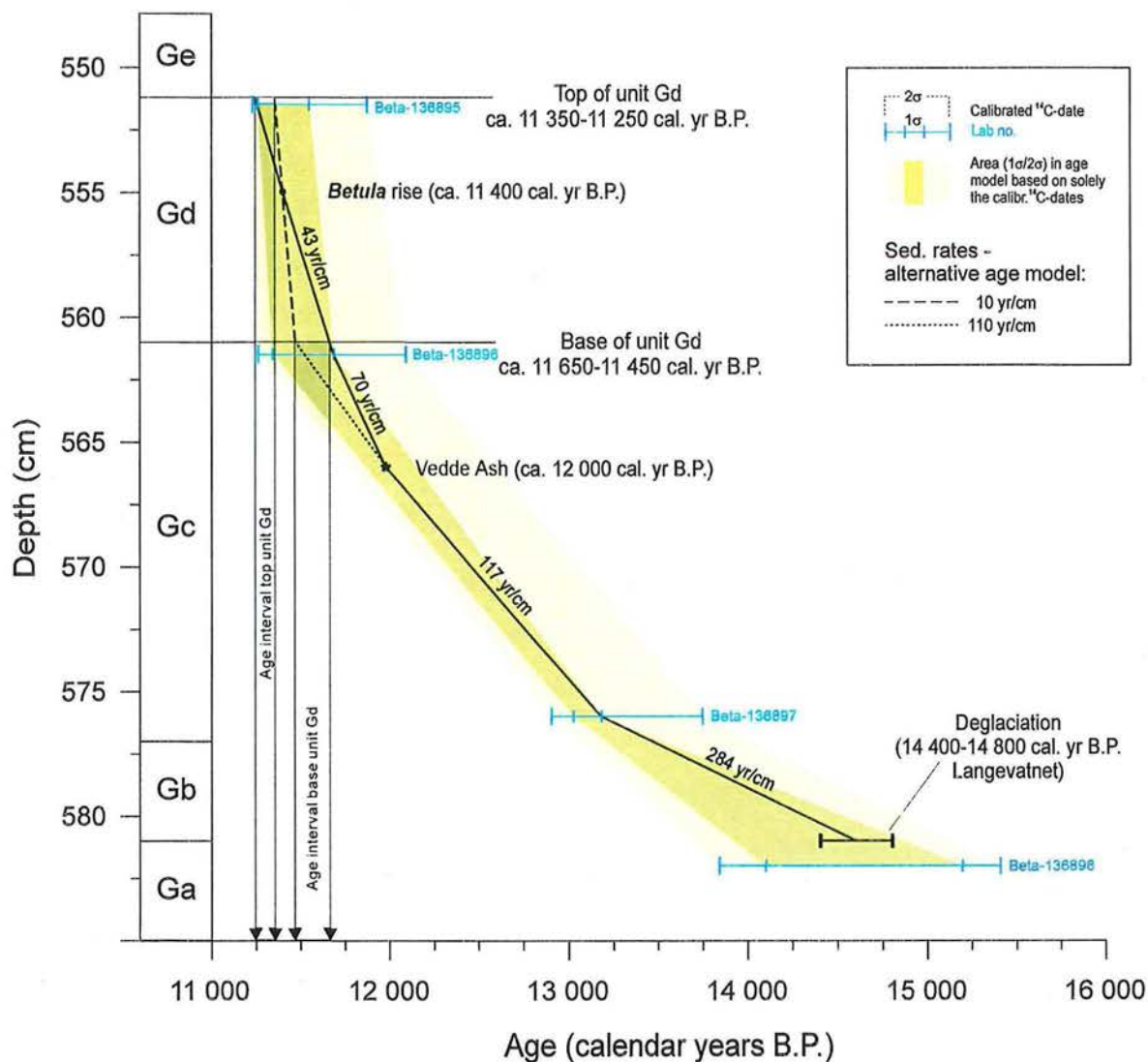
Makrofossilene fra de to dateringsprøvene, under og øverst i den brakke sonen (tabell 5.1), består utelukkende av arter som i dag lever på høyfjellet i Sør-Norge. Dominansen av *Salix herbacea/polaris* i begge prøvene gir derimot ikke en entydig indikasjon til et yngre dryas klima. *Salix herbacea* er i dag å finne helt ned til havnivå i Vest-Norge, og er derfor alene ikke en troverdig klimaindikator (Birks 1993). Sammensetningen av makrofossilene i dateringsprøvene, bekrefter derfor ikke en yngre dryas – tidlig holosen alder av den brakke sonen, men makrofossilene er heller ikke i konflikt med en slik alder. *Betula*-oppgangen kommer inn like under den øverste dateringen, og indikerer at denne er av holosen alder, mens den nest øverste dateringen er fra slutten av yngre dryas.

Andre aldersestimater

Den eldste del av stratigrafien i Grindavollbassenget gjenspeiler isavsmeltingen av området etter siste istids maksimum. Isavsmeltingen er satt til grensen mellom enhetene Ga og Gb (figur 5.6), som representerer det tidspunkt da bassenget og dets dreneringsområde var isfritt. Fra Langevatnet er isavsmeltingen estimert til å ha foregått i tidsintervallet 14 800-14 400 kal. år B.P. Topografisk sett er lokalitetene Grindavoll og Langevatnet relativt like, med høydedrag sør/øst og åpne lavereliggende områder vest for bassengene (figur 2.1). Den relativt like høyden over havet, samt den korte geografiske avstanden mellom lokalitetene, gjør at isavsmeltings dateringen fra Langevatnet, gir en sannsynlig alder for hendelsen også på Grindavoll (figur 5.10). Dateringen på 12 190 ¹⁴C B.P. ved 581-583 cm, kalibrert til 15 190-14 100 kal. år B.P. (1 σ), er ikke i konflikt med denne antagelsen.

Alder av den marine påvirkningen i Grindavoll bassenget

Start av den brakke sonen opptrer i kjerne 505-16 mellom veddeasken og *Betula*-oppgangen, og alderen kan således avgrensnes 12 000-11 400 kal. år B.P. Slutten av den marine påvirkningen i kjernen opptrer over *Betula*-oppgangen, og er yngre enn 11 400 kal. år B.P. Samtidig må slutten av den brakke sonen i Grindavoll være eldre enn den andre isolasjonen i det lavereliggende Langevatnet, og har derfor sannsynligvis en alder



Figur 5.10 Aldersmodell for Grindavoll, kjerne 505-16. Modellen (hel linje) er basert på isavsmeltingen og *Betula*-oppgangen, tidsbestemt i kalenderår fra Langevatnet (tabell 4.2), samt veddeasken med en alder på ca. 12 000 kal. år B.P. (Grønvold *et al.* 1995). Kalibrerte ^{14}C -dateringer (tabell 5.1) styrer modellen innefor et tidsintervall på et standardavvik (1). Forskjellige sannsynlige minimums- og maksimumsverdier for sedimentasjonstilveksten (stiplede og hel linje), fiksert om *Betula*-oppgangen, danner grunnlaget for aldersestimater for bunn og topp av den brakke enhet Gd (gråskraverte intervall). Ut fra modellen er sannsynlig aldersintervall for bunnen av Gd ca. 11 650-11 450 kal. år B.P. og for toppen av enheten ca. 11 250-11 350 kal. år B.P. Sedimentære enheter Ga-Ge, i henhold til figur 5.6.

eldre enn ca. 11 310 kal. år B.P., og iallfall eldre enn 11 250 kal. år B.P. For å øke presisjonen i disse estimatene er en enkel aldersmodell for kjerne 505-16 (figur 5.10) etablert.

Aldersmodellen er hovedsakelig basert på isavsmeltingen, veddeasken og *Betula*-oppgangen (figur 5.10). De kalibrerte ^{14}C -dateringene (tabell 5.1) er i tillegg satt til å styre modellen innenfor et tidsintervall på ett standardavvik (figur 5.10). Sedimenttilveksten er, sammenlignet med Langevatnet, generelt lav i Grindavoll. Den gjennomsnittlige tilveksten mellom isavsmeltingen og veddeasken er på ca. 170 år/cm, men er på grunn av dateringene

11 180 ± 40 ¹⁴C B.P. (Beta-136897), fordelt i en nedre fase med 284 år/cm og en øvre fase med 117 år/cm (figur 5.10). Den veldig lave tilveksten i den nedre fasen er uventet, og kan muligens tyde på at dateringen har en noe for ung alder. Dette kan ikke avgjøres uten at det utføres flere ¹⁴C-dateringer, eller at det gjøres pollenanalyse. Dette intervallet har derimot ingen betydning for strandforskyvningen, og er derfor ikke undersøkt nærmere.

Over veddeasken øker sedimenttilveksten betydelig. Aldersmodellen (figur 5.10), som ikke er styrt av de litologiske grensene, gir en sedimenttilvekst på ca. 70 år/cm opp til datering Beta-136896, og en tilvekst på ca. 43 år/cm mellom Beta-136896 og Beta-136895, via *Betula*-oppgangen. En alternativ aldersmodell (figur 5.10 – stiplede linjer) er tilpasset med den litologiske grensen Gc-Gd som det markerte skifte i sedimenttilveksten. Modellen er utarbeidet med utgangspunkt i *Betula*-oppgangen, samt en kontinuerlig sedimenttilvekst for hele enhet Gd på 10 år/cm. Denne tilveksten er ansett som en maksimal tilvekst, basert på beregningene fra Langevatnet. En eventuell høyere tilvekst vil medføre en meget kort avsetningsperiode for enhet Gd.

Den alternative modellen fører til en sedimenttilvekst på 110 år/cm for øverste del av enhet Gc, noe som samsvarer godt med aldersmodellen for den nedre del av enheten. Denne modellen stemmer således bedre overens med de litologiske skiftene i kjernen. Den opprinnelige aldersmodellen (hel linje) har et meget markert skifte i sedimenttilvekst ved veddeasken, og fører til en høyere tilvekst i toppen av enhet Gc (figur 5.10). Dette gir således trolig bunnen av Gd en noe for høy alder og dermed også en noe for lav sedimenttilvekst for enhet Gd. Den opprinnelige aldersmodellen er derfor ansett som et relativt sikkert minimumsestimat for tilveksten i enhet Gd.

De to aldersmodellene (figur 5.10) er benyttet til å estimere sannsynlige aldersintervall for topp og bunn av den brakke enheten Gd. Begge modellene er fiksert om *Betula*-oppgangen. Den opprinnelige aldersmodellen (hel linje) gir en maksimumsalder for bunnen av Gd, og en minimumsalder for toppen av enheten, mens det vil være omvendt for den alternative modellen (stiplede linjer). Den forenklede aldersmodellen gir sannsynlige aldersestimat for bunnen av enhet Gd på 11 650-11 450 kal. år B.P., og for toppen av enhet Gd til 11 350-11 250 kal. år B.P. (figur 5.10). Alderen av toppen av Gd må likevel være eldre enn isolasjonen i Langevatnet på 11 310 kal. år B.P., og en alder på 11 350 kal. år B.P. for opphør av den marine påvirkningen i Grindavoll, synes rimelig og er benyttet i strandforskyvningskurven. For starten av den marine påvirkningen (bunn Gd) er det ikke mulig å bestemme mer nøyaktig enn intervallet fra aldersmodellen, og

strandforskyvningskurven er trukket igjennom midtpunktet av intervallet ved 11 550 kal. år B.P.

Det bør likevel påpekes at sedimenttilveksten i Grindavoll er meget lav. Hele den senglasiiale perioden (etter isavsmeltingen) er representert i et ca. 30 cm intervall, og små feil vedrørende dybdeskala og korrelasjoner vil gi relativt store utslag i aldersestimatene. En slik usikkerhet vil først og fremst være tilstede ved undergrensen av enhet Gd, som er aldersbestemt ut fra aldersmodellen. Overgrensen er meget presist bestemt ut fra *Betula*-oppgangen og strandforskyvningen, og eventuelle usikkerhet vedrørende denne er knyttet til kronologien i Langevatnet (kapittel 4.6 og 4.7).

Kapittel 6 Lysøyvatnet

Lysøyvatnet er det største av to små vann på øyen Lysøya/Lysøen, i Os kommune (figur 2.1). Øyen er ca. 1 km² stor, og har tidligere vært i Ole Bulls eie. Øyen og Ole Bulls karakteristiske villa fungerer i dag som et friluftsområde og museum.

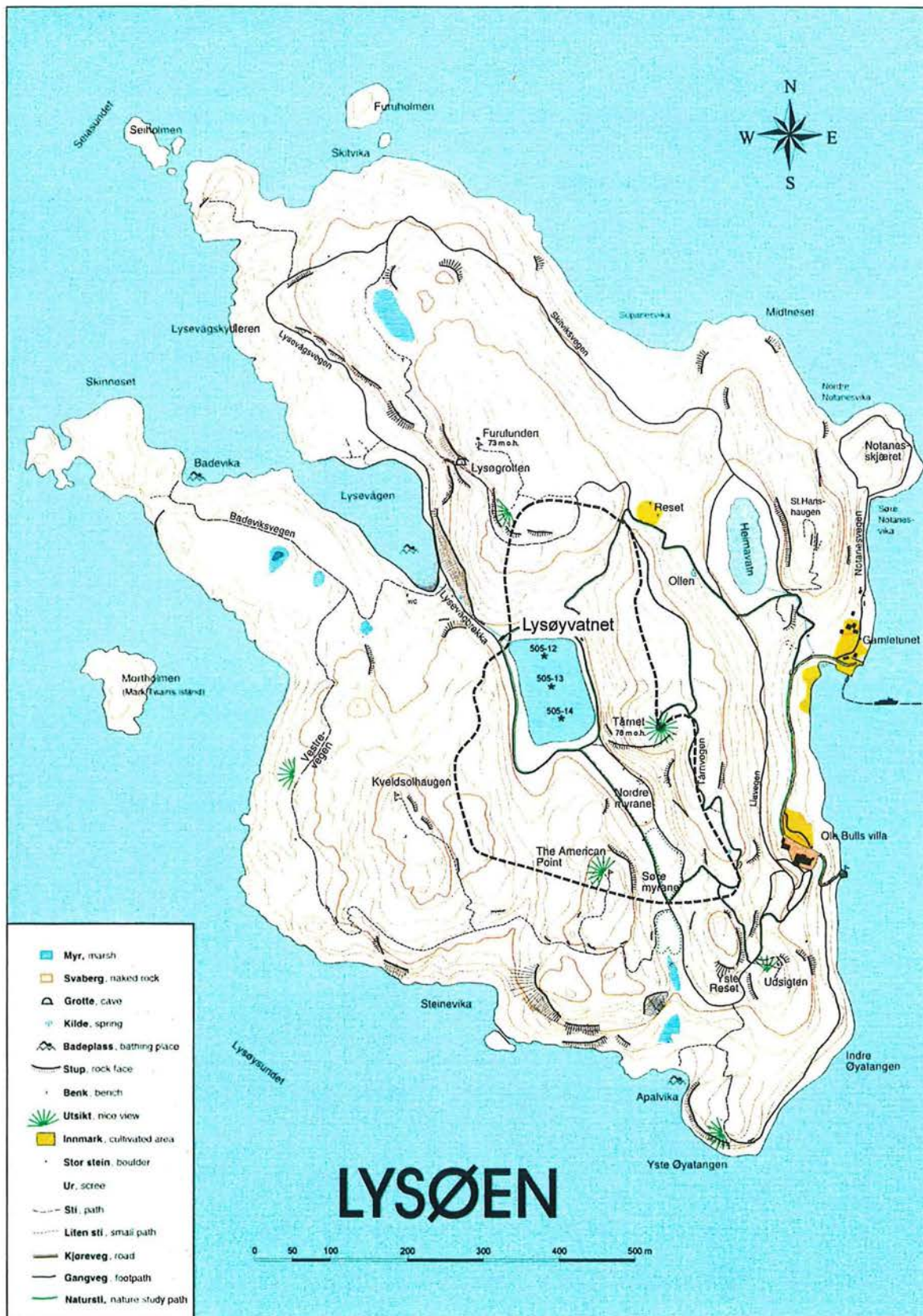
Lysøyvatnet (også kalt Lysevågvatnet på enkelte kart) er et tilnærmet rektangulært vann med et overflateareal på ca. 0,0087 km². Bassenget ligger i en dalforsenkning som går fra Lysevågen i nordvest og mot Øyatangen på sørspissen av Lysøya (figur 6.1). Høydedragene på østsiden av forsenkningen når opp i 60-70 m o.h., mens de på vestsiden er noe lavere, ca. 50-60 m o.h. Lysøyvatnet har et 0,12 km² stort dreneringsområdet og drenerer ut i nordvest, ned til Lysevågen.

Bassenget har fjellterskel, hvor vanddypet (rennende vann) ved feltarbeidet i mai 1997 var ca. 10-20 cm. Høyden på vannflaten er gitt til 20 m o.h. på økonomisk kart, og dette er brukt som terskelhøyde for bassenget.

6.1 Litostratigrafi

Lysøyvatnet er prøvetatt med både russerbor og såkalt Nesje-utstyr (110 mm kjerner), langs en profil-linje på langs midt i bassenget (figur 6.1). Ved alle prøvestasjonene er vanddypet mellom 8 og 9 meter, og dagens bassengbatymetri kan karakteriseres som flatbunnet med relativt bratte bassengmarginer.

De dypere deler av bassengstratigrafien er beskrevet og bearbeidet av S. Bondevik, og det er blant annet utført radiokarbondateringer med yngre dryas alder fra kjerne 505-14 (S. Bondevik, pers. medd. 1998). I denne oppgaven er det kun gjort analyser og beskrivelse av sedimentene i en 16 cm sekvens omkring isolasjonskontakten, da det er dette som er interessant for strandforskyvningsundersøkelsen. Diatomèanalysen og sedimentbeskrivelsen er utført på kjerne 505-12 (figur 6.2), som er prøvetatt i nordenden av Lysøyvatnet (figur 6.1). Den totale kjernelengden er 510 cm lang og omfatter intervallet



Figur 6.1 Kart over Lysøen med dreneringsområdet og borepunktene for 110 mm-prøvene avmerket. Russerprøver ble prøvetatt på tilnærmet samme punkt som 110 mm-prøvene. Kartet er basert på et turistkart utgitt av Lysøen Museum. Ekvidistanse: 5 meter.

mellom 230-740 cm sedimentdyp. Kjernen er delt i 3 kjernedeler (seksjoner) (appendiks A). Det analyserte intervallet er i nedre del av kjernedel 505-12-01 og øvre del av 505-12-02. De sedimentære enhetene er betegnet med prefiks LY for Lysøyvatnet, sammen med en bokstav, alfabetisk fortløpende fra bunnen av kjernen og oppover.

Vanndypet ved prøvelokaliteten for kjerne 505-12 er 9 meter. Feltnotatenes dybdeskala er således forskjøvet med 9 meter i forhold til dybdeskalaen brukt i dette arbeidet (se kapittel 3.3).

Enhet LYa – Olivengrå, sandig, siltig gytje (marin): 361,5-369,5 cm (figur 6.2)

Sedimentet i den nedre del av den beskrevne sekvens (enhet LYa) er en olivengrå, sandig, siltig gytje (fig 6.2 og 6.3). Enheten har en svak antydning til laminasjon og inneholder både skjellfragmenter og planterester. Fargen mørkner oppover.

Enhet LYb – Svart, algegytje (brakk): 360,5-361,5 cm (figur 6.2)

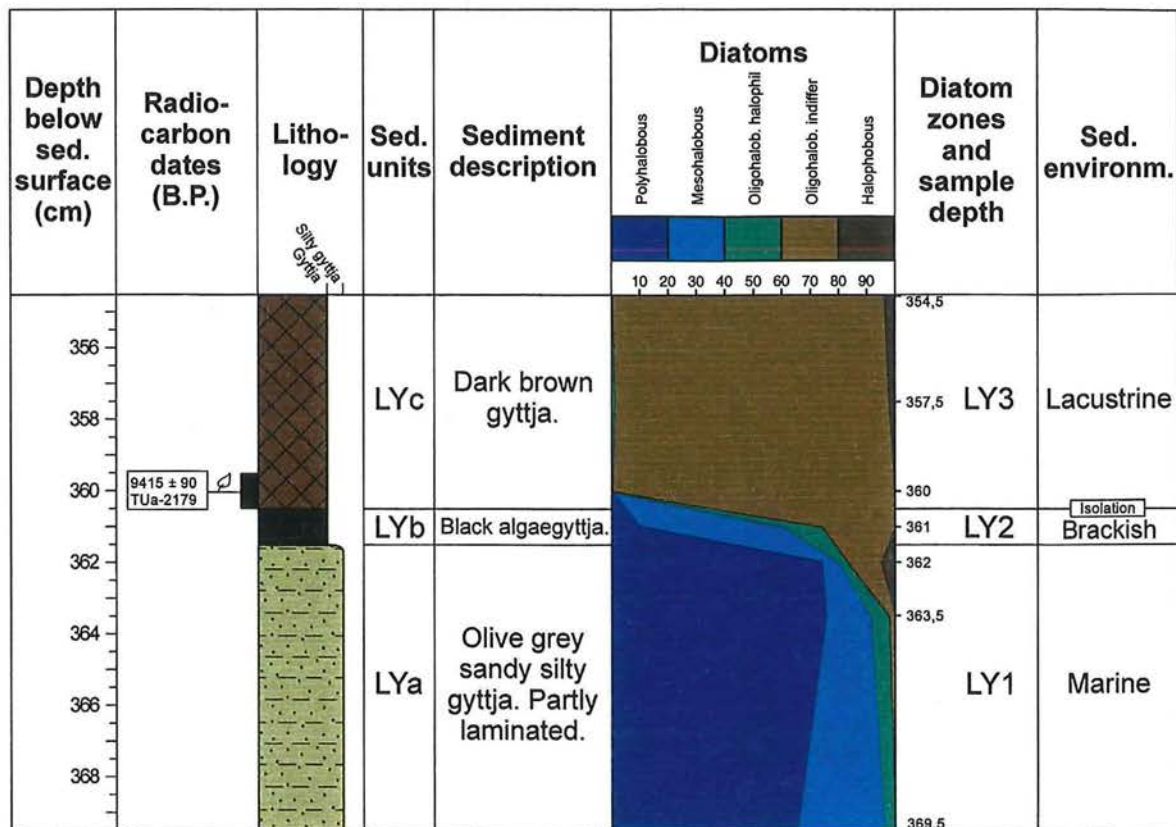
Enhet LYb er en 1 cm tykk algegytje, som vanskelig lar seg dispergere i vann. Gytjen har en svart fettaktig glanset farge og inneholder ikke minerogene partikler. Grensen både over og under enheten er skarp og markert (figur 6.3).

Enhet LYc – Mørkebrun gytje (lakustrin): 354,5-360,5 cm (figur 6.2)

Den øverste enheten (LYc) består av et hovedsakelig gytjig sediment med et mindre siltinnhold. Siltinnholdet er noe høyere i nedre deler av enheten enn i resten. Gytjen har en mørkebrun farge som mørkner noe oppover i enheten.

En radiokarbondatering er utført på planterester hentet fra den nederste centimeter av enheten. Denne gir en alder på $9\,415 \pm 90$ ^{14}C B.P. (TUa-2179).

Hele stratigrafien over enhet LYc og opp til sedimentoverflaten, består av gytje, uten synlige innslag av minerogene sedimenter. Veddeasken er lokalisert under det ovenfor beskrevne stratigrafiske intervallet. Asken ligger som et visuelt synlig lag mellom 607 og 608 cm under sedimentoverflaten.



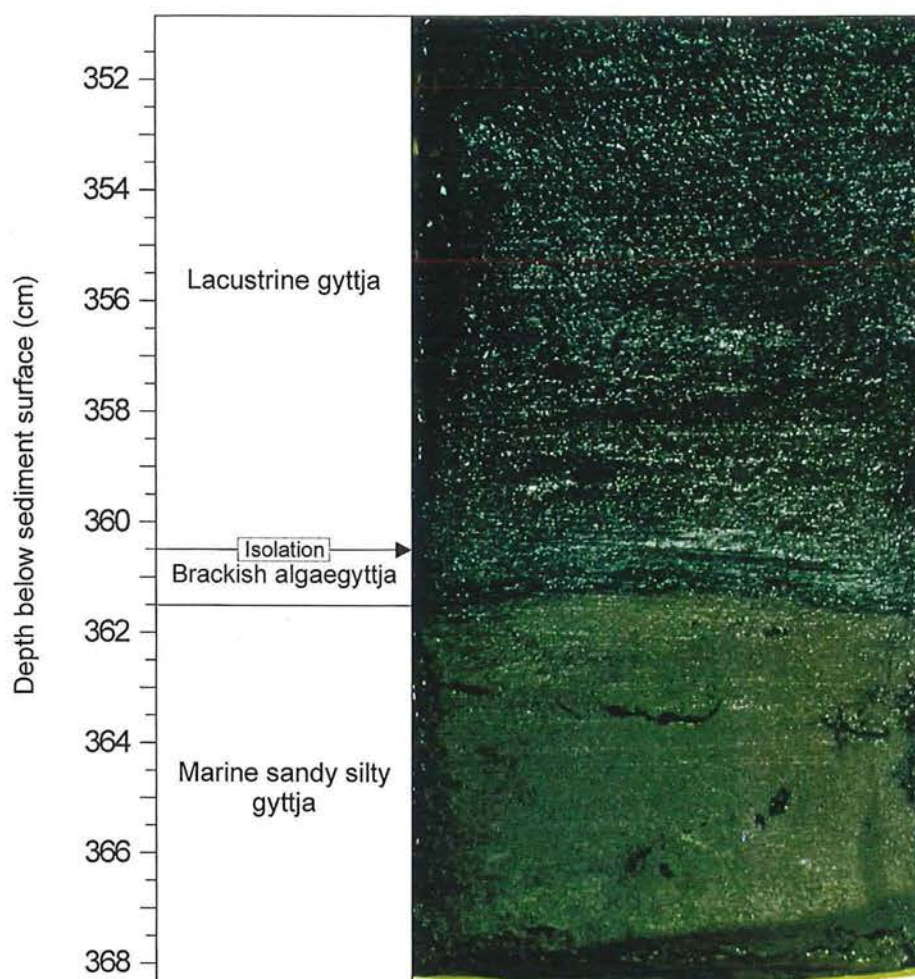
Figur 6.2 Kjernebeskrivelse og samlediagram fra diatomèanalysen fra Lysøyvatnet, kjerne 505-12. Diatomèdiagrammet er basert på tellinger vist i Vedlegg 6. Tegnforklaring er gitt i figur 3.3.

6.2 Diatomèstratigrafi

Diatomèstratigrafien er inndelt i tre diatomèsoner, med tilsvarende inndeling som for litostratigrafien (fig 6.2). Et detaljert diagram av diatomèstratigrafien i kjerne 505-12 er presentert i Vedlegg 6. Diatomèsonene er betegnet med prefiksen LY for Lysøyvatnet sammen med et tall, fortløpende fra bunnen og oppover i kjernen.

Diatomèsonen LY1: 369,5-361,5 cm (3 spekter)

De tre spektrene som er analysert i denne diatomèsonen har en betydelig dominans av arten *Paralia sulcata*. Sammen med den mesohalobe *Navicula pygmaea* utgjør disse over 50 % av diatomèfloraen i sonen. Det øverste spekteret har et mindre innslag av oligohalobe indifferente arter, hovedsakelig i *Fragilaria*-slekten. Ellers er sonen fullstendig dominert av poly- og mesohalobe arter. Plasseringen av *Paralia sulcata* innenfor halobie gruppene vil ha stor betydning for totaldiagrammet, på grunn av artens kraftige dominans. I totaldiagrammet for Lysøyvatnet er denne plassert som en polyhalob art, selv om den er



Figur 6.3 Bilde av isolasjonskontakten fra Lysøyvatnet, kjerne 505-12. Et brakt algegyttjelamina, ½-1 cm tykt, kan anes ved overgangen, mellom siltig marin gyttje under og fersk gyttje over. Laminaet er visuelt meget klart i kjernen, men vanskelig å se på fotografiet på grunn av refleksjoner.

rapportert til å tåle salinitet ned til 5 ‰ (Simonsen 1962). Nøyaktig salinitets bestemmelse ut fra diatomè sammensetningen er derfor vanskelig å gjøre for denne sonen.

Diatomè sone LY2: 360,5-361,5 cm (1 spekter) (figur 6.2)

Diatomè sone LY2 begrenser seg til 1 cm av stratigrafien og er definert med kun et spekter. Dette skiller seg dog betydelig fra den underliggende og spesielt fra den overliggende sonen. De polyhalobe artene fra sone LY1 er betydelig redusert og dominansen er overtatt av mesohalobe og oligohalobe halofile arter. De fleste av de representerte artene i dette spekteret er kun tilstede i dette ene spekteret. Størst opptreden har *Mastogloia smithii*, *M. elliptica* og *M. braunii*. Arten, *Cyclotella sp. 1* (Appendiks C), er Lysøyvatnet plassert i den mesohalobe gruppen. Dette er gjort fordi artens topp faller sammen med topper av de andre mesohalobe artene.

Diatomèsone LY3: 354,5-360,5 cm (3 spekter) (figur 6.2)

Et markert skille i diatomèstratigrafien starter diatomèsone LY3. Samtlige poly- og mesohalobe arter forsvinner, og kun mindre antall oligohalobe halofile arter er representert. Den store dominansen utgjøres i hele sonen av oligohalobe indifferente arter. Av disse er *Cyclotella sp. 2* og *Cyclotella sp. 3* (Appendiks C) mest representert i det nedre og øvre spekteret i sonen. I det midtre spekteret overtar imidlertid *Stephanodiscus alpinus* og *Cocconeis placentula* dominansen. Den øyensynlige nedgangen av *Cyclotella*-artene er trolig ikke reel i det midtre spekteret, men kun et resultat av at diatomèstratigrafien er fremstilt i et prosentdiagram.

6.3 Sedimentasjonsmiljø

Den undersøkte sedimentsekvensen fra Lysøyvatnet viser en typisk bassengisolasjon som går fra marint via brakt til et ferskt bassengmiljø.

Selv om salinitets verdien for diatomèsone LY1 er noe usikker på grunn av den store dominansen av *Paralia sulcata*, er det liten tvil om at sonen representerer et marint sedimentasjonsmiljø. Tilstedeværelsen av 20 andre, både poly- og mesohalobe arter, samtidig som bare spredte ferske arter opptrer, tilsier dette. Innholdet av skjellfragmenter støtter ytterligere opp om tolkningen av at sedimentet representerer et marint miljø. Skjellfragmentene tilsier dog ikke nødvendigvis full marine forhold, da mollusker som for eksempel *Mytilus edulis* lever i vann med salinitet helt ned til 4-5 ‰ (Bayne *et al.* 1976).

Diatomèfloraens markerte skifte fra dominerende polyhalobe til en dominerende mesohalob sammensetning, ved overgangen til diatomèsone LY2, tyder på et skifte mot et mindre salint bassengmiljø. De ferske salinitetsgruppene er i denne sonen nærmest fraværende, og sonen karakteriseres som et typisk brakkvannsmiljø.

En ny kraftig forandring av sammensetningen i diatomèfloraen er tilstede ved overgangen til den øverste diatomèsonen, LY3. Denne er totalt dominert av ferske diatomèarter, og ingen marine diatomèer er funnet. Bassengets terskel er derfor hevet over gjennomsnittlig høyvannsnivå, ved avsetnings tidspunktet for denne delen av stratigrafien (LYc og LY3).

Den sedimentologiske isolasjonskontakten er ved underkant av enhet LYb. Det blir på dette tidspunktet ikke ført minerogene sedimenter inn i bassenget med tidevannet,

slik at sedimentet i enhet LYb består av et tilnærmet rent organisk sediment (algegytje). Den hydrologiske og diatomologiske isolasjonskontakten er satt i samme horisont ved overgangen til sedimentær enhet LYc og diatomèzone LY3. Dateringen av isolasjonen er gjort på plantefragmenter fra sedimentene direkte over denne horisonten.

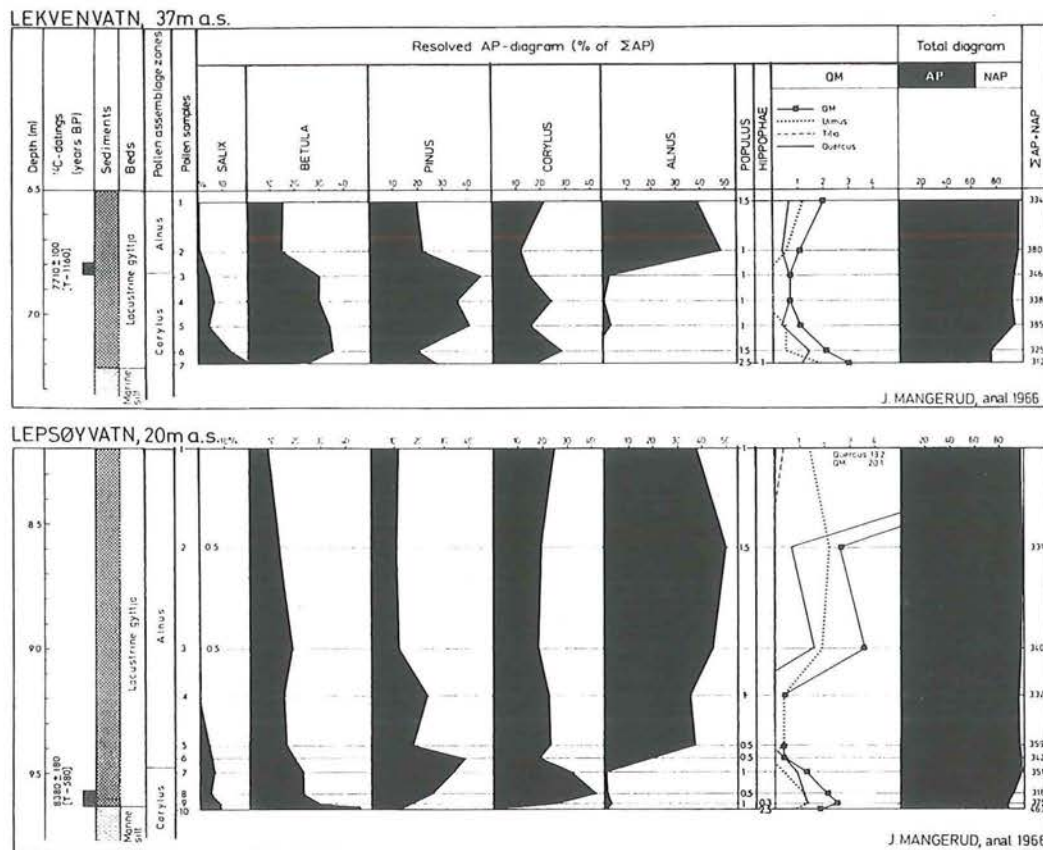
Tabell 6.1 Radiokarbondatering fra Lysøyvatnet. Kalibreringen er utført med kalibreringsprogrammet CALIB v4.0 (Stuiver & Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998).

Lab. nummer	Sedimentdyp (cm)	Datert materiale	Tørr vekt (mg)	¹⁴ C alder (år B.P.)	δ ¹³ C (‰ PDB)	Kal. alder 1σ/2σ (kal B.P.)
TUa-2179	359,5-360,5	<i>Betula</i> , frukt og rake. Blad fra <i>Betula</i> eller <i>Alnus</i> , og mosefragment fra <i>Racomitrium</i> .	13,5	9 415 ± 90	- 29,7	10 740-10 510 11 090-10 290

6.4 Datering

Det er på kjerne 505-12 utført en radiokarbondatering (tabell 6.1), som ga en alder på $9\,415 \pm 90$ ¹⁴C B.P. For å plukke ut nok materiale til en datering, var det nødvendig å også plukke fra sedimenter i samme stratigrafiske nivå fra kjerne 505-14. Dateringen er gjort på terrestriske plantefragmenter, hovedsakelig på frukter og rake av *Betula*. I tillegg ble det benyttet mosefragmenter av *Racomitrium*, samt fragmenter av et enkelt blad identifisert til enten *Betula* eller *Alnus*. Dateringens alder gjør at bladet mest sannsynlig er fra *Betula*.

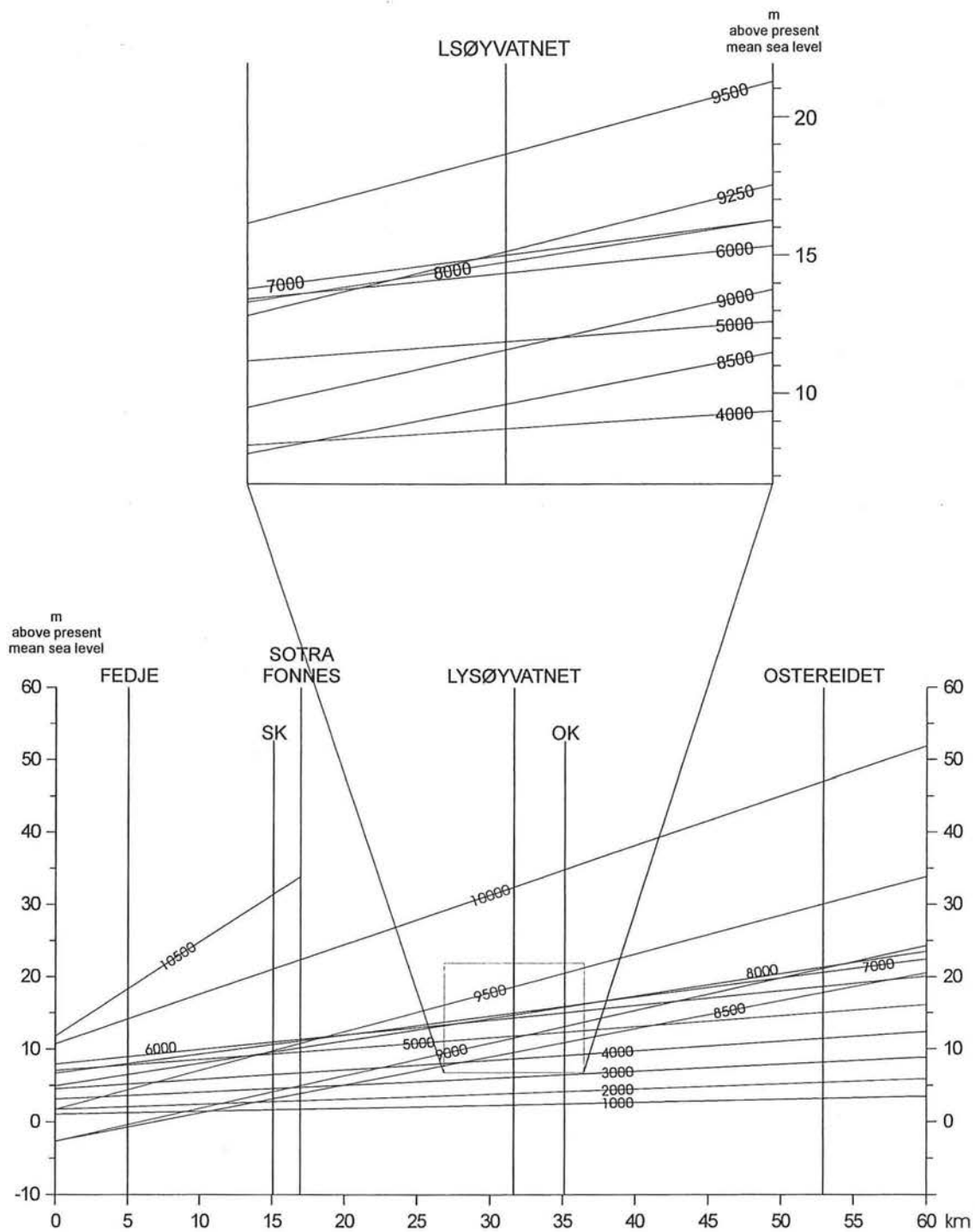
Lepsøyvatnet, ca 8 km sør for Lysøyvatnet (figur 2.1), ligger på nesten samme høyde over havet (20 m o.h.) som Lysøyvatnet. En datering fra Lepsøyvatnet, utført på en 5 cm gytje sekvens direkte over den sedimentologiske isolasjonen, ga en alder på $8\,380 \pm 120$ ¹⁴C B.P. (T-580) (figur 6.4). I forhold til isobaseretningen ligger Lepsøyvatnet ca. 500 m lengre øst enn Lysøyvatnet. En forventer derfor en noe senere isolasjon av Lepsøyvatnet. En forskjell på over 1000 ¹⁴C år må derimot være for mye.



Figur 6.4 Pollendiagram fra Lepsøyvatnet og Lekvenvatnet, Os. Fra Sønstegaard & Mangerud (1977).

Prøven fra Lepsøyvatnet ble innsamlet av J. Mangerud i 1966, ved å ta ut 5 cm tykke prøver fra tre borer med Hillerbor (J. Mangerud, pers. medd. 2000). Dette utstyret tar ofte med yngre materiale nedover. Det er derfor relativt sannsynlig at dateringsprøven er "forurenset" av yngre materiale. Et meget markert skifte i pollensammensetningen under og over isolasjonskontakten (figur 6.4), indikerer også at det er tilstede en hiatus i stratigrafien ved overgangen mellom marin silt og lakustrin gytje (Sønstegaard 1974). Jeg har derfor utelatt dateringen av isolasjons fra Lepsøyvatnet fra diskusjonen vedrørende strandforskyvningen i Os-området.

Ifølge de foreliggende strandlinjediagram for Midt- og Nordhordaland (Aa & Mangerud 1981; Hamborg 1983; Kaland 1984) vil basseng som i dag ligger 20 m o.h. i Os-området, være isolert noe før ca. 9 500 ^{14}C B.P. (figur 6.5). I Kaland's (1984) diagram, er også 6000, 7000 og 8000 strandlinjene, i Os-området like høye som 9 250- ^{14}C -strandlinjen. Dette medfører at alle basseng i Os-området isolert etter ca. 9 250, vil være transgredert av Tapes-transgresjonen. Noe som hverken er tilfelle for Lysøyvatnet eller Lepsøyvatnet.



Figur 6.5 Strandlinjediagram over Bergensområdet/Nordhordaland fra en arbeidsmodell utarbeidet av Kaland (1984). Lysøyvatnet er, i tillegg til plasseringene av den kalibrerte Sotrakurven (SK) og Oskurven (OK), projisert inn på projeksjonsplanet langs isobaseretningen. I utsnittet er en strandlinje for 9 250 plassert midt mellom 9500- og 9000 strandlinjen. Diagrammet er modifisert etter Kaland (1984).

Ifølge strandlinjediagrammet er dateringen av isolasjonen i Lysøyvatnet sannsynligvis korrekt. Diagrammet er likevel kun en arbeidsmodell (Kaland 1984), og er basert på relativt lite datamaterial. De høye 6000, 7000 og 8000 strandlinjene i diagrammet kan skyldes Storegga tsunamien (pers. medd. S. Bondevik 1999), som hadde "runup" på 3-5 m i Bergensområdet (Bondevik *et al.* 1997). Dette vil dog ikke ha betydning for argumentasjonen for Lysøy- og Lepsøyvatnet, da det ikke er funnet spor etter hverken Tapes-transgresjonen eller tsunamien i disse bassengene.

For å gjøre en eventuell justering av dateringen fra Lysøyvatnet burde det vært utført pollenanalyse eller vært gjort flere dateringer. Dette er ikke gjort og jeg har valgt, blant annet ut fra strandlinjediagrammet (figur 6.5), å beholde dateringen av isolasjonen fra Lysøyvatnet til $9\,415 \pm 90$ ^{14}C B.P. Ved kalibrering til kalenderår har isolasjonen av Lysøyvatnet foregått mellom 10 740 – 10 510 kal. år B.P. (tabell 6.1).

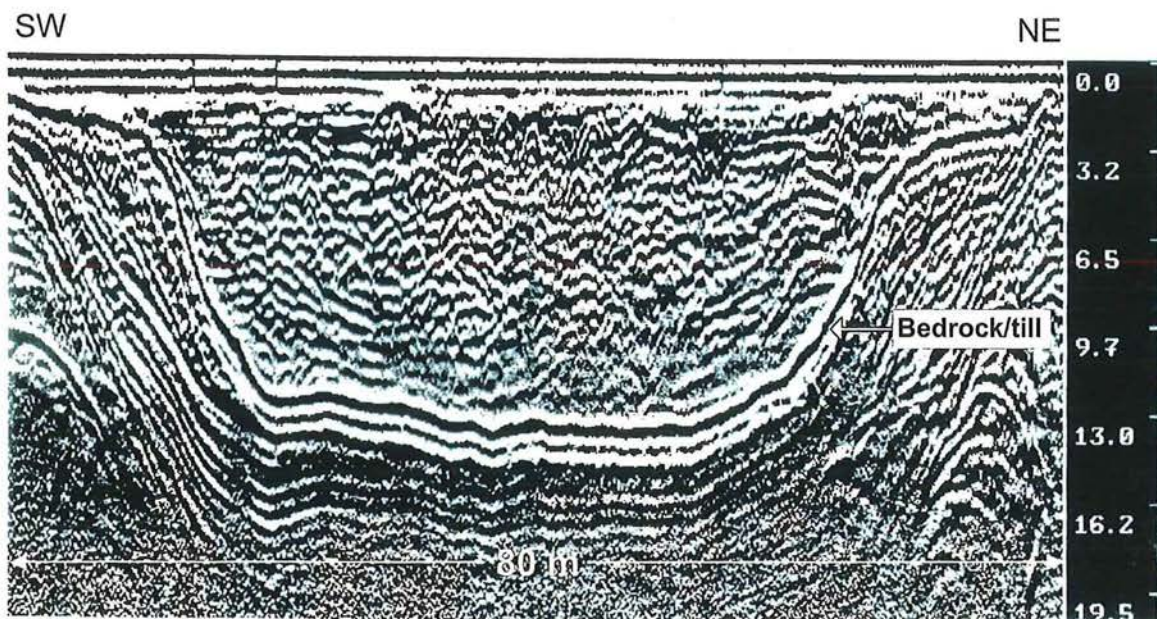
Kapittel 7 Stølsmyra

Stølsmyra er lokalisert vest for Liafjellet (figur 2.1), med UTM koordinater 32 V – 014 762. Bassenget ble identifisert med georader, og er et godt definert trau (figur 7.1), ca. 70-80 meter langt og noe mindre enn 70 meter bredt (figur 7.2). Overflatearealet dekker ca. 0,01125 km². Stølsmyra er i dag fullstendig innfylt og benyttes som innmark (figur 7.2). Bassenget er omkranset av flere lavereliggende høydedrag, og dreneringsområdet er relativt lite og avgrenset til ca. 0,04 km². Mindre forsenkninger kommer inn fra nord og fra nordøst. I den sørlige delen av bassenget leder en mindre forsenkning ut mot åpnere områder i vest, og bassengets terskel er lokalisert her (figur 7.2). Terskelen er ved slagsondering og nivellering bestemt til 45,6 m o.h.

Feltarbeidet på Stølsmyra var relativt problematisk. Tykke ensgraderte sandlag, samt sedimenter med mye grov sand og grus gjorde prøvetakningen vanskelig og tidkrevende, både med russer- og 110 mm utstyr. Det ble derfor bare innsamlet en vellykket, fullstendig kjerne (505-08) fra nær midten av bassenget (figur 7.2).

De lakustrine bølling-allerød-sedimentene i Langevatnet (kapittel 4) og på Grindavoll (kapittel 5), viser klart at yngre dryas transgresjonen er tilstede i Os-området. Ut fra de korrigerte Sotrakurvene (Anundsen 1985; Svendsen 1985) ligger regresjonsminimumet mellom 11,5 og 13 meter lavere enn marin grense (se forøvrig kapittel 9.2). Stølsmyras justerte terskelhøyde på 46,5 m o.h. (se kapittel 8.1), er ca. 11,5 meter lavere enn den marine grensen på Ulven, og gir bassenget en strategisk plassering i forhold til bestemmelse av regresjonsminimumet i bølling-allerød i Os-området. Beskrivelsen av sedimentene i Stølsmyra er konsentrert om denne delen av stratigrafien, fra bunnen av kjernen og opp til veddeasken.

Kjerne 505-08 er bearbeidet av Stein Bondevik og undersøkt med hensyn på askepartikler, totalt organisk karbon, kornfordelig og radiokarbondateringer. Sedimentene er ikke inndelt i sedimentære enheter, det er ikke utført diatomèanalyse og sedimentasjonsmiljøet er bestemt ut fra sedimentologiske kriterier. En mer detaljert omtale av stratigrafien i Stølsmyra vil publiseres i senere arbeid av Bondevik.



Figur 7.1 Georaderprofilen *si*, fra Stølsmyra. Profilet går fra terskelområdet i sørvest og mot nordøst (se figur 7.2). Den klare reflektoren indikerer en fjell/morene-overflate, og danner et tydelig traue. Tilsvarende profil i nord- sør retning avdekker lignende traueform. Innhenting og prosessering av georaderprofil er utført av Oddmund Soldal fra Interconsult Group (tidligere Geofuturum AS) og Stein Bondevik. Profilet er filtrert med DC-filter og justert for time-gain. Dybdeskalaen er oppgitt i meter under overflaten.



Figur 7.2 Flybilde over Stølsmyra med inntegnet dreneringsområde, borelokalitet, terskelplassering og lokalisering til georaderprofil *si* (figur 7.1). Figuren er basert på flybildet: Nordfly, oppgave nr 770-B7.

Tabell 7.1 Radiokarbondateringer fra Stølsmyra, kjerne 505-08. Kalibreringen er utført med CALIB v4.0 (Stuiver & Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998).

Lab. nummer	Sedimentdyp (cm)	Datert materiale	¹⁴ C alder (år B.P.)	δ ¹³ C (‰ PDB)	Kal. alder 1σ/2σ (kal B.P.)
TUa-2084	1430-1432	Skjell – <i>Litorina littorea</i>	12 440 ± 60 ¹	1,6	15 180-14 140 15 390-13 710
TUa-2083	1389-1391	Skjell – <i>Mytilus edulis</i>	11 135 ± 60 ¹	0,7	13 150-12 920 13 750-12 670

¹ Korrigert for en resovaralder på 380 år (Bondevik *et al.* 1999)

7.1 Stratigrafi og sedimentasjonsmiljø

Olivengrå sandig silt karakteriserer sedimentene fra bunnen av kjerne 505-08 ved 1440 cm og opp til 1388 cm (figur 7.3). Skjell og skjellfragmenter finnes ved 1431, 1425, 1422, 1410-1412 og 1390 cm, og gir indikasjoner om et marint sedimentasjonsmiljø. To dateringer ga henholdsvis 12 380 ± 60 ¹⁴C B.P. for deler av *Litorina littorea* skjell ved 1430-32 cm, og 11 075 ± 60 ¹⁴C B.P. for deler av et *Mytilus edulis* ved 1389-91 cm (tabell 7.1). Det totale organiske karboninnholdet for denne delen av stratigrafien ligger på mellom 1,5 og 3 %. De laveste verdiene sammenfaller med en mer sandig sone mellom 1400-1412 cm.

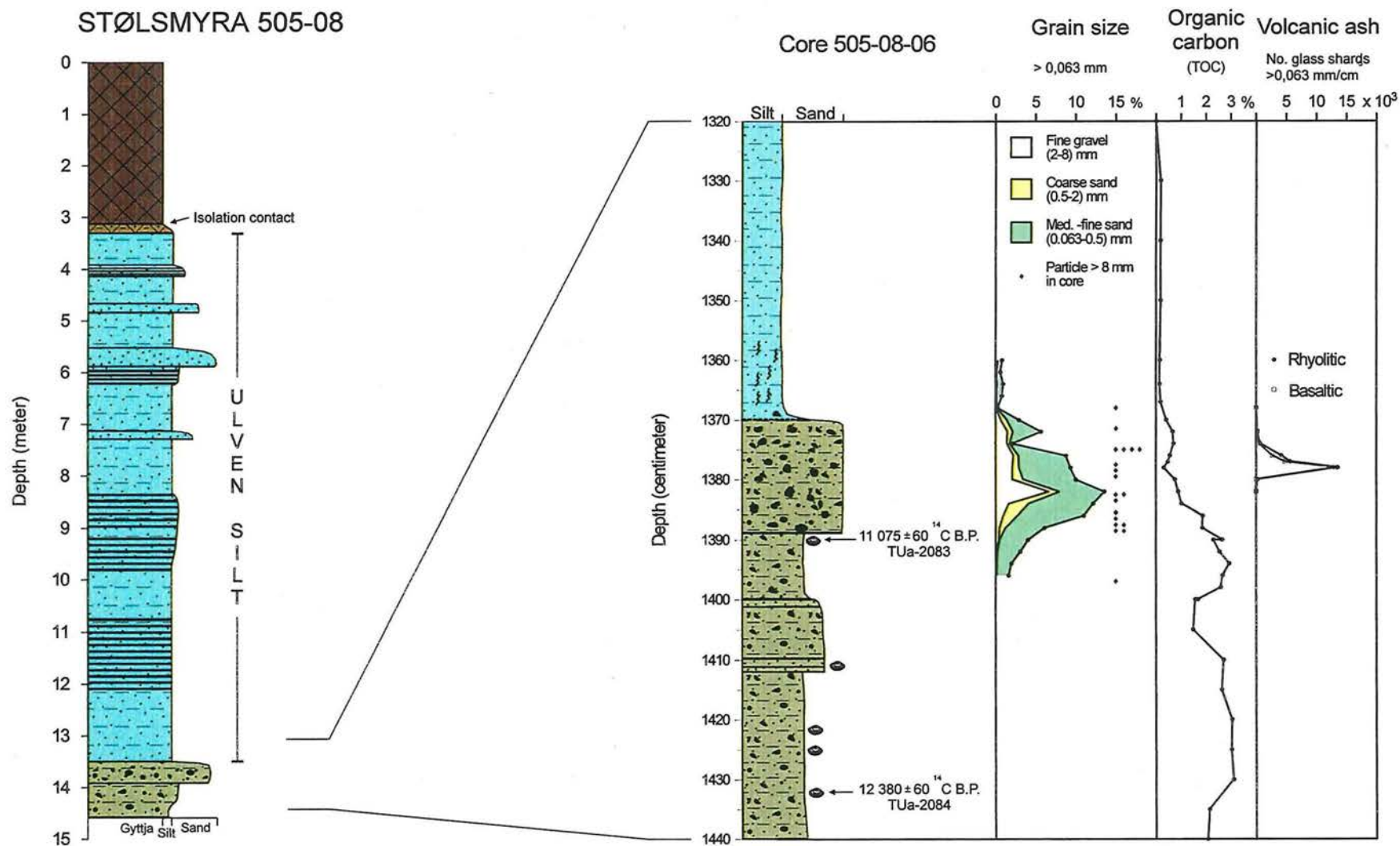
Intervallet mellom 1388-1370 cm (figur 7.3), er karakterisert med grovere materiale enn det underliggende. Andelen sand- og gruspartikler øker betydelig i denne delen av stratigrafien, og det organiske karboninnholdet avtar gradvis fra i underkant av 2% og ned mot 0%. Partikler av veddeasken er funnet i intervallet 1368-80 cm, med en markert topp ved 1378 cm (figur 7.3), omtrent midt i det grove sedimentet.

Den nedre del av stratigrafien i kjerne 505-08 fra bunnen og opp til 1370 cm, bærer ikke preg av å være utsatt for erosjon, og inneholder ingen synlig hiatus. Det aktuelle intervallet dekker således en tidsperiode fra ca. 12 400 ¹⁴C til etter veddeasken (10 300 ¹⁴C B.P.), og omfatter dermed tilnærmet hele perioden mellom isavsmeltingen og yngre dryas. Det er ikke funnet sedimentologiske indikasjoner på lakustrin sedimentasjon i denne perioden, hverken i form av fargeforandringer, tett laminerte isolasjonssoner eller økning av det organiske innholdet. Sedimentene inneholder derimot rester etter marin fauna ved flere

nivå, gjennom hele sekvensen, og har derfor trolig hatt et marint sedimentasjonsmiljø i hele perioden. Det er dermed ikke sannsynlig at det relative havnivået i bølling-allerød, stod under Stølsmyras terskel på 45,6 m o.h. Stratigrafien i Stølsmyra begrenser således utslaget av yngre dryas transgresjonen til mindre enn 11,5 meter i Os-området.

Litorina littorea og *Mytilus edulis* funnet i kjerne 505-08, er arter som normalt lever på forholdsvis grunt vann (< 10 meters dyp), og kan indikere grunne forhold. Men begge artene foretrekker å leve på faste substanser, og er trolig ikke *in situ* tilstede i det sandige siltsedimentet i kjernen. Det er således umulig å gi et mer nøyaktig estimat av regresjonsminimumet i bølling-allerød ut fra den marine faunaen funnet i kjernen. Se forøvrig kapittel 8 for ytterligere diskusjon om strandforskyvningen og amplituden av yngre dryas transgresjonen i Os-området.

Isolasjonskontakten i øvre del av kjernen fra Stølsmyra (figur 7.3), er ikke benyttet i strandforskyvnings undersøkelsen, fordi dette ville kreve både diatomèanalyse og en serie med radiokarbondateringer. Samtidig skjer regresjonen ved overgangen yngre dryas – holosen, så hurtig at den tidsmessige kontrollen av regresjonen er relativt god ved bruk av isolasjonskontaktene i Langevatnet og Lysøyvatnet.



Figur 7.3 Kjernelogg over kjerne 505-08 fra Stølsmyra, med et forstørret utsnitt av den nedre del av stratigrafien (kjernnr. 505-08-06). Utsnittet er plottet med tilhørende analyseresultater for kornfordelig, totalt organisk karbon og innhold av vulkanske askepartikler. Det er ikke utført diatomèanalyse på kjernen, og isolasjonskontakten ved 3,13 m er plassert ut fra sedimentologiske kriterier. Tegnforklaring er gitt i figur 3.3. Noe modifisert etter en figur fremstilt av S. Bondevik.

Kapittel 8 Strandforskyvning i Os-området

8.1 Justering av bassenghøyder

Langevatnet, Grindavoll, Stølsmyra og Lysøyvatnet er ikke lokalisert på samme isobase, og den skjeve landhevningen har derfor ført til at bassengene etter isavsmeltingen har hatt ulik hevning. Ved konstruksjonen av strandforskyvningskurven er bassenghøydene justert, og bassengene således gjort sammenlignbare. En isobase gjennom Ulvensletten (figur 2.1) er valgt som baselinje, og de ulike bassengene er justert inn mot denne (tabell 8.1). Alle basseng, unntatt Lysøyvatnet, er justert for en strandlinjegradiant på 1,3 m/km, fra Anundsens (1985) strandlinjediagram (figur 8.1).

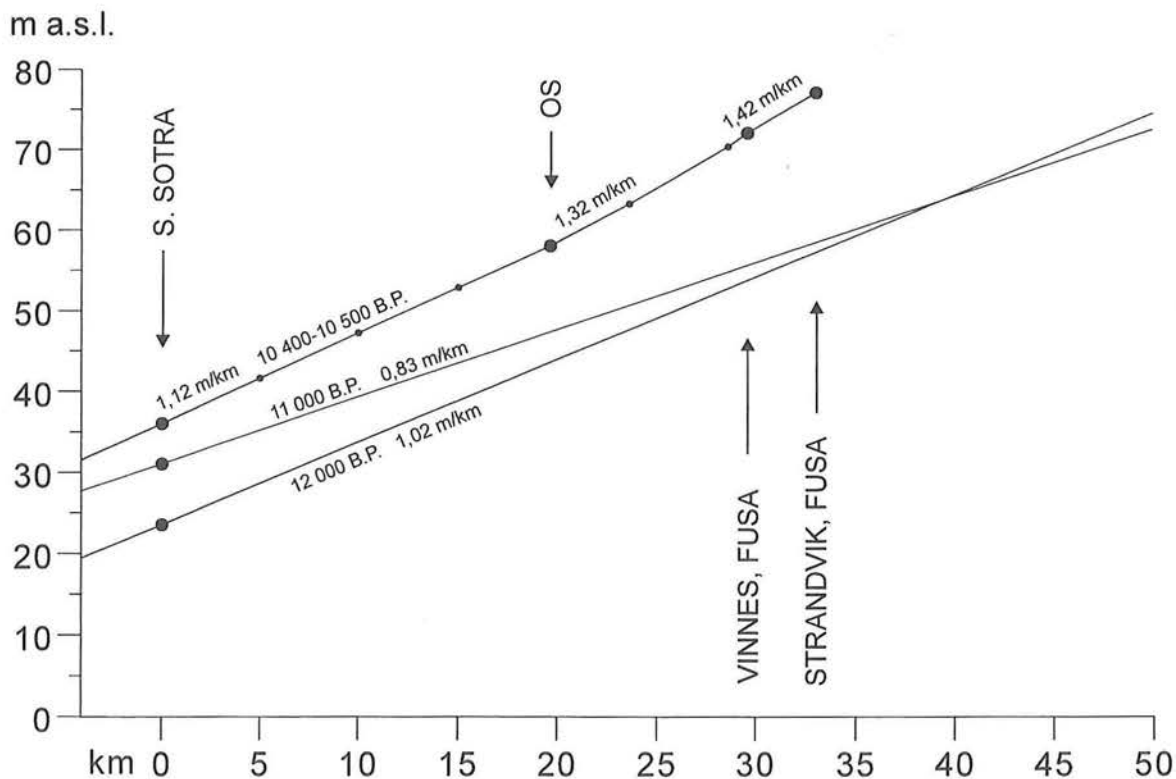
Gradienten er beregnet ut fra en strandlinje basert på transgresjonsmaksimum i yngre dryas fra Sotrakurven, samt terrasser som representerer marin grense på Ulven og i

Tabell 8.1 Høydene på bassengene benyttet i konstruksjonen av strandforskyvningskurven for Os-området, er korrigert for den skjeve landhevningen. Bassenghøydene er korrigert ut i fra avstanden mellom bassengenes terskel og en baselinje gjennom Ulvensletten (figur 2.1), som definerer en yngre dryas isobase på 58 m o.h. Korreksjonen er for Langevatnet, Grindavoll og Stølsmyra utført med en strandlinjegradiant for sen yngre dryas fra Os-området på 1,3 m/km (Anundsen 1985). For Lysøyvatnet er det benyttet 9 500-¹⁴C-strandlinjens gradient på 0,5 m/km (Hamborg 1983; Kaland 1984).

Basseng	Bassenghøyde (m o.h.)	Avstand fra baselinje (km)	Korreksjonshøyde (m)	Korrigert høyde (m o.h.)
Grindavoll (G)	58,0	0,4	+ 0,5	58,5
Langevatnet (La)	50,3	3,3	+ 4,4	54,7
Stølsmyra (St)	45,5	0,8	+ 1,0	46,5
Lysøyvatnet (Ly)	20,0	3,0	+ 1,6	21,6

Fusa; Vinnes (Dalland) og Strandvik (figur 1.1). Disse punktene er dog ikke mulig å tilpasse til en rett strandlinje. Lokalitetene fra indre Bjørnafjorden (Fusa) indikerer en strandlinje med gradient 1,4 m/km (Aarseth 1971; Aarseth & Mangerud 1974; Hamborg 1983), mens en rett strandlinje mellom Sotra og Os gir en strandlinje med gradient ca. 1,1 m/km. Er antagelsen, om at disse lokalitetene angir samtidige havnivå. riktig, må strandlinjen være noe krummet, som Anundsen (1985) skisserer. Gradienten i Anundsens (1985) strandlinje øker derfor fra 1,12 m/km ved Sotra til 1,42 m/km i Fusa, og har en verdi på 1,32 m/km ved Os. Nøyaktigheten av de målte havnivåene gjør det likevel riktigere å behandle strandlinjegradiene med en desimal, og jeg har derfor benyttet 1,3 m/km som gradient for korreksjonen av bassenghøydene i Os-området.

Anundsen (1985) setter transgresjonsmaksimum i yngre dryas til ca. 10 400-10 500 "C B.P. og kaller derfor linjen for 10 400-10 500-"C-strandlinjen. Ut fra undersøkelsene fra Grindavoll (kapittel 5) er det klart at transgresjonsmaksimum blir nådd helt i slutten av yngre dryas, og jeg referer videre til linjen, som en sen yngre dryas strandlinje.



Figur 8.1 Strandlinjediagram for Sotra-Bergen området fra Anundsen (1985). Diagrammet er fremstilt vinkelrett på isobaseretningen, med en orientering N79°E.

Strandlinjegradiënten har forandret seg med tiden (Aarseth & Mangerud 1974; Kaland 1984; Svendsen & Mangerud 1987), og korreksjonsverdien, på 1,3 m/km er, ifølge Anundsens (1985) diagram, bare gyldig for den siste delen av yngre dryas. I Bergensområdet representerer yngre dryas-strandlinjen den bratteste gradiënten i diagrammet (figur 8.1), og korreksjon med denne vil gi for høye bassenghøyder for de eldre delene av stratigrafiene (pre-sen yngre dryas) i de studerte bassengene. Resultater fra denne oppgaven antyder likevel at strandlinjen for regresjonsminimumet, 12 000-¹⁴C-strandlinjen til Anundsen (1985), er minst like bratt som strandlinjen for sen yngre dryas (se kapittel 9.3). Og trolig opererer Anundsen (1985) med en for lav verdi for denne linjen. En korrigering med en sen yngre dryas gradient gir sannsynligvis en mer korrekt bassenghøyde for perioden mellom isavsmeltingen og regresjonsminimumet i bølling-allerød.

Det er derimot ikke mulig å teste 11 000-¹⁴C-strandlinjen til Anundsen (1985) på samme måte (kapittel 9.3). Denne representerer et tidspunkt under transgresjonen, og er av Anundsen (1985) angitt med en gradient på 0,83 m/km. Jeg vil anta at denne verdien, i likhet med verdien for 12 000-¹⁴C-strandlinjen, er noe for lav, og at den i så måte trolig kan benyttes som en absolutt minimumsverdi. Det er derimot bare i Langevatnet, som ligger 3,3 km fra baselinjen (tabell 8.1), at en forandring i strandlinjegradiënten vil ha noen reell betydning for bassenghøyden. En gradient på 0,83 m/km vil for Langevatnet bety 1,6 meter lavere bassenghøyde, noe som vil ha innvirkning på strandforskyvningskurven. Jeg har derfor benyttet denne bassenghøyden for ingresjonen til Langevatnet i en alternativ strandforskyvningskurve, men tror selv at korreksjonen av bassenghøyden med en strandlinjegradiënt på 1,3 m/km er mer korrekt, og har benyttet denne bassenghøyden til hovedkurven (figur 8.2).

Utover i holosen avtar strandlinjegradiënten betydelig og Lysøyvatnet, som isoleres rundt 9 500 ¹⁴C B.P., er justert for gradiënten av 9 500-¹⁴c-strandlinjen på 0,5 m/km. Dette er en verdi beregnet både fra Hardangerfjorden (0,52 m/km) (Hamborg 1983) og fra Fonnes (0,53 m/km) (figur 6.5) (Kaland 1984).

8.2 Strandforskyvningskurven fra Os-området (figur 8.2)

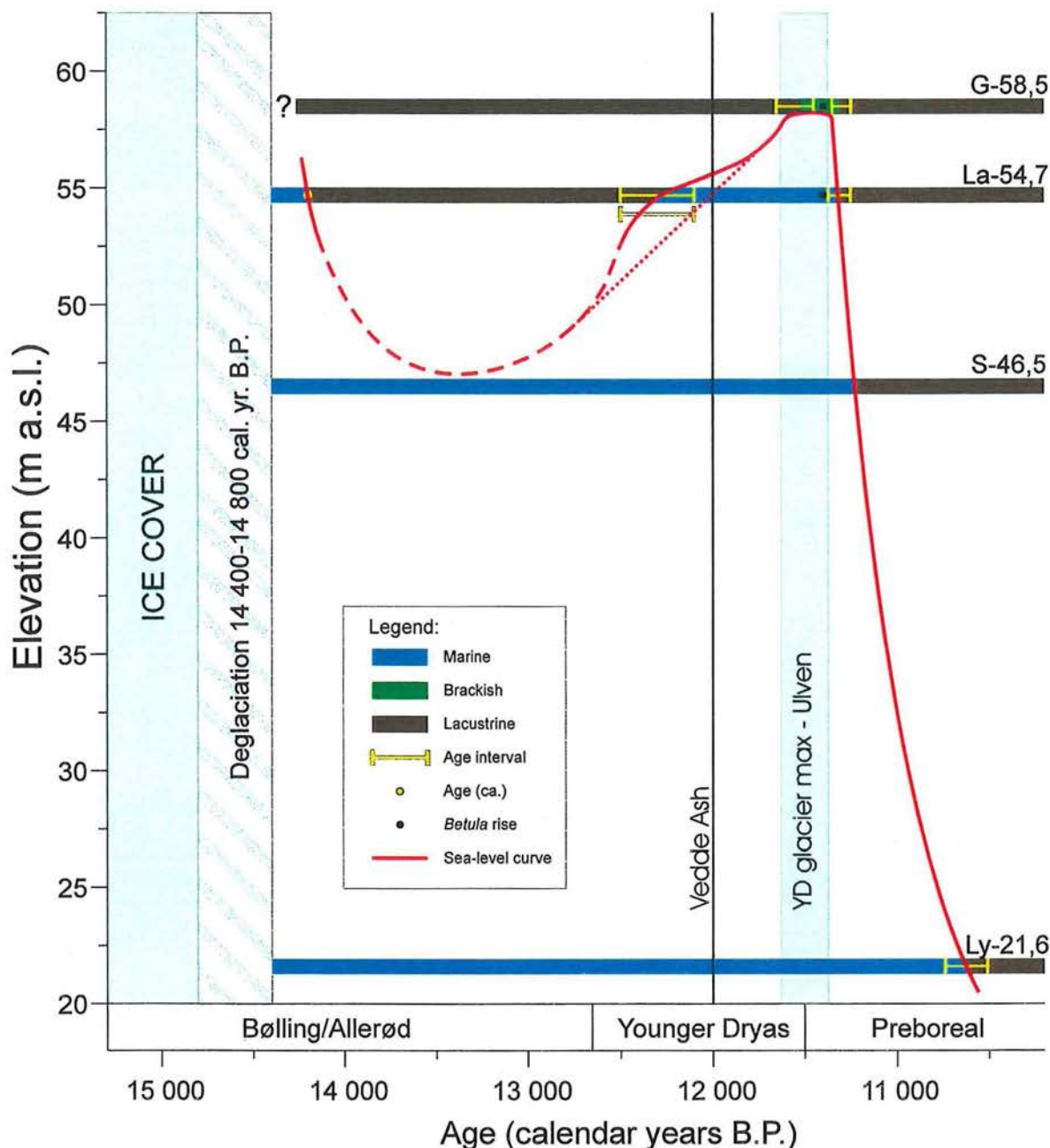
Den vertikale fordelingen av bassengene i denne undersøkelsen gjør Langevatnet til et nøkkelbasseng vedrørende strandforskyvningen i Os-området. Det har således vært viktig å

etablere en god alderskontroll i dette bassenget, og strandforysnyingskurven fra Os (Oskurven) (figur 8.2), følger først og fremst alderen på strandforysnyingshendelsene fra Langevatnet.

Det er ikke mulig ut i fra Oskurven (figur 8.2) å bestemme havnivået ved isavsmeltingen. Kurven er i denne perioden kun styrt av ett strandforysnyingspunkt ved den første isolasjonen i Langevatnet. Dette bassenget har et fullmarint miljø direkte etter isavsmeltingen. Det er imidlertid usikkert om havnivået ved isavsmeltingen også kan ha stått over terskelen til Grindavoll, og at havnivået i denne fasen har vært høyere enn ved det etterfølgende transgresjonsmaksimum. Diatomèkonsentrasjonen i det proglasiale sedimentet nederst i Grindavollstratigrafien (figur 5.6), er for lav til at det er mulig å få en troverdig bestemmelse av salinitetsnivå. Det er således umulig ut fra diatomèene å avgjøre om havnivået etter isavsmeltingen har stått over terskel en på Grindavoll. Et eventuelt havnivå over terskelen må være begrenset til den proglasiale fasen på grunn av det entydige lakustrine diatomèsignalet direkte over de proglasiale sedimentene. Det er rimelig å anta høy sedimenttilvekst i slike glasiiale sediment, og en eventuell marin fase må således være kortvarig. Dette utelukker et signifikant høyere havnivå ved isavsmeltingen sammenlignet med maksimum av yngre dryas transgresjonen. Det er således ikke grunnlag for å tilbakedatere og heve den marine grensen for området, definert ut fra et yngre dryas havnivå på 58 m o.h. på Ulvensletten (Sønstegaard 1974; Aarseth & Mangerud 1974).

Den vertikale fordelingen av de undersøkte bassengene gjør at forløpet i strandforysnyningen mellom første isolasjon og ingresjonen i Langevatnet ikke kan bestemmes i detalj. Regresjonsminimumet i bølling-allerød er bestemt av Stølsmyra, som har en kontinuerlig marin sedimentasjon i hele det aktuelle tidsrommet. Amplituden på den påfølgende transgresjonen er således begrenset til å være mindre enn 11,5 meter. Antydningen av strandforysnyingsforløpet i dette tidsintervallet (figur 8.2 –stiplet linje), følger den kalibrerte Sotrakurven (se kapittel 9.2).

Tidspunktet for starten av yngre dryas transgresjonen kan derfor, av ovenfor nevnte grunn, ikke bestemmes ut fra undersøkelsen fra Os-området. Store deler av den relative havnivåstigningen er unnagjort når Langevatnet transgredes, noe før veddeasken. Hvor stor del er avhengig av justeringen av bassenghøyden og dermed avhengig av den ukjente gradienten på 12 300-strandlinjen (kal. år B.P.). Hovedkurven (figur 8.2) er basert på en korreksjon av bassenghøyden med en sen yngre dryas gradient, og fører til at transgresjonsforløpet må tilpasses med en utflating mellom ingresjonen i Langevatnet og start av den brakke sonen i Grindavoll. Det er i tillegg skissert et alternativt



Figur 8.2 Strandforskyvningskurve i kalenderår fra Os-området, basert på stratigrafiske undersøkelser av de fire isolasjonsbassengene Grindavoll (G), Langevatnet (La), Stølsmyra (S) og Lysøyvatnet (Ly). Kurven er forsøkt tilpasset best mulig ut fra kalenderårsestimatene av isolasjons- og ingresjonskontaktene i Langevatnet (tabell 4.2, figur 4.wiggle5, figur 4.wiggle10) og Grindavoll (figur 5.10). ^{14}C -dateringen fra isolasjonen av Lysøyvatnet er kalibrert til kalenderår (tabell 6.1) (Stuiver *et al.* 1993; Stuiver *et al.* 1998) og benyttes her med 1σ standardavvik. Bassenghøydene er korrigert for skjev landhevning (tabell 8.1), mens strandforskyvningsforløpet i den stiplede del av kurven følger den reviderte Sotrakurven til Svendsen (1985) og Svendsen og Mangerud (1987). Den prikkete linjen angir et alternativt transgresjonsforløp med en mest mulig konstant havnivåstigning, og er basert på en korreksjon av bassenghøyden for ingresjonen i Langevatnet med på en antatt minimal strandlinjegradiert på 0,83 m/km. Yngre dryas bremaksimum på Ulven har en alder på ca. 11 600-11 400 kal. år B.P. (Bondevik pers. medd. 1999). Plasseringen av kronosonegrensene etter Björck *et al.* (1998), (se kapittel 3.6).

transgresjonsforløp (figur 8.2 – prikket linje), der ingresjonspunktet i Langevatnet er justert for en bassenghøyde tilsvarende en antatt minimal strandlinjegradiant på 0,83 m/km (kapittel 8.1). Den alternative kurven er teoretisk mulig å skissere uten en utflating av forløpet mellom Langevatnet og Grindavoll, men dette krever en alder på ingresjonen i Langevatnet helt i den yngste delen av det angitte aldersintervall. Det er således rimelig å anta at det er tilstede en viss utflating av transgresjonsforløpet, men det er ikke mulig å bestemme dette mer nøyaktig ut fra de foreliggende data.

Transgresjonen kulminerer helt i slutten av yngre dryas, og havnivået holder seg høyt i ca. 200 år før regresjonen tar til ca. 150 år inn i preboreal. Strandforyskeyvningskurven er ved regresjonen plassert helt i den eldste del av aldersintervallet for opphør av marin påvirkning i Grindavoll. Noe som er et resultat av at alderskontrollen av kurven hovedsakelig er styrt av Langevatnet, og at den marine påvirkningen i Grindavoll ut fra strandforyskeyvningen, må opphøre før Langevatnet blir endelig isolert.

Regresjonen i preboreal foregår meget raskt, med en rate på ca. 50 mm/år mellom start av regresjonen ved ca. 11 350 kal. år B.P. og Lysøyvatnets isolasjon ved ca. 10 600 kal. år B.P.

Strandforyskeyvning og yngre dryas brefremstøt

Yngre dryas brefremstøtet har sitt maksimum på Ulven i perioden mellom ca. 11 600-11 400 kal. år B.P. (Bondevik pers. medd 1999). Aldersestimatet er basert på stratigrafiske undersøkelser av den litologiske under- og overgrensen til Ulven silten (kapittel 2.2 og 2.3) i bassengene Kloppamyra, Irgenstjørn og Stølsmyra (figur 2.1 og 7.3). Overgrensen sammenfaller med *Betula*-oppgangen, og dateres ut i fra denne, mens alder av undergrensen er beregnet ut fra sedimenttilvekster mellom stratigrafiske markører med kjent alder (Bondevik, under arbeid).

Undersøkelsene i Os-området avdekker en varighet for både yngre dryas brefremstøt og yngre dryas transgresjonen på ca. 200 år, men med en tidsforsinkelse på ca. 50 år for transgresjonen (figur 8.2). For overgrensen er dette stratigrafisk klart i Grindavoll, der det brakke sedimentasjonsmiljøet er opprettholdt en tid etter *Betula*-oppgangen (figur 5.6). Samme stratigrafiske kontroll er ikke tilstede for undergrensen av de to hendelsene som kun er sammenlignet via aldersberegninger. Det er likevel klart at transgresjonsmaksimum og bremaksimum sammenfaller relativt godt i tid, og at begge har en varighet inn i preboreal. Havnivået holder seg også høyt en stund, etter breen at har startet tilbakesmeltingen fra sin maksimale posisjon ved Ulven.

Kapittel 9 Isavsmelting og strandforskyvning i Bergensområdet

9.1 Isavsmelting i Bergensområdet

Kurvtilpasningen fra Langevatnet gir et aldersintervall for isavsmeltingen i vestre Osområdet på 14 800-14 400 kal. år B.P. (figur 4.9). Vurdering av sannsynlige sedimenttilvekster gjør at alderen trolig kan begrenses til den yngste delen av dette aldersintervallet (kapittel 4.6). Estimater fra Os er det første kalenderårsestimatet for isavsmeltingen i Hordaland, og er foreløpig den mest presise dateringen av denne hendelsen.

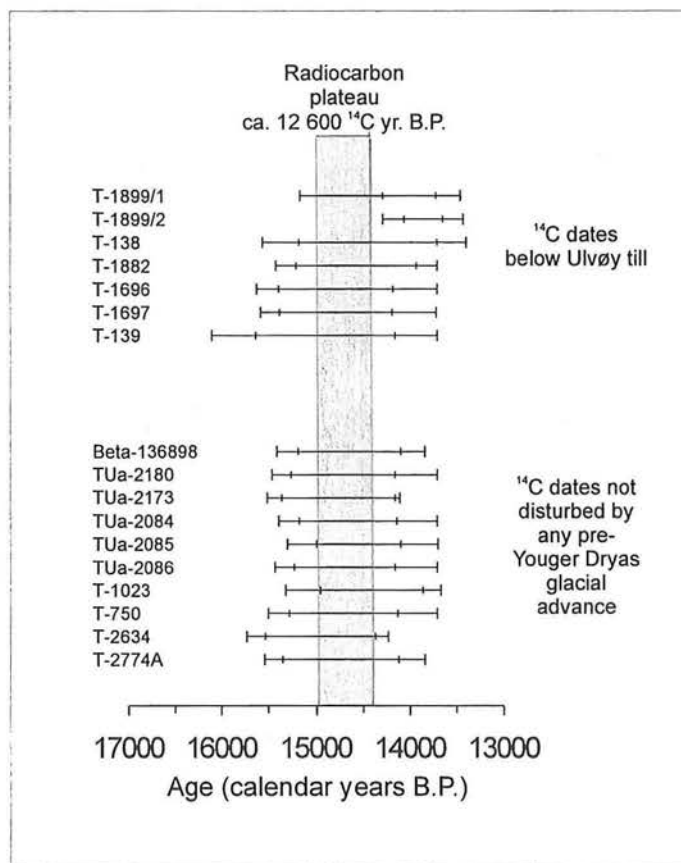
Alle tidligere estimater er basert på enkeltstående ^{14}C -dateringer, noe som i senveichsel er forbundet med relativt dårlig presisjon på grunn av betydelige platå i ^{14}C -skalaen (Ammann & Lotter 1989; Lotter 1991; Lotter *et al.* 1992; Gulliksen *et al.* 1998; Stuiver *et al.* 1998). Platåene er knyttet til skifter av ^{14}C -innholdet i atmosfæren, som hovedsakelig er et resultat av forandringer i dypvannsdannelsen og ventilasjonen av havreservoarene (Björck *et al.* 1996). Årsaken til disse forandringene er sannsynligvis stor tilførsel av ferskvann til havet ved nedsmelting av de store isdekkene, noe som fører til redusert utveksling av ^{14}C mellom atmosfæren og hav (Björck *et al.* 1996). De mest markerte ^{14}C -platåene oppstår når ventilasjonen av havene tar seg opp igjen, som for eksempel i sen yngre dryas/tidlig holosene. Atmosfærisk ^{14}C tas da igjen opp av havet samtidig som "gammelt" ^{14}C frigis til atmosfæren fra havreservoarene. Platåene fører til at dateringer fra hele platåets aldersintervall får en tilnærmet lik ^{14}C -alder, og det er umulig å aldersbestemme hendelser i et platå mer nøyaktig innenfor platåets varighet (Gulliksen *et al.* 1998). Platået som skaper problemer for dateringen av isavsmeltingen i Hordaland, er sentrert omkring 12 600 ^{14}C (Gulliksen *et al.* 1998) og har en varighet på ca. 600 kalenderår fra 15 000-14 400 kal. år B.P. (Stuiver *et al.* 1998).

Tabell 9.1 Kalibrering av dateringer eldre enn ca. 12 200 ¹⁴C B.P. fra Bergensområdet. Dateringene er gruppert etter stratigrafisk plassering, under og over/utenfor en eventuell Ulvøymorene. Kalibreringen er utført med CALIB v4.0 (Stuiver & Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998).

Lokalitet	Dateringsmateriale	Lab. ref.	¹⁴ C alder (år B.P.) ¹	Kalibrert alder 1σ/2σ (kal. år B.P.)	Referanse
Dateringer fra sedimentene under Ulvøymorenen - Blomvåg					
Blomvåg	Hvalbein	T-1899/1	12 170 ± 110 ¹	14 290-13 720 15 170-13 460	Mangerud (1977)
Blomvåg	Hvalbein	T-1899/2	11 980 ± 80 ¹	14 060-13 650 14 290-13 430	Mangerud (1977)
Blomvåg	Trestykke	T-138	12 200 ± 350	15 180-13 710 15 560-13 400	Nydal (1960)
Blomvåg	<i>Mytilus edulis</i>	T-1882	12 460 ± 90 ¹	15 210-14 140 15 420-13 710	Mangerud (1977)
Blomvåg	<i>Modiolus modiolus</i>	T-1696	12 600 ± 180 ¹	15 390-14 180 15 620-13 710	Mangerud (1977)
Blomvåg	<i>Modiolus modiolus</i>	T-1697	12 600 ± 150 ¹	15 380-14 190 15 580-13 720	Mangerud (1977)
Blomvåg	<i>Mytilus edulis</i>	T-139	12 730 ± 350 ¹	15 630-14 160 16 100-13 710	Nydal (1960)
Dateringer fra sediment stratigrafisk over eller utenfor Ulvøymorenen – lokaliteter i Bergensområdet					
Grindavoll, Os	Terrestriske planterester	Beta-136898	12 190 ± 50	15 190-14 100 15 410-13 840	Dette arbeidet
Langevatnet, Os	<i>Mytilus edulis</i>	TUa-2180	12 505 ± 95 ¹	15 260-14 160 15 460-13 710	Dette arbeidet
Langevatnet, Os	Terrestriske planterester	TUa-2173	12 390 ± 95	15 360-14 160 15 510-14 110	Dette arbeidet
Stølsmyra, Os	<i>Litorina littorea</i>	TUa-2084	12 440 ± 60 ¹	15 180-14 140 15 390-13 710	Dette arbeidet
Irgenstjørn, Os	<i>Litorina littorea</i>	TUa-2085	12 330 ± 55 ¹	15 000-14 100 15 300-13 700	Bondevik (pers. medd. 1998)
Irgenstjørn, Os	<i>Mya truncata</i>	TUa-2086	12 490 ± 55 ¹	15 230-14 160 15 430-13 710	Bondevik (pers. medd. 1998)
Ågotnes, Sotra	<i>Mya truncata</i> <i>Balanus</i> sp.	T-1023	12 280 ± 150 ¹	14 960-13 860 15 320-13 670	Mangerud (1977)
Sandviken, Bergen	Mollusk	T-750	12 500 ± 150 ¹	15 280-14 130 15 500-13 710	Mangerud (1970, 1977)
Hamrvatn, Sotra	Gytje (bulk)	T-2634	12 650 ± 110	15 530-14 370 15 730-14 230	Krzywinski & Stabell (1984)
Hamrvatn, Sotra	Gytje (bulk)	T-2774A	12 350 ± 180	15 350-14 120 15 540-13 840	Krzywinski & Stabell (1984)

¹ Dateringer av marint materiale er korrigert for en marin resovaralder på 380 år (Bondevik *et al.* 1999), og har derfor 60 år høyere alder enn den som er oppgitt i referanselitteraturen og dateringsrapporter, som er korrigert for resovaralder på 440 år (Mangerud & Gulliksen 1975).

Figur 9.1 Sammenstilling av kalibrerte radiokarbondateringer fra Bergensområdet, eldre enn ca. 12 200 ^{14}C B.P. (tabell 9.1). Den øverste gruppen med dateringer er fra submorene avsetninger fra Blomvåg, mens den nederste gruppen består av dateringer fra ulike lokaliteter, utført fra avsetninger som ikke er forstyrret av et eventuelt brefremstøt eldre enn yngre dryas. Dateringenes rekkefølge fra topp til bunn, følger tabell 5.1. Ytre og indre klammer, markerer intervall for standardavvik på henholdsvis 2σ og 1σ . Radiokarbonplatåets kalenderårsalder etter Stuiver *et al.* (1998).



Det er trolig plataået som er årsaken til at isavsmeltingen i Bergensområdet har vært omdiskutert, både med hensyn til tidspunkt og tilstedeværelsen av et eventuelt tidlig (pre yngre dryas) brefremstøt. Mangerud (1970, 1977, 1980) og Mangerud *et al.* (1979) plasser et brefremstøt omkring slutten av bølling/eldre dryas. Det finnes bare en lokalitet med stratigrafisk bevis for dette, denne er i dag ikke tilgjengelig, og det er stilt spørsmål ved denne tolkningen fra flere hold (Fjeldskaar *et al.* 1981; Krzywinski & Stabell 1984; Anundsen 1985). Grunnen til diskusjonen er overlappende ^{14}C -dateringer mellom flere lokaliteter som må være stratigrafisk over eller utenfor et brefremstøt i bølling/eldre dryas og submorene-dateringer fra Blomvåg i Øygarden (figur 1.1). For å kunne belyse problemstillingen omkring disse dateringene vil jeg under gi en kort presentasjon av det omdiskuterte dateringsgrunnlaget.

Fra flere lokaliteter i Bergensområdet, uberørt av et pre yngre dryas brefremstøt, er det etterhvert oppnådd dateringer med ^{14}C -alder høyere enn 12 200 (tabell 9.1). Disse skal gi minimumsalder for den pre yngre dryas isavsmeltingen i Bergensområdet. Dateringene er utført på både marine skjell, terrestriske planterester og bulkprøver av gytje, og har hovedsakelig aldre omkring 12 400 ^{14}C B.P. Dateringen med høyeste ^{14}C -alder (12 650 \pm 110) er fra Hamravatn på Sotra (figur 1.1), og er brukt av Krzywinski & Stabell

(1984) til å hevde at denne lokaliteten er isfri fra minst 12 700 ^{14}C B.P., og at et eventuelt brefremstøt i bølling/eldre dryas umulig kan ha gått over sørlige deler av Sotra.

Lokaliteten som blir lagt til grunn for et tidlig brefremstøt i Bergensområdet ligger på Blomvåg i Øygarden (figur 1.1). Den ble funnet og undersøkt i forbindelse med tilretteleggingen av en gravplass ved Blomvåg kirke høsten 1941 (Undås 1942), og har derfor ikke vært tilgjengelig siden. Stratigrafien på lokaliteten består av marine skjellførende sedimenter (Blomvåglagene), overlagt av 1,3-1,4 meter hardt blokkrikt diamikton, navngitt Ulvøymorenen. Blokkene er opptil 10 meter store (Undås 1942), og sedimentet kan ut fra Undås (1942) beskrivelser vanskelig tolkes som noe annet enn morene material, noe Undås (1942) og Mangerud (1977) også gjør. Det er utført totalt 7 ^{14}C -dateringer av mollusker, et trestykke og et hvalbein fra de marine submorene-sedimentene. Disse ga aldre mellom ca. 12 700 og 12 000 ^{14}C B.P., med en hovedvekt omkring 12 400 ^{14}C B.P. (tabell 9.1).

De presenterte dateringene, både stratigrafisk over og under Ulvøymorenen, har ^{14}C -alder som faller innenfor intervallet mellom 12 700-12 000, med flesteparten omkring 12 400 ^{14}C B.P. (tabell 9.1). Som en illustrasjon er de diskuterte dateringene fra Blomvåg og Bergensområdet kalibrert til kalenderår (tabell 9.1), og plottet sammen med ^{14}C -plataet sentrert rundt 12 600 ^{14}C B.P. (figur 9.1). Med unntak av to, faller alle dateringene med de oppgitte standardavvikene, innenfor ^{14}C -plataet. Kalibreringen gir derfor meget store aldersintervall (1σ standardavvik > 900 kal. år). De to dateringene som skiller seg ut (T-1899/1-2) er utført på samme hvalbein øverst i Blomvåglagene, men med forskjellig prepareringsmetode (Mangerud 1977). Sammenligning mot en skjelldatering fra samme stratigrafiske posisjon (T-1882), tyder på at hvalbeindateringene kan være noe for unge (Mangerud 1977).

Dateringene faller innenfor det 600 år lange 12 600-plataet i ^{14}C -kronologien, og det er derfor ikke mulig å bestemme det innbyrdes aldersforholdet mellom dem. Det er også umulig å avgjøre om dateringene gir rom for et eventuelt tidlig brefremstøt. En situasjon med avsetning av Blomvåglagene nær brefronten i perioden omkring 15 000 kal. år B.P., et kort brefremstøt med varighet på 100-200 år der hele Bergensområdet er isdekket, avløst av en rask tilbakesmelting der ytre Bergensområdet er isfritt omkring 14 500-14 400 kal. år B.P., er ikke i konflikt med de foreliggende ^{14}C -dateringene.

Kalenderårsestimatet av isavsmeltingen i Os-området indikerer en isavsmelting nær 14 400 kal. år B.P. og faller således helt i slutten av 12 600-plataet. Den er ikke i

konflikt med det scenario som beskrevet over. Teoretisk sett kan derimot isavsmeltingen, på grunn av den geografiske plasseringen, være betydelig senere i Os enn på Sotra og i Øygarden. Jeg vil likevel anta at dette er usannsynlig og at den 450-500 meter dype Korsfjorden vil føre til en rask tilbakesmelting/kalving av isfronten inn til den vestlige delen av Os, innerst i fjorden (figur 1.1). Aldersestimatet for isavsmeltingen nær 14 400 kal. år B.P. vil jeg anta er sannsynlig også for Sotra og Øygarden, og at det eventuelle tidlige brefremstøtet er eldre enn dette.

For nærmere sikker bestemmelse av isavsmeltingsforløpet i Bergensområdet er det nødvendig å forbedre alderskontrollen utover det enkeltstående radiokarbondateringer kan gi. Etablering av kronologier i kalenderår, via kurvetilpassede lakustrine/marine stratigrafier direkte over glasiale sediment, er derfor nødvendig. På denne måten kan det bestemmes en mer nøyaktig minimumsalder for isavsmeltingen i Bergensområdet. Man kan da avgjøre om det er mulig, tidsmessig, å ha hele Bergensområdet isdekket i forbindelse med Ulvøymorenen. For å få ytterligere kjennskap til et eventuelt tidlig brefremstøts omfang og utbredelse er det nødvendig med funn av nye lokaliteter med morene og aller helst submorene sedimenter.

9.2 Sotrakurven i kalenderår (figur 9.2)

Av de i dag foreliggende strandforskyvningskurver i Vest-Norge, er det Sotrakurven (Krzywinski & Stabell 1984; Anundsen 1985; Svendsen 1985), som er lokalisert nærmest Os. Det er således naturlig å benytte denne for å sette de sennglasiale havnivåendringene fra Oskurven i et mer regionalt perspektiv. Sotrakurven er konstruert ut fra basseng på Sotra lokalisert omkring en yngre dryas isobase på ca. 30 m o.h., ca. 20 km vest for Os (figur 1.1). For å utføre en slik sammenligning har det vært nødvendig å omarbeide Sotrakurven, som opprinnelig er konstruert i radiokarbonår, til en kalenderårsskala (figur 9.2). Den opprinnelige Sotrakurven (Krzywinski & Stabell 1984) har vært kritisert for manglende justering for den skjeve landhevningen samt for den pollenstratigrafiske tolkningen, og kurven er omarbeidet av Anundsen (1985) og Svendsen (1985)/Svendsen & Mangerud (1987). Den kalibrerte Sotrakurven (figur 9.2) er basert på Anundsens (1985) korreksjon av bassenghøyder (tabell 9.2), samt Svendsens (1985) pollenstratigrafiske retolknninger.

Tabell 9.2 Korrigerte bassenhøyder benyttet ved konstruksjon av Sotrakurven. Bassengene er korrigert inn til en isobase igjennom Storevatn (51). For lokalisering av bassengene se figur 1.1. Beregningene etter Anundsen (1985).

Basseng (Basseng nr.)	Bassenhøyde (m o.h.)	Avstand fra baselinje (km)	Korreksjonshøyde (m)	Korrigert høyde (m o.h.)
Førekleivsvatn (43)	40,5	3,0	3,7	36,8
Storetjønn (55)	35,8	1,4	-1,7	34,1
Kvernavatn (45)	38,2	4,6	-5,8	32,4
Krokavatn (46)	34,7	2,3	-2,9	31,8
Tresstjønn (31)	32,3	1,5	-1,9	30,4
Klæsvatn (29)	30,5	1,4	-1,7	28,8
Hamrvatn (27)	29	3,0	-3,7	25,3
Sekkingstادتjønn (25)	23,6	0,3	-0,4	23,2
Storevatn (51)	22,6	0	0	22,6

Omarbeidingen av Sotrakurven er gjort ved å kalibrere ^{14}C -dateringene fra isolasjons- og ingresjonskontaktene. Disse dateringene er imidlertid utført fra 5 cm tykke bulkprøver. De store dateringsprøvene gir derfor en relativt usikker datering av selve hendelsen, spesielt i de bassengene med lav sedimenttilvekst. Eventuelle soner innenfor dateringsintervallet med konsentrert organisk materiale, i form av for eksempel planterester, vil også kunne ha stor innvirkning. Kalibrering av ^{14}C -dateringer i sen glacial tid gir samtidig meget store aldersintervall, og er derfor upresise. De kalibrerte dateringene gir derfor ikke noe entydig strandforskyvningsforløp, og enkelte av dateringene har vært umulig å inkludere i en sannsynlig kurve. Det har derfor vært nødvendig å trekke inn pollenstratigrafien samt strandforskyvningsdata fra Os, for å fremstille en kalibrert strandforskyvningskurve for Sotra. Men kurven er dog ikke fullstendig uavhengig av Oskurven.

Den eldre delen av Sotrakurven er basert på strandforskyvningshendelser fra Kvernavatn, Klæsvatn og Hamrvatn (figur 9.2). Stratigrafien fra de andre undersøkte bassengene omfatter bare den siste regresjonsfasen. Et betydelig problem oppstår vedrørende Sotrakurven, ved at dateringene fra Hamrvatn ikke er forenelig med dateringene fra det 3,5 meter høyere Klæsvatn. I de tre versjonene i radiokarbonskala (Krzywinski & Stabell 1984; Anundsen 1985; Svendsen 1985), er det gjort ulike valg

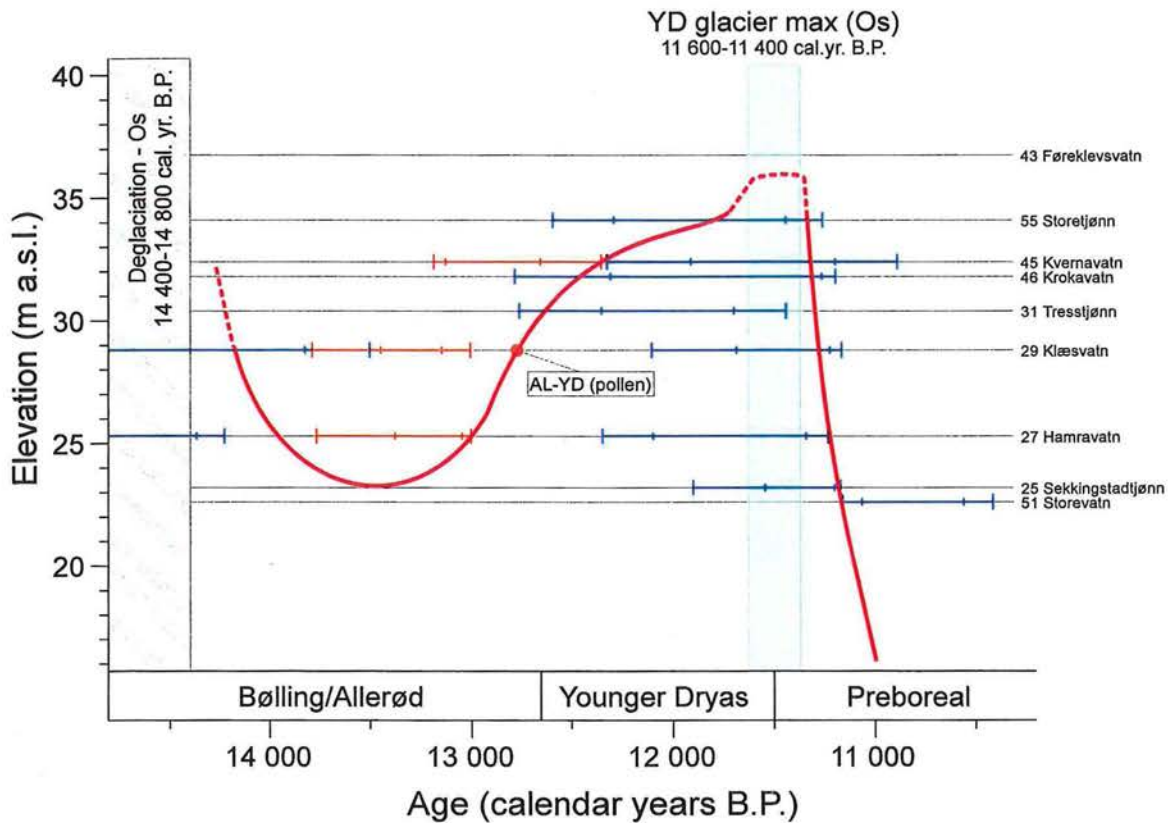
vedrørende den første isolasjonen og ingresjonen. Med det resultat at kurvene har forskjellig forløp. Et lignende valg er nødvendig å gjøre ved opptegning av den kalibrerte versjonen. Siste del av den første regresjonsfasen foregår i Oskurven etter 14 200 kal. år B.P. (figur 8.2), og lignende forløp er valgt for Sotrakurven (figur 9.2). Dette er forenelig med dateringen av den første isolasjonen fra Klæsvatn, men medfører at dateringen av den første isolasjonen i Hamrvatn har for høy alder.

Regresjonsminimumet er i Krzywinskis & Stabells (1984) undersøkelse, begrenset av høyden til Sekkingstادتjønn, som ifølge dem har et marint miljø fra bunnen av kjernen, datert til 12 130 ¹⁴C B.P., og fram til den endelige isolasjonen tidlig i preboreal. En russerkjerner fra den dypeste del av Sekkingstادتjønn, innsamlet av Stein Bondevik, viser dog en tydelig tett laminert sone i det som Krzywinski og Stabell (1984) beskriver som marint. En kontroll av diatomèinnholdet i russerkjernen indikerer et brakkt avsetningsmiljø for det laminerte intervallet, med et marint miljø både over og under. Bassenget oppfanger sannsynligvis regresjonsminimumet, og kurven er trukket helt ned til Sekkingstادتjønn ved ca. 23 m o.h. (figur 9.2).

Innpassingen av dateringene fra Hamrvatn og Klæsvatn er, som tidligere nevnt, også problematisk for ingresjonen. Teoretisk sett er det mulig å trekke opp kurven slik at den går gjennom begge de kalibrerte dateringene ved at transgresjonen starter midt i bølling-allerød. Pollenstratigrafisk sammenfaller ingresjonen omtrent med overgangen mellom bølling-allerød og yngre dryas i begge bassengene (Svendsen 1985 – figur 8.4 og 8.6), trolig først i Hamrvatnet. Jeg har derfor satt ingresjonen i Klæsvatn til bølling-allerød/ynge dryas overgangen, og trukket kurven slik at den går innom intervallet av den kalibrerte ingresjonsdateringen fra Hamrvatn. Ingresjonsdateringen fra Klæsvatn er derfor sett bort fra. Den videre havnivåstigningen er trukket opp via ingresjonsdateringen i Kvernavatn, med et lignende forløp som Oskurven (figur 9.2).

Transgresjonsmaksimum på Sotra er i kurven satt til ca. 36 m o.h., men kan, ut fra bassengdataene, kun bestemmes høyere enn Storetjønn (34,1 m o.h.), og lavere enn Førekleivsvatn (36,8 m o.h.) (figur 9.2). Høydeforskjellen mellom regresjonsminimumet og transgresjonstoppen (transgresjonsamplituden) er derfor ut fra datagrunnlaget mellom 10,8 og 13,6 meter. Figur 9.2 viser en amplitude på 13 meter, noe som er 1 meter mer enn Anundsen (1985) benytter, og skyldes at jeg har flyttet regresjonsminimumet ned til Sekkingstادتjønn.

Den preboreale regresjonen i Sotrakurven er, ut fra de kalibrerte ¹⁴C-dateringene, dårlig definert (figur 9.2). De pollenstratigrafiske tolkningene til både Svendsen (1985) og



Figur 9.2 Kalibrert og korrigert strandforskyvningskurve fra Sotra (rød linje), basert på retolkning av den opprinnelige kurven til Krzywinski & Stabell (1984). Kalibrering av isolasjons- (blå) og ingresjonsdateringer (orange) er utført med CALIB v4.0 (Stuiver & Reimer 1993; Stuiver *et al.* 1998), og oppgitt i intervall med henholdsvis 1σ og 2σ standardavvik, for indre og ytre klammer. Ingresjonen i Klæsvatn er betstemt ut pollenstratigrafiske kriterier til overgangen mellom allerød-ynge dryas (AL-YD). Bassengene er oppgitt med bassengnummer fra Krzywinski & Stabell (1984) (figur 1.1), mens isavsmeltingen og bremaksimum i yngre dryas (YD) er aldersbestemt fra henholdsvis Langevatnet (kapittel 4) og Ulven (S. Bondevik pers. medd 1999). Plasseringene av kronosonegrensene etter Björck *et al.* (1998), (se kapittel 3.6).

Krzywinski & Stabell (1984) fører til at isolasjonene har ulik alder, uavhengig av bassenghøyden. I forhold til strandforskyvningen er derimot ikke dette mulig. Avtagende bassenghøyde må føre til lavere alder på isolasjonskontaktene. Det har derfor vært nødvendig å sjekke pollenstratigrafien med hensyn på den endelige isolasjonen av bassengene. Som i Os er denne relatert mot den markerte pollenstratigrafiske markøren, *Betula*-oppgangen.

I det øverste transgrederte bassenget, Storetjønn (figur 9.2), er analysetettheten for lav til at det er mulig å skille *Betula*-oppgangen og isolasjonen, og hendelsene kan således bare bestemmes til å være samtidige (Krzywinski & Stabell 1984 - figur 9). I det nest

høyeste bassenget, Kvernavatn (figur 9.2), starter en klar økning av *Betula*, ved 987 cm dyp (Krzywinski & Stabell 1984 – figur 7). Denne faller sammen med en nedgang i *Artemisia*, og er etterfulgt av en oppgang av både *Empetrum* og *Juniperus*. Jeg korrelerer derfor økningen i *Betula*-pollen ved 987 cm i Kvernavatn, til *Betula*-oppgangen aldersbestemt til 11 400 kal. år B.P. i Langevatnet, Os. Den endelige isolasjonen i Kvernavatn, er ca. 5 cm over *Betula*-oppgangen. Regresjonen starter således på Sotra, i likhet til på Os, etter *Betula*-oppgangen og altså etter ca. 11 400 kal. år B.P. I den kalibrerte strandforskyvningskurven fra Sotra (figur 9.2), er havnivået holdt høyt til noe etter 11 400 kal. år B.P., og så trukket opp med best mulig tilpasning til de kalibrerte dateringene.

På grunn av de store intervallene til de kalibrerte ¹⁴C-dateringene er det umulig å tegne en selvstendig Sotrakurve basert på det opprinnelige datamaterialet. Forløpet i strandforskyvningen (formen på kurven) er derfor sterkt influert av Oskurven (figur 8.2 – hel linje). For å etablere en frittstående og selvstendig Sotrakurve i kalenderårsskala, er det nødvendig å høyne dateringspresisjonen betydelig med serier av AMS-dateringer fra hvert basseng som kurvetilpasses til kalenderårsskala.

9.3 Strandforskyvning og strandlinjer i Bergensområdet

Strandforskyvningsforløpet er i Bergensområdet dokumentert ved de to strandforskyvningskurvene fra Os (figur 8.2) og Sotra (figur 9.2). Kurvene er konstruert omkring baselinjer lokalisert med en avstand på omtrent 20 km fra hverandre. Men er, på grunn av dateringsgrunnlaget, ikke fullstendig uavhengige av hverandre når det gjelder strandforskyvningsforløp. Store forskjeller vedrørende dette vil dermed nødvendigvis ikke bli oppfattet i denne undersøkelsen. Modellering av sammenlignbare forhold fra Yrkje i Rogaland antyder likevel at det ikke vil være nevneverdig forskjell i strandforskyvningsforløp på lokaliteter med tilsvarende avstand (Anundsen & Fjeldskaar 1983 – figur 27). Avstanden mellom lokalitetene vil derimot ha betydning for de vertikale utslagene til havnivåforandringene. Dette er på Os og Sotra bestemt uavhengig.

Havnivå ved isavsmelting og første regresjon

Havnivået ved isavsmeltingen er vanskelig å bestemme nøyaktig både på Os og Sotra. På Os kan havnivået defineres mellom høyden på bassengene Grindavoll og Langevatnet, 0-4 meter under den marine grense (figur 8.2). Et marint miljø i Grindavoll ved isavsmeltingen

kan ikke utelukkes, men det er ikke funnet positive bevis på dette og det er derfor rimelig å anta et havnivået lavere enn høyden på Grindavoll ved isavsmeltingen. På Sotra defineres havnivået ved isavsmeltingen mellom Kvernavatn og Klæsvatn, ca. 3,5-7,5 meter lavere enn marin grense (figur 9.2). Langevatnet (Os) og Kvernavatn (Sotra) er begge lokalisert relativt langt fra baselinjen til de respektive kurvene og er justert relativt mye for den skjeve landhevningen. En eventuell større eller mindre strandlinjegradiant, enn den benyttede gradienten for sen yngre dryas, vil ha betydning for de oppgitte intervall. Om det er tilstede en slik forandring vil denne trolig være i form av en brattere gradient (se under). Dette fører til større forskjell mellom Os og Sotra, vedrørende den vertikale differansen i havnivå mellom isavsmeltingen og transgresjonsmaksimumet i sen yngre dryas. Uansett vil sannsynligvis havnivået ved isavsmeltingen på Sotra være lavere sammenlignet med den respektive marine grense, enn på Os. En slik forskjell er forøvrig i overensstemmelse med Anundsen og Fjeldskaars (1983) modellering fra Yrkje i Rogaland.

Regresjonen i bølling-allerød må ha gått sakte til å begynne med, avhengig av når isavsmeltingen foregikk innenfor det postulerte intervallet 14 800-14 400 kal. år B.P. En betydelig del av den første regresjonsfasen gjenstår ved 14 200 kal. år B.P., da Langevatnet ble isolert for første gang. Regresjonshastigheten etter dette tidspunktet, er ut i fra det foreliggende datamaterialet for både Os- og Sotrakurven, ikke grunnlag til å bestemme.

Regresjonsminimumet i bølling-allerød

Regresjonsminimumet på Sotra (ca. 23 m o. h.), er meget godt definert i bassenget Sekkingstادتjønn (kapittel 9.2). I Oskurven er ikke dette nivået fanget opp av noe basseng, men må ligge over Stølsmyras terskel på 46,5 m o. h. Det er rimelig å anta et regresjonsminimum på ca. 47 m o.h. Begge disse bassengene ligger nær baselinjen for de respektive kurvene, og det er således ingen usikkerhet vedrørende en forandring i strandlinjegradiant med tiden. Bassenganalysene som ligger til grunn for kurvene åpner for at regresjonsminimumet har en alder på mellom 14 000-13 000 kal. år B.P. Men disse gir ikke grunnlag for å avgjøre varigheten av perioden havnivået stod ved minimumet. I strandforskyvningskurvene er det fremstilt en glattet versjon av forløpet, som gir en alderen av regresjonsminimumet på 13 500-13 300 kal. år B.P. (figur 8.2 og 9.2).

Yngre dryas transgresjonen

Starten av yngre dryas transgresjonen er kun belagt i Sotrakurven, og den tiltar i denne helt mot slutten av bølling-allerød (kapittel 9.2). Hamrvatn, ca. 2 meter over

regresjonsminimumet, transgrederes ifølge kurven ved ca. 13 000 kal. år B.P., noe som i følge pollenstratigrafien trolig er en noe for høy alder. Første del av transgresjonsforløpet dannes av en relativt rask havnivåheving, og en betydelig del av transgresjonen er unnagjort før 12 000 kal. år B.P. Dette er dokumentert ved pollenstratigrafi og dateringer i Hamravatn, Klæsvatn og Kvernavatn fra Sotrakurven, og ved veddeasken fra Langevatnet i Oskurven. Veddeasken er dessverre ikke identifisert i de aktuelle bassengene som inngår i Sotrakurven, og det er ikke mulig å sammenstille ingresjonskontaktene direkte mot denne. Det skisserte forløp fører til at den relative havnivåstigningen må avta betydelig i den siste delen av transgresjonen, eventuelt med en periode med stilstand, før transgresjonstoppen nåes helt i slutten av yngre dryas.

Amplituden av transgresjonen (høydeforskjellen mellom regresjonsminimumet i bølling-allerød og maksimum av yngre dryas transgresjonen), er i Oskurven begrenset til mindre enn 11,5 meter, mens den i Sotrakurven er avgrenset til å være mindre enn ca. 14 og større enn ca. 11 meter. En eventuell mindre strandlinjegradiert for regresjonsminimumet vil, på grunn av Stølsmyras og Sekkingstad tjønns nære lokalisering til baselinjene, ha liten betydning for amplituden. Det er således klart at transgresjonsamplituden sannsynligvis er av tilnærmet samme størrelsesorden på Os og Sotra, og at en eventuell forskjell må være i form av en noe større amplitude på Sotra. Dette motstrider Anundsens (1985) strandlinjediagram (figur 8.1), der høydeforskjellen mellom strandlinjen for regresjonsminimumet (12 000 ^{14}C B.P.) og for sen yngre dryas, er betydelig større på Os (14,5-15 meter) enn på Sotra (12 meter). Der Anundsens (1985) strandlinjediagram viser større relativ havnivåheving på Os enn på Sotra, indikerer strandforskyvningskurvene det motsatte. Dette medfører at strandlinjen for regresjonsminimumet må være noe brattere enn Anundsen (1985) fremstiller, og minst like bratt som strandlinjen for det etterfølgende transgresjonsmaksimum (figur 9.3). Dette kan tyde på en differensiell glasi-isostatisk heving mellom Os og Sotra under transgresjonsperioden (se kapittel 9.4). Et lignende mønster for transgresjonsamplitudens forandring langs et strandlinjeprofil er teoretisk beregnet ut fra modellering (Anundsen & Fjeldskaar 1983) av strandforskyvningsforløpet i nordlige Rogaland. Strandlinjen for regresjonsminimumet er fra Os- og Sotrakurven minst 1,2 m/km, og er satt til en alder på 13 400 kal. år B.P. (figur 9.3). Den er tegnet med en forutsetning av at regresjonsminimumet innenfor den aktuelle avstanden på 20 km mellom Sotra og Os, opptrer tilnærmet samtidig. De to datapunktene som danner 13 400-strandlinjen gjør det

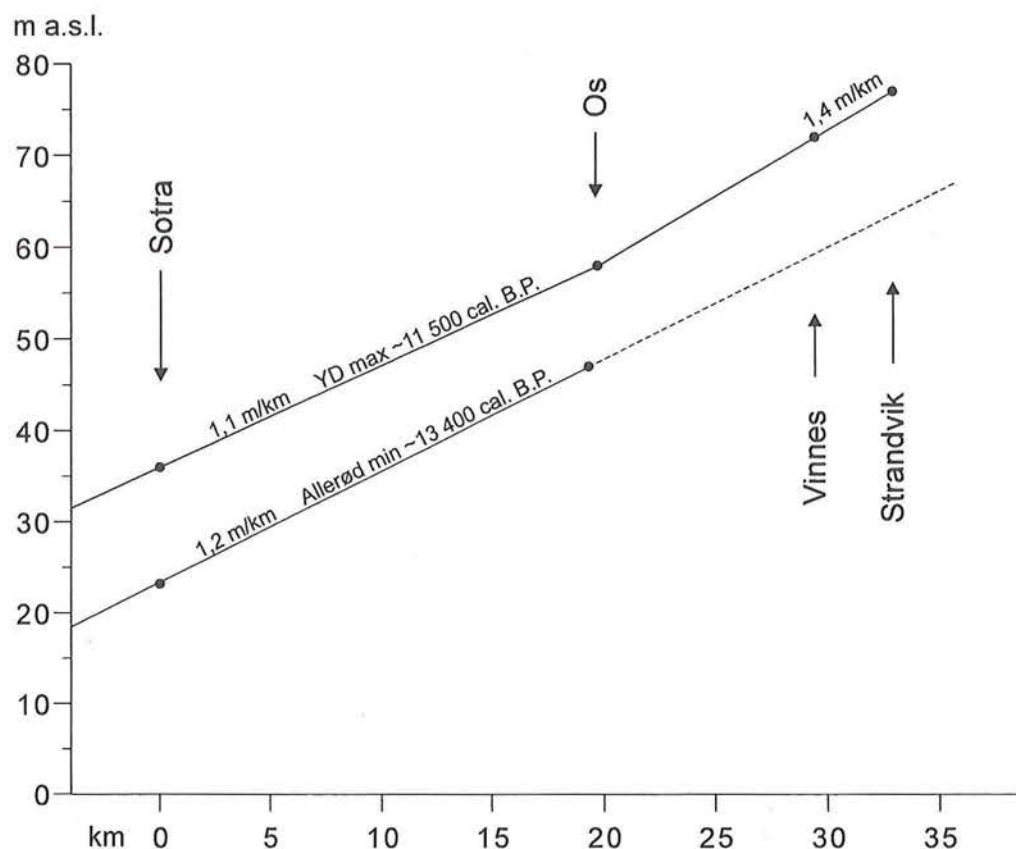
ikke mulig å avgjøre om denne linjen har en tilsvarende krummet form som den etterfølgende 11 500-strandlinjen.

Transgresjonsmaksimumet

Transgresjonsmaksimumet definerer det høyeste sen- og postglasiale havnivået i Bergensområdet, og utgjør den marine grense for området. Dette høyeste havnivået nås mellom 11 650 og 11 450 kal. år B.P., og er meget godt definert ut fra bassenget på Grindavoll i Oskurven. Sammen med transgresjonsmaksimumet i Sotrakurven, samt to marine terrasser ved Vinnes og Strandvik i Fusa (figur 1.1), gir denne en sen yngre dryas strandlinje for Korsfjord/Bjørnafjord-området. Linjen må trekkes opp med en knekk ved Os (figur 9.3), noe som indikerer at den trolig har en noe krummet form. Den har således en gradient på 1,1 m/km ved Sotra og 1,4 m/km i Fusa (figur 9.3), og er tilnærmet identisk med tilsvarende linje beregnet av Anundsen (1985) (figur 8.1). Senglasiale strandlinjer fra ytre Sunnmøre/Sør-Trøndelag viser samme krumme tendens, med en brattere gradient innover mot hevningsenteret (Svendsen & Mangerud 1987).

Havnivået holder seg ved maksimum i ca. 200 år før regresjonen tiltar ca. 150-200 år inn i preboreal. Både Os- og Sotrakurven definerer dette klart ved at isolasjonskontaktene tilhørende den siste isolasjonen, i alle basseng der disse er mulig å skille stratigrafisk, er yngre enn *Betula*-oppgangen (11 400 kal. år B.P.). Hvor det i tidligere undersøkelser, har vært umulig å bestemme slutten av transgresjonsmaksimumet utover 10 000 ¹⁴C-plataet, og det er dermed antatt at regresjonen starter i slutten av yngre dryas, er nå transgresjonsmaksimumet bestemt, via stratigrafi og strandforskyvningsforløp i kalenderår, til å ha en varighet betydelig inn i preboreal. Dette er et resultat av at det for første gang i Norge er fremstilt en strandforskyvningskurve med så god kronologisk oppløsning at alderen på de aktuelle hendelsene er mulig å skille. Dette er gjort ved at de stratigrafiske hendelsene fra det utvalgte nøkkelbassenget (Langevatnet), er aldersbestemt via kurvetilpasning (wiggle matching).

Starten av den postglasiale regresjonen, tilsvarende slutten av transgresjonsmaksimumet, er relatert til *Betula*-oppgangen også i en strandforskyvningskurve fra Bømlo (Fægri 1944; Kaland 1984), ca. 65 km sør for Os/Sotra. I motsetning til Os/Sotra starter regresjonen her før den pollenstratigrafiske oppgangen og de tre øverste bassengene (ned til ca. 10 meter under MG) isoleres før eller samtidig med denne markøren. Er Fægri (1944) og Kaland (1984) tolkning av strandforskyvningsforløpet på Bømlo riktig,



Figur 9.3 Strandlinjediagram i kalenderår fra området ved Kors- og Bjørnafjorden, basert hovedsakelig på datapunkt fra Os og Sotra. Datapunktene fra Vinnest (Dalland) og Strandvik i Fusa, er definert ut fra terrasser som markerer marin grense (Aarseth 1971). Diagrammet er konstruert omkring et projeksjonsplan igjennom Ulvensletten på Os, med orientering N79°Ø, vinkelrett på isobaseretningen. Det nøyaktige havnivået ved regresjonsminimumet ved Os er ikke kjent, og den skisserte gradienten på 1,2 m/km er en minimums gradient. Strandlinjen for yngre dryas transgresjonsmaksimum (YD-max) er ikke mulig å tilpasse til en rett strandlinje, og er derfor fremstilt ved rette linjer med et knekkpunkt ved Os. Den reelle YD-max-strandlinjen er trolig noe krummet og har en gradient på ca. 1,3 m/km i Osområdet.

impliserer det en betydelig regional forskjell i strandforskyvningen, ved at den preboreale regresjonen er velutviklet i Sunnhordaland før den tiltar i Bergensområdet. Dette kan indikere at det er forskjell i de glasielle fluktasjonene mellom Sunnhordaland og Bergensområdet, og at brefronten muligens smeltet tilbake tidligere i Sunnhordaland enn i Bergensområdet. Datagrunnlaget for Bømløkurven må derimot anses som relativt usikkert. Den antatte marine fasen i det øverste bassenget inneholder ikke diatomer, og den er bare bestemt ut fra en antatt marin overrepresentasjon av pollen. Samtidig sammenfaller *Betula*-oppgangen med isolasjonen i de to underliggende bassengene, slik at dette kan være en effekt av lav sedimenttilvekst. Jeg mener dermed at datagrunnlaget for Bømløkurven er for lite presist til at det er forsvarlig å trekke konklusjoner angående regionale forskjeller i strandforskyvning og brefluktasjoner på ønsket presisjonsnivå.

Regresjonen i preboreal

Regresjonen i preboreal starter som tidligere nevnt etter *Betula*-oppgangen. Fra Grindavoll er starten aldersbestemt til ca. 11 350 kal. år B.P., og det videre forløpet er ut fra begge kurvene dokumentert med en meget hurtig regresjon. I Os har havnivået sunket over 35 meter på 750 år, og er ved Lysøyvatnet (21,6 m o.h.) ved ca. 10 600 kal. år B.P. Ingen av kurvene dekker hele regresjonsfasen, men i følge Kalands (1984) undersøkelser fra Fønnes og Bømlo, avtar regresjonshastigheten i det kystnære Hordaland betydelig ved ca. 9 000 ¹⁴C B.P. (~ 10 200 kal. år B.P.). Et nytt regresjonsminimum nåes mellom 9 000 og 8 500 ¹⁴C B.P., før Tapes transgresjonen fører til en ny stigning i det relative havnivået. 9 000-strandlinjen har ifølge Kaland (1984) en gradient på ca. 0,45 m/km, og angir et havnivå på ca. 13,5 m o.h. i Os og ca. 4 m o.h. på Sotra (figur 6.5). Den gjennomsnittlige regresjonshastigheten for Os og Sotra, mellom transgresjonsmaksimum i yngre dryas og regresjonsminimum i preboreal/boreal, er da på henholdsvis 35 og 25 mm/år.

Strandlinjediagram (figur 9.3)

Ut fra eksisterende data har jeg bare funnet det forsvarlig å tegne opp to strandlinjer basert på det foreliggende datamaterialet. Dette er linjene for regresjonsminimumet i bølling-allerød og transgresjonsmaksimumet i sen yngre dryas.

Diagrammet i figur 9.3 skiller seg fra Anundsens (1985) diagram ved at strandlinjen for regresjonsminimumet i bølling-allerød (13 400-strandlinjen) er brattere enn strandlinjen for transgresjonsmaksimumet i sen yngre dryas (11 500-strandlinjen). Om også andre strandlinjer fra før sen yngre dryas er brattere enn 11 500-strandlinjen er ikke mulig å avgjøre ut fra det foreliggende datagrunnlaget. Strandlinjer derivert fra den empiriske og de to modellerte kurvene fra Yrkje (Anundsen & Fjeldskaar 1983) viser gradvis avtagende strandlinjegradierter fra isavsmeltingen og fremover, uavhengig av transgresjonen i yngre dryas. Dette passer til observasjonen fremstilt i figur 9.3. Det indikerer at korreksjonen av bassenghøydene ved konstruksjon av strandforskyvningskurver (kapittel 8.1), er mer korrekt å utføre med en strandlinjegradiert for yngre dryas, enn en lavere gradient slik som er skissert av Anundsen (1985).

9.4 Yngre dryas transgresjon og brefremstøt

De sen- og postglasiale havnivåforandringene langs kysten i Vest-Norge er antatt å være et resultat av samspillet mellom regional glasi-isostasi og geoide-eustasi knyttet til fluktuasjoner av den vestre marginen av det fennoskandiske isdekket, samt globale glasi- og tektono-eustatiske forandringer (Fjeldskaar *et al.* 1981). Det er derfor antatt at eventuelle brefremstøt vil reflekteres i strandforskyvningen, ved at isoppbygging av en viss størrelse vil påvirke (reduere/reversere) den glasi-isostatiske gjenvinningen, samt forandre formen på geoiden ved den voksende breens økte tiltrekningskraft på vannmassene. Den reduserte glasi-isostatiske gjenvinningen fører ytterligere til at de andre eustatiske komponentene, som ut fra eustasikurver i det aktuelle tidsrommet har en stigende trend (Fleming *et al.* 1998), har større betydning for det relative havnivået.

Den markerte transgresjonen observert i strandforskyvningskurvene fra Sør-Vestlandet, er således et resultat av det betydelige yngre dryas brefremstøtet i dette området. Observasjoner fra Nord-Vestlandet, der det verken er tilstede et tilsvarende betydelig brefremstøt (Mangerud 1980) eller transgresjon i yngre dryas (Svendsen & Mangerud 1987), antyder også denne sammenhengen.

Bestemmelse av de ulike komponentenes andel av transgresjonsamplituden ligger utenfor målsettingen til dette arbeidet. Jeg vil allikevel kommentere et par punkt. Beregninger utført av Fjeldskaar & Kanestrøm (1980) antyder at forandringer av geoiden ved et brefremstøt på 50-100 km, vil utgjøre en havnivåheving på 5-7 meter i Os-området. Det er da lagt til grunn en bratt brefront og en relativ tykk bre, basert på sidemorener fra Hardangerfjorden (Follestad 1972). Geoide-forandringen utgjør således en betydelige del av den observerte transgresjonsamplituden i Os-området (<11,5 meter). Den resterende andelen må derfor fordeles mellom glasi-isostatiske og globale eustatiske komponenter. Forskjellen i transgresjonsamplituden mellom Os og Sotra indikerer at det må være tilstede en viss isostatisk heving under transgresjonsforløpet, og at den glasi-isostatiske komponenten ikke er reversert. De globale eustatiske komponentene, som hovedsakelig utgjøres av glasi-eustasi, må dermed til sammen være forholdsmessig større enn den glasi-isostatiske gjenvinningen.

Yngre dryas transgresjonen i Os (figur 8.2) når sitt maksimum noe forsinket i forhold til breens maksimale utbredelse (kapittel 8.2). Dette er også forventet fordi den isostatiske effekten er antatt å være noe forsinket i forhold til brefluktuasjonene (Anundsen

& Fjeldskaar 1983). Forholdet mellom transgresjonen og brefremstøtet er bare mulig å observere for den maksimale breutbredelsen. Det er derimot mulig å antyde brefluktuasjonene i grove trekk ut fra trenden av strandforskyvningskurvene, fordi disse er relatert til hverandre.

Starten av yngre dryas transgresjonen helt i slutten av bølling-allerød, og den markerte transgresjonsfasen tidlig i yngre dryas, antyder at det er tilstede en betydelig isoppbygging i Hordaland allerede sent i bølling/allerød. Strandforskyvningsforløpet antyder at breen i denne tidlige fasen beveget seg frem til en posisjon noe øst for den etterfølgende maksimalposisjonen ved Herdlamoren (figur 1.1). Breen har deretter hatt et opphold ved denne posisjonen i den midtre fasen av yngre dryas, før den igjen beveger seg fremover og når Herdlamoren ca. 50 år før transgresjonsmaksimumet. Et slikt brefluktuasjonsmønster avviker noe fra forløpet som er skissert i tid-distanse diagrammet for Bergensområdet (figur 1.2). Det er likevel ikke i konflikt med dateringsgrunnlaget til dette diagrammet, og samtlige av submorene dateringene med sen yngre dryas alder, er utført fra lokaliteter ved eller meget nær breens maksimalposisjon. Brefluktuasjonene derivert fra strandforskyvningskurvene fra Bergensområdet er således mulig å tilpasse de foreliggende dateringene.

Den tidligste fasen av regresjonen i preboreal er karakterisert av en rask landhevning. Dette kan trolig forklares med en meget rask tilbakesmelting av brefronten, som resulterer i en betydelig senkning av geoiden samt en intensivert glasi-isostatisk gjenvinning. Avlasting av et isdekke, tilsvarende det som er estimert for yngre dryas i Norge, vil på kysten føre til en senkning av geoiden på ca. 13 meter (Fjeldskaar *et al.* 1981), noe som utgjør ca. 22 % av den totale postglasiale strandforskyvningen i Os.

Kapittel 10 Konklusjoner

Strandforyskyvningskurven fra Os er konstruert ut fra diatomologiske og sedimentologiske analyser av fire isolasjonsbasseng. Kurven er etablert i kalenderår, ved bruk av kurvetilpasning (wiggle matching) og kalibrering av ^{14}C -dateringer, samt de tidssynkrone markørene veddeasken og *Betula*-oppgangen. Oskurven fremstår derfor som den best daterte dokumentasjonen av yngre dryas transgresjonen i Vest-Norge, og er trolig den første senglasiiale strandforyskyvningskurven i kalenderår.

Isavsmeltingen er i Os-området bestemt til intervallet 14 800-14 400 kal. år B.P., og er sannsynligvis nærmere 14 400 enn 14 800. Dette er det første kalenderårsestimatet og den mest presise dateringen av denne hendelsen i Hordaland. Aldersestimatet er ikke i konflikt med et tidlig brefremstøt tilknyttet Ulvøymorenen.

Amplituden av yngre dryas transgresjonen øker med avstanden fra yngre dryas isfronten i Bergensområdet, noe som indikerer at den glasi-isostatiske gjenvinningen ikke er reversert i denne perioden. Strandlinjen for regresjonsminimumet i bølling-allerød er dermed brattere enn den etterfølgende strandlinjen for transgresjonsmaksimumet i sen yngre dryas.

Strandforyskyvningskurvene fra Os og Sotra viser et transgresjonsforløp med en hurtig relativ havnivåstigning i begynnelsen av yngre dryas, etterfulgt av en periode med moderat havnivåstigningen, før en ny fase med relativt hurtig stigning fører til transgresjonsmaksimumet som kommer sent i yngre dryas. Dette kan tyde på en betydelig isoppbygging/brefremstøt tidlig i yngre dryas, etterfulgt av en fase med en relativt stabil isfront, før breen når sin maksimale utbredelse ved Herdlamorenen sent i yngre dryas.

Kulminasjonen av yngre dryas transgresjonen kommer helt i slutten av yngre dryas, ved ca. 11 550 kal. år B.P. Varigheten av perioden med høyt havnivå er beregnet til ca. 200 kalender år, før den markerte postglasiiale regresjonen tiltar ved ca. 11 350 kal. år B.P. Yngre dryas transgresjonens maksimum forekommer således hovedsakelig i begynnelsen

av preboreal. Forholdet mellom transgresjonsmaksimumet og brefremstøtet tyder på at det er en forsinkelse for transgresjonen, både i for- og etterkant av bremaksimumet.

Referanseliste

- Ammann, B. & Lotter, A. F. 1989: Late-Glacial radiocarbon- and palynostratigraphy on the Swiss Plateau. *Boreas* 18, 109-126.
- Andersen, B. G., Mangerud, J., Sørensen, R., Reite, A., Sveian, H., Thoresen, M. & Bergström, B. 1995: Younger Dryas ice-marginal deposits in Norway. *Quaternary International* 28, 147-169.
- Anderson, R. Y., Dean, W. E., Bradbury, J. P. & Love, D. 1985: Meromictic lakes and varved lake sediments in North America. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1607, 1-19.
- Anundsen, K. 1985: Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift* 39, 205-225.
- Anundsen, K. 1978: Marine transgression in Younger Dryas in Norway. *Boreas* 7, 49-60.
- Anundsen, K. & Fjeldskaar, W. 1983: Observed and theoretical late Weichselian shore level changes related to glacier oscillations at Yrkje, southwest Norway. In Schroeder-Lanz, H. (ed.): Late- and Postglacial Oscillations of glaciers: Glacial and periglacial forms, 38 pp. A. A. Balkema. Rotterdam.
- Austad, R. & Erichsen, C. 1987: Strandforskyvning på Nord-Karmøy basert på pollen- og diatomeanalyse. Unpublished Cand. scient. thesis, Department of Geology, University of Bergen, 169 pp.
- Bard, E., Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N. & Cabioch, G. 1998: Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals: an updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon* 40, 1085-1092.
- Barnekow, L., Possnert, G. & Sandgren, P. 1998: AMS c-14 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.
- Bayne, B. L., Widdows, J. & Thompson, R. J. 1976: Physiology: I. In Bayne, B. L. (ed.): Marine Mussels: Their Ecology and Physiology, 411 p. Cambridge University Press. Cambridge, UK.
- Birks, H. H. 1993: The importance of plant macrofossils in late-glacial climatic reconstructions: An example from Western Norway. *Quaternary Science Reviews* 12, 719-726.
- Birks, H. H., Gulliksen, S., Haflidason, H., Mangerud, J. & Possnert, G. 1996: New radiocarbon dates for the Vedde ash and the Saksunarvatn ash from western Norway. *Quaternary Research* 45, 119-127.

- Björck, S., Kromer, B., Johnsen, S., Bennike, O., Hammarlund, D., Lemdahl, G., Possnert, G., Rasmussen, T. L., Wohlfarth, B., Hammer, C. U. & Spurk, M. 1996: Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science* 274, 1155-1160.
- Björck, S., Walker, M. J. C., Cwynar, L. C., Johnsen, S., Knudsen, K. L., Lowe, J. J., Wohlfarth, B. & Members, I. 1998: An event stratigraphy for the last termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science* 13, 283-292.
- Blikra, L. H. & Longva, O. 1995: Frost-shattered debris facies of younger dryas age in the coastal sedimentary successions in western Norway - paleoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 118, 89-110.
- Bondevik, S., Birks, H. H., Gulliksen, S. & Mangerud, J. 1999: Late Weichselian Marine 14c reservoir ages at the western coast of Norway. *Quaternary Research* 52, 104-114.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I., Johnsen, G., Mangerud, J. & Kaland, P. E. 1997: The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup. *Boreas* 26, 29-53.
- Bondevik, S., Svendsen, J. I. & Mangerud, J. 1998: Distinction between the Storegga tsunami and the marine transgression in coastal basin deposits of western Norway. *Journal of Quaternary Science* 13, 529-537.
- Braaten, A. M. & Hermansen, D. 1985: En lito- og biostratigrafisk undersøkelse av marine og limniske sedimenter i Yrkje, Nord-Rogaland. Unpublished Cand. scient. thesis, Department of Geology, University of Bergen, 205 pp.
- Burr, G. S., Beck, J. W., Taylor, F. W., Recy, J., Edwards, R. L., Cabioch, G., Correge, T., Donahue, D. J. & O'Malley, J. M. 1998: A high-resolution radiocarbon calibration between 11,700 and 12,400 calendar years BP derived from ²³⁰Th ages of corals from Espiritu Santo Island, Vanuatu. *Radiocarbon* 40, 1093-1105.
- Cleve-Euler, A. 1951-55: Die Diatomeen von Schweden und Finnland I-IV. *Kungliga Svenska Vetenskapakademiens Handlingar Fjärde Serien* Ser. 4, 2:1, 4:1, 4:5, 5:4, 3:3.
- 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., 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.
- Edwards, R. L., Beck, J. W., Burr, G. S., Donahue, D. J., Chappell, J., Bloom, A. L., Druffel, E. R. M. & Taylor, F. W. 1993: A large drop in atmospheric ¹⁴C/¹²C and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ²³⁰Th ages of corals. *Science* 260, 962-968.

- Fjeldskaar, W. & Kanestrøm, R. 1980: Younger Dryas geoid-deformation caused by deglaciation in Fennoscandia. *In* Mörner, N.-A. (ed.): *Earth rheology, isostasy and eustasy*, 569-574. John Wiley & Sons. Chichester, United Kingdom.
- Fjeldskaar, W., Krzywinski, K. & Stabell, B. 1981: A geophysical approach on the Late Weichselian glacial and sea level history of Western Norway. *In* Fjeldskaar, W. (ed.): *Late-glacial movements of sea level and crust in Fennoscandia*, 12-46. Dr. scient. thesis. University of Bergen.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. & Chappell, J. 1998: Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters* 163, 327-342.
- Follestad, B. A. 1972: The deglaciation of the South-Western part of the Folgefonn Peninsula, Hordaland. *Norges geologiske Undersøkelse* 280, 31-64.
- Fossen, H. & Ingdahl, S. E. 1987: Tectonostratigraphic position of the rocks in the western extreme of the Major Bergen Arc (Fanafjell Nappe), West Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* 67, 59-66.
- Fægri, K. 1940: Quartärgeologiske undersøkelser i det vestlige Norge. II. Zur spätquartären Geschichte Jærens. *Bergen Museums Årbok 1939-40*, 201 pp.
- Fægri, K. 1944: Studies on the Pleistocene of Western Norway. III. *Bergen Museums Årbok 1943*, 1-100.
- Fægri, K. & Iversen, J. 1989: *Textbook of pollen analysis*. John Wiley & Sons. Chichester.
- Grönvold, K., Öskarsson, N., Johnsen, S., Clausen, H. B., Hammer, C. U., Bond, G. & Bard, E. 1995: Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 135, 149-155.
- Gulliksen, S., Birks, H. H., Possnert, G. & Mangerud, J. 1998: A calendar age estimate of the Younger Dryas-Holocene boundary at Kråkenes, Western Norway. *The Holocene* 8, 249-259.
- Hafsten, U. 1983: Shore-level changes in South Norway during the last 13000 years, traced by biostratigraphical methods and radiometric datings. *Norsk geografisk Tidsskrift* 37, 63-79.
- Hamborg, M. 1983: Strandlinjer og isavsmelting i midtre Hardanger, Vest-Norge. *Norges geologiske Undersøkelse* 387, 39-70.
- Hasle, G. R. 1964: *Nitzschia* and *Fragilariopsis* species studied in the light and electron microscopes. III. The genus *Fragilariopsis*. *Skr. Norske Vitenskaps-Akademi. I. Mat.-nat. klasse. Ny serie* 21, 1-48.
- Hasle, G. R. & Syvertsen, E. E. 1995: Identifying marine diatoms and dinoflagellates. *In* Tomas, C. R. (ed.): *Marine diatoms*, 383 pp. Academic press. San Diego.

- Haugane, E. 1984: Stratigrafiske undersøkelser av kystnære basseng og strandforskyvning i Nord-Troms. Unpublished Cand. real thesis, Institutt for biologi og geologi, University of Tromsø, 212 pp.
- Helle, S. K., Anundsen, K., Aasheim, S. & Haflidason, H. 1997: Indications of a Younger Dryas marine transgression in inner Hardanger, West Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* 77, 101-117.
- Hendey, N. I. 1964: An introductory account of smaller algae of British coastal waters. Part V: Bacillariophyceae (Diatoms). 317 pp. Her majesty's stationary office. London.
- Holtedal, H. 1964: An Allerød fauna at Os, near Bergen, Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* 44, 315-322.
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T., Lehman, S. J., Kashgarian, M., Southen, J. R. & Peterson, L. C. 1998: A new 14c calibration data set for the last deglaciation based on marine varves. *Radiocarbon* 40, 483-494.
- Hustedt, F. 1930: Bacillariophyta (Diatomeae). In Pascher, A. (ed.): Die Süßwasserflora Mitteleuropas, 466 pp. (+ 875 fig.). Fisher. Jena.
- Hustedt, F. 1957: Die Diatomeenflora des Fluss-systems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen. *Abhandlungen herausgegeben vom Naturwissenschaftlichen Verein zu Bremen* 34, 181-440.
- Hustedt, F. 1927-66: Kryptogramen-Flora von Deutschland, Österreich und der Schweiz. In Rabenhorst, L. (ed.): Die Kiselalgen Deutschlands, Österreichs und Schweiz, 920 pp. Akademische Verlagsgesellschaft. Leipzig.
- Ingdahl, S. E. 1989: The Upper Ordovician-Lower Silurian rocks in the Os area, Major Bergen Arc, Western Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* 69, 163-175.
- 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.
- Kaland, P. E. & Natvik, Ø. 1993: Core 2.0. Botanical Institute, University of Bergen. Unpublished.
- Kaland, T. 1988: Strandforskyvning i Hjelmeland, Ryfylke : bio- og litostratigrafiske bassengundersøkelser på Randøy og ved Fister. Unpublished Cand. scient. thesis, Department of Geology, University of Bergen, 135 pp.
- Kitagawa, H. & van der Plicht, J. 1998: Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000 yr B.P.: late glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science* 279, 1187-1190.
- Kjemperud, A. 1981: Diatom changes in sediments of basins possessing marine/lacustrine transitions in Frosta, Nord-Trøndelag, Norway. *Boreas* 10, 27-38.

- Kjemperud, A. 1986: Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway. *Boreas* 15, 61-82.
- Kjemperud, A. 1981: A shoreline displacement investigation from Frosta in Trondheimsfjorden, Nord-Trøndelag, Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* 61, 1-15.
- Kolderup, C. F. & Kolderup, N.-H. 1940: Geology of the Bergen Arc system. 137 pp.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. 1986: *Süsswasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/1, Bacillariophyceae. 1. Teil Naviculaceae. 876 pp. Fischer. Stuttgart.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. 1988: *Süsswasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/2, Bacillariophyceae. 2. Teil Epithemiaceae, Bacillariaceae, Surirellaceae. 596 pp. Fischer. Stuttgart.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. 1991a: *Süsswasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/3, Bacillariophyceae. 3. Teil Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. 576 pp. Fischer. Stuttgart.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. 1991b: *Süsswasserflora von Mitteleuropa*, Band 2/4, Bacillariophyceae. 4. Teil Achnanthaceae, kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomponema: Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1-4. 437 pp. Fischer. Stuttgart.
- Kristiansen, I. L., Mangerud, J. & Lømo, L. 1988: Late Weichselian/early Holocene pollen- and lithostratigraphy in lakes in the Ålesund area, Western Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology* 53, 185-231.
- Krzywinski, K. & Stabell, B. 1984: Late Weichselian sea level changes at Sotra, Hordaland, Western Norway. *Boreas* 13, 159-202.
- 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.
- Lotter, A. F. 1991: Absolute dating of the Late-Glacial period in Switzerland using annually laminated sediments. *Quaternary Research* 35, 321-330.
- Lotter, A. F., Ammann, B. & Sturm, M. 1992: Rates of change and chronological problems during the late-glacial period. *Climate Dynamics* 6, 233-239.
- Lømo, L. & Lie, S. E. 1981: En lito- og biostratigrafisk undersøkelse av marine og limniske sedimenter i Ålesund-området. Unpublished Cand. scient. thesis, Department of Geology, University of Bergen, 235 pp.
- Mangerud, J. 1980: Ice-front variations of different parts of the Scandinavian Ice Sheet, 13 000-10 000 Years B.P. In Lowe, J. J., Gray, J. M. & Robinson, J. E. (ed.): Studies in the lateglacial of North-West Europe: including papers presented at a symposium of the

- Quaternary Research Association held at University College London, January 1979, 23-30. Pergamon Press. Oxford.
- Mangerud, J. 1977: Late Weichselian marine sediments containing shells, foraminifera and pollen, at Ågotnes, Western Norway. *Norsk geologisk Tidsskrift* 57, 23-54.
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian vegetation and ice-front oscillations in the Bergen district, Western Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift* 24, 121-148.
- Mangerud, J. 2000: Was Hardangerfjorden, western Norway, glaciated during the Younger Dryas. *Norsk geologisk Tidsskrift* submitted.
- Mangerud, J., Andersen, S. T., Berglund, B. E. & Donner, J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3, 109-128.
- Mangerud, J., Lie, S. E., Furnes, H., Kristiansen, I. L. & Lømo, L. 1984: A Younger Dryas Ash Bed in Western Norway, and its possible correlations with tepra in cores from the Norwegian sea and the North Atlantic. *Quaternary Research* 21, 85-104.
- Nesje, A. 1992: A piston corer for lacustrine and marine-sediments. *Arctic and Alpine Research* 24, 257-259.
- Nesje, A. & Dahl, S. O. 1993: Lateglacial and Holocene glacier fluctuations and climate variations in western Norway - a review. *Quaternary Science Reviews* 12, 255-261.
- Palmer, A. J. M. & Abbott, W. H. 1986: Diatoms as indicators of sea-level change. In Plassche, O. v. d. (ed.): Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data, 457-487. Geo Books. Norwich.
- Pearson, G. W. 1986: Precise calendrical dating of known growth-period samples using a "curve fitting" technique. *Radiocarbon* 28, 292-299.
- Pilcher, J. R. 1991: Radiocarbon dating. In Smart, P. L. & Frances, P. D. (ed.): Quaternary dating methods: a user guide, 16-36. Technical guide no 4. Quaternary Research Association. London.
- Prøsch-Danielsen, L. 1993: Naturhistoriske undersøkelser i Rennesøy og Finnøy kommuner, Rogaland, Sørvest-Norge. 119 pp. Arkeologisk museum i Stavanger. Stavanger.
- Reuch, H. 1882: Silurfossiler & pressede konglomerater i Bergensskifrene. 152 pp. Kristiania (Oslo).
- Round, F. E., Crawford, R. M. & Mann, D. G. 1990: The Diatoms. 747 pp. Cambridge University Press. Cambridge.
- Sejrup, H. P., Hafliðason, H., Aarseth, I., Forsberg, C. F., King, E., Long, D. & Rokoengen, K. 1994: Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. *Boreas* 23, 1-13.

- Simonsen, R. 1962: Untersuchungen zur Systematik und Ökologie der Bodendiatomeen der Westlichen Ostsee. *Internationale Revue der Gesamten Hydrobiologie, Systematische Beiheft 1*, 1-144.
- Stabell, B. 1987: Changes on diatom floras in the late Quaternary Western and Southeastern Norwegian marine and freshwater sediments: Response to basin isolation from the sea. *Nova Hedwigia 44*, 305-326.
- Strøm, K. 1957: A lake with trapped Sea-Water ? *Nature 180*, 982-983.
- 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.
- Svendsen, J. I. 1985: Strandforskyvning på Sunnmøre. Bio- og litostratigrafiske undersøkelser på Gurskøy, Leinøy og Bergsøy. Unpublished Cand. real thesis, Department of Geology, University of Bergen, 142 pp.
- 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.
- Sønstegaard, E. 1974: Kvartærstratigrafiske undersøkelser i Os, Hordaland. Unpublished Cand. real thesis, Department of Geology, University of Bergen, 158 pp.
- Thomsen, H. 1982: Late Weichselian shore-level displacement on Nord-Jæren, south-west Norway. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 103*, 447-468.
- Tidevannstabeller 1998: Tidevannstabeller for den norske kyst med Svalbard samt Dover, England 1999. *Statens kartverk, sjøkartverket*.
- Undås, I. 1942: Fossilfunnet i Blomvåg. *Naturen 1942*, 97-107.
- Undås, I. 1963: Ra-morenen i Vest-Norge. 78 pp. J. W. Eide. Bergen.
- Vos, P. C. & de Wolf, H. 1988: Methodological aspects of paleo-ecological diatom research in coastal areas of the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw 67*, 31-40.
- 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.
- Zong, Y. 1997: Implications of *Paralia sulcata* abundance in Scottish isolation basins. *Diatom Research 12*, 125-150.

- Aa, A. R. & Mangerud, J. 1981: Glacialgeologi og vegetasjonsinnvandring i Indre Nordhordaland, Vest-Norge. *Norges geologiske Undersøkelse* 369, 33-75.
- Aarseth, I. 1971: Deglasiasjonsforløpet i Bjørnafjords-området, Hordaland. Unpublished Cand. real. thesis, University of Bergen,
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end morains between Hardangerfjorden and Sognefjorden, Western Norway. *Boreas* 3, 3-22.

RETTELSE:

Følgende referanser skal tilføyes referanselisten:

- Birks, H. H., Paus, A., Svendsen, J. I., Alm, T., Mangerud, J. & Landvik, J. Y. 1994: Late Weichselian environmental-change in Norway, including Svalbard. *Journal of Quaternary Science* 9, 133-145.
- Mangerud, J. & Gulliksen, S. 1975: Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada. *Quaternary Research* 5, 263-273.
- Mangerud, J., Larsen, E., Longva, O. & Sønstegaard, E. 1979: Glacial history of western Norway 15,000-10,000 B.P. *Boreas* 8, 179-187.
- Nydal, R. 1960: Trondheim natural radiocarbon measurements II. *Radiocarbon* 2, 82-96.
- Paus, A. 1990: Late Weichselian and early Holocene vegetation, climate, and floral migration at Utsira, North-Rogaland, southwestern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 70, 135-152.
- Sønstegaard, E. & Mangerud, J. 1977: Stratigraphy and dating of Holocene gully sediments in Os, Western Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 57, 313-346.
- Undås, I. 1945: Drag av Bergensfeltets kvartærgeologi I. *Norsk geologisk Tidsskrift* 25, 433-448.

Appendiks og vedlegg

Appendiks A	Kjerneoversikt	ii
Appendiks B	Artsliste for diatomèanalysen	iii
Appendiks C	Beskrivelse av <i>Cyclotella</i> sp. 1, 2 og 3	x
Vedlegg 1	Diatomèdiagram fra Langevatnet (505-02), forenklet analyse	
Vedlegg 2	Diatomèdiagram fra Langevatnet (505-02), forundersøkelse for vedl. 1	
Vedlegg 3	Pollendiagram fra Langevatnet (505-02)	
Vedlegg 4	Diatomèdiagram fra Grindavoll (505-16)	
Vedlegg 5	Pollendiagram fra Grindavoll (505-16)	
Vedlegg 6	Diatomèdiagram fra Lysøyvatnet (505-12)	

Appendiks A: Kjerneoversikt

Oversikt over kjerner og kjernedeler med kjernenummer fra lokaliteter benyttet i strandforskyvningsundersøkelsen.

Kjerne	Basseng	Vanddyp (cm)	Kjerne- nummer	Sedimentdyp ¹ (cm)	Innsamlet
505-01	Langevatnet	1790	505-01-01	0-190	12/09-96
			505-01-02	190-420	12/09-96
505-02	Langevatnet	1690	505-02-01	0-268	13/09-96
			505-02-02	268-468	13/09-96
			505-02-03	468-680	13/09-96
505-03	Langevatnet	700	505-03-01	} 0-480	18/09-96
			505-03-02		18/09-96
			505-03-03	480-700	18/09-96
505-08	Stølsmyra	-	505-08-01	250-450	April -97
			505-08-02	450-650	April -97
			505-08-03	650-850	April -97
			505-08-04	850-1050	April -97
			505-08-05	1050-1250	April -97
			505-08-06	1250-1440	April -97
505-12	Lysøyvatnet	900	505-12-01	230-369	28/05-97
			505-12-02	139-520	28/05-97
			505-12-03	520-740	28/05-97
505-13	Lysøyvatnet	930	505-13-01	0-190	29/05-97
			505-13-02	190-380	29/05-97
505-14	Lysøyvatnet	880	505-14-01	0-210	30/05-97
			505-14-02	210-400	30/05-97
			505-14-03	400-465	30/05-97
505-16	Grindavøll	-	505-16-01	425-584	Høst 98
505-17	Grindavøll	-	505-17-01	410-599	Høst 98
505-18	Grindavøll	-	505-18-01	210-352	Høst 98

¹ Dybdeskalaen i kjerner fra vann/innsjøer inkluderer ikke vanddypet, og er forskjellig fra skalaen brukt i felt, som inkluderer vanddyp.

Appendiks B: Artsliste

Fullstendig artsliste fra diatomèanalysen i Langevatnet, Lysøyvatnet og Grindavoll. Artene er listet alfabetisk og er angitt med den benyttede salinitetspreferansen.

- Achnanthes cf. carissima* Lange-Bertalot oligohalob indifferent
Achnanthes cf. curtissima, Carter, oligohalob indifferent
Achnanthes conspicua A. Mayer, halofob
Achnanthes delicatula (Kützing) Grunow, oligohalob halofil
Achnanthes delicatula ssp. hauckiana Lange-Bertalot, oligohalob halofil
Achnanthes flexella (Kützing) Brun, halofob
Achnanthes lanceolata (Brébisson) Grunow, oligohalob indifferent
Achnanthes levanderi Hustedt, oligohalob indifferent
Achnanthes minutissima Kützing, oligohalob indifferent
Achnanthes minutissima var. jackii (Rabenhorst) Lange-Bertalot, oligohalob indifferent
Achnanthes minutissima var. saprophila Kobayasi & Mayama, oligohalob indifferent
Achnanthes pusilla (Grunow) DeToni, oligohalob indifferent
Achnanthes saccula Carter, halofob
Achnanthes sp., ukjent
Achnanthes subatomoides (Hustedt) Lange-Bertalot & Archibald, oligohalob indifferent
Achnanthes suchlandtii Hustedt, oligohalob indifferent
Achnanthes ventralis (Krasske) Lange-Bertalot, oligohalob indifferent
Amphipleura rutilans (Trentepohl) Cleve, mesohalob
Amphora fogediana Krammer, oligohalob indifferent
Amphora holsatica Hustedt, mesohalob
Amphora libyca Ehrenberg, oligohalob indifferent
Amphora lineolata Ehrenberg, mesohalob
Amphora ovalis Kützing, oligohalob indifferent
Amphora pediculus (Kützing) Grunow, oligohalob indifferent
Amphora sp 1, polyhalob
Amphora sp., ukjent
Amphora tenerrima Aleem & Hustedt, mesohalob

- Amphora veneta* Kützing, oligohalob halofil
Anomoeoneis brachysira (Brébisson) Grunow, halofob
Anomoeoneis follis (Ehrenberg) Cleve, oligohalob indifferent
Anomoeoneis styriaca (Grunow) Hustedt, oligohalob halofil
Anomoeoneis vitrea (Grunow) Ross, oligohalob indifferent
Aulacoseira distans (Ehrenberg) Simonsen, oligohalob indifferent
Bacillaria paradoxa, Grunow, mesohalob
Biddulphia aurita (Lyngbye) Brébisson & Godey, polyhalob
Brachysira cf. aponina Kützing, mesohalob
Caloneis bacillum (Grunow) Cleve, oligohalob indifferent
Caloneis brevis (Gregory) Cleve, polyhalob
Caloneis silicula (Ehrenberg) Cleve, oligohalob indifferent
Caloneis sp., ukjent
Caloneis westii (W. Smith) Hendey, mesohalob
Chaetoceros sp., polyhalob
Chrysophyceae cysts
Cocconeis placentula Ehrenberg, oligohalob indifferent
Cocconeis costata Gregory, polyhalob
Cocconeis scutellum Ehrenberg, polyhalob
Cyclotella antiqua W. Smith, halofob
Cyclotella ocellata Pantocsek, oligohalob indifferent
Cyclotella pseudostelligera Hustedt, oligohalob indifferent
Cyclotella radiosa (Grunow) Lemmermann, oligohalob indifferent
Cyclotella sp. 1, mesohalob (se appendiks C)
Cyclotella sp. 2, oligohalob indifferent (se appendiks C)
Cyclotella sp. 3, oligohalob indifferent (se appendiks C)
Cyclotella stelligera Cleve og Grunow, oligohalob indifferent
Cymbella affinis Kützing, oligohalob indifferent
Cymbella angustata (W. Smith) Cleve, oligohalob indifferent
Cymbella caespitosa (Kützing) Brun, oligohalob indifferent
Cymbella cesatii (Rabenhorst) Grunow, oligohalob indifferent
Cymbella cymbiformis Agardh, oligohalob indifferent
Cymbella descripta (Hustedt) Krammer & Lange-Bertalot, oligohalob indifferent

- Cymbella designata* Krammer, oligohalob indifferent
Cymbella gracilis (Ehrenberg) Kützing, oligohalob indifferent
Cymbella hebridica (Grunow) Cleve, oligohalob indifferent
Cymbella hustedtii Krasske, oligohalob indifferent
Cymbella laevis Naegeli, halofob
Cymbella leptoceros (Ehrenberg) Grunow, oligohalob indifferent
Cymbella microcephala Grunow, oligohalob indifferent
Cymbella minuta Hilse, oligohalob indifferent
Cymbella naviculiformis (Auerswald) Cleve, oligohalob indifferent
Cymbella pusilla Grunow, oligohalob halofil
Cymbella silesiaca Bleisch, oligohalob indifferent
Cymbella sinuta Gregory, oligohalob indifferent
Denticula kuetzingii Grunow, oligohalob indifferent
Diatoma moniliformis Kützing, oligohalob halofil
Diatoma tenuis Agardh, oligohalob halofil
Diploneis alpina Meister, oligohalob indifferent
Diploneis bombus (Ehrenberg) Cleve, polyhalob
Diploneis didyma Ehrenberg, mesohalob
Diploneis finnica (Ehrenberg) Cleve, oligohalob indifferent
Diploneis interrupta (Kützing) Cleve, mesohalob
Diploneis oculata (Brébisson) Cleve, oligohalob indifferent
Diploneis ovalis (Hilse) Cleve, oligohalob halofil
Diploneis parma Cleve, oligohalob indifferent
Diploneis smithii (Brébisson) Cleve, polyhalob
Diploneis sp., ukjent
Diploneis subcincta (A. Schmidt) Cleve, polyhalob
Epithemia adnata (Kützing) Brébisson, oligohalob indifferent
Epithemia sorex Kützing, oligohalob indifferent
Eunotia fallax A. Cleve, oligohalob indifferent
Eunotia pectinalis (Kützing) Rabenhorst, halofob
Eunotia sp., ukjent
Fragilaria brevistriata Grunow, oligohalob indifferent
Fragilaria capucina Desmazières, oligohalob indifferent

- Fragilaria construens f. construens* (Ehrenberg) Grunow, oligohalob indifferent
Fragilaria construens f. venter (Ehrenberg) Hustedt, oligohalob indifferent
Fragilaria crotoneneis Kitton, oligohalob indifferent
Fragilaria famelica var. littoralis (Germain) Lange-Bertalot, oligohalob halofil
Fragilaria pinnata Ehrenberg, oligohalob indifferent
Fragilaria pinnata var. pinnata Ehrenberg, oligohalob indifferent
Fragilaria sp., ukjent
Fragilaria striatula Lyngbye, mesohalob
Fragilaria tenera (W. Smith) Lange-Bertalot, oligohalob indifferent
Fragilaria virescens Ralfs, halofob
Fragilariopsis cylindrus (Grunow) Krieger, polyhalob
Frustulia rhomboides var. saxonica (Rabenhorst) De Toni, halofob
Gomphonema acuminatum Ehrenberg, oligohalob indifferent
Gomphonema angustum Agardh, oligohalob indifferent
Gomphonema exiguum Kützing, mesohalob
Gomphonema parvulum (Kützing) Grunow, oligohalob indifferent
Gomphonema sp., ukjent
Gyrosigma acuminatum (Kützing) Rabenhorst, oligohalob indifferent
Gyrosigma fasciola (Ehrenberg) Cleve, mesohalob
Licmophora gracilis (Ehrenberg) Grunow, polyhalob
Mastogloia braunii Grunow, mesohalob
Mastogloia elliptica (Agardh) Cleve, mesohalob
Mastogloia exigua Lewis, mesohalob
Mastogloia smithii (Thwaites), mesohalob
Navicula absoluta Hustedt, oligohalob indifferent
Navicula angusta Grunow, halofob
Navicula bryophila Petersen, halofob
Navicula cancellata Donkin, polyhalob
Navicula capitata Ehrenberg, oligohalob indifferent
Navicula cocconeiformis Gregory, halofob
Navicula crucicula (W. Smith) Donkin, mesohalob
Navicula cryptocephala Kützing, oligohalob indifferent
Navicula cryptotenella Lange-Bertalot, oligohalob indifferent

- Navicula digitoradiata* (Gregory) A. Schmidt, mesohalob
Navicula directa W. Smith, polyhalob
Navicula dissipata Hustedt, polyhalob
Navicula fenestrella Hustedt, polyhalob
Navicula gallica var. *perpusilla* (Grunow) Lange-Bertalot, oligohalob indifferent
Navicula gregaria Donkin, mesohalob
Navicula halophila (Grunow) Cleve, oligohalob halofil
Navicula heimansii Dam & Kooyman, halofob
Navicula kriegerii Krasske, oligohalob indifferent
Navicula lanceolata (Agardh) Kützing, oligohalob halofil
Navicula litoricola Hustedt, polyhalob
Navicula muralis Grunow, oligohalob indifferent
Navicula oculata Krasske, oligohalob indifferent
Navicula palpebralis Brébisson, polyhalob
Navicula phyllepta Kützing, polyhalob
Navicula pseudoscutiformis Hustedt, halofob
Navicula pupula Kützing, oligohalob indifferent
Navicula pygmaea Kützing, mesohalob
Navicula radiosa Kützing, oligohalob indifferent
Navicula rhynchocephala Kützing, oligohalob indifferent
Navicula schmassmannii Hustedt, halofob
Navicula seminulum Grunow, oligohalob indifferent
Navicula sp., ukjent
Navicula subinflata Grunow, mesohalob
Navicula tenelloides Hustedt, halofob
Navicula variostriata Krasske, halofob
Navicula viridula (Kützing) Ehrenberg, oligohalob indifferent
Neidium affine (Ehrenberg) Pfitzer, oligohalob indifferent
Nitzschia angustata (W. Smith) Grunow, oligohalob indifferent
Nitzschia coarctata Grunow, polyhalob
Nitzschia fonticola Grunow, oligohalob indifferent
Nitzschia frustulum (Kützing) Grunow, oligohalob halofil
Nitzschia hungarica Grunow, mesohalob

- Nitzschia inconspicua* Grunow, oligohalob halofil
Nitzschia intermedia Hantzsch, oligohalob indifferent
Nitzschia levidensis Grunow, oligohalob halofil
Nitzschia palea (Kützing) W. Smith, oligohalob indifferent
Nitzschia paleacea (Grunow), oligohalob indifferent
Nitzschia pusilla (Grunow) Lange-Bertalot, oligohalob indifferent
Nitzschia sigma Kützing (W. Smith), mesohalob
Nitzschia socialis Gregory, mesohalob
Nitzschia sp., ukjent
Nitzschia valdestriata Aleem & Hustedt, oligohalob halofil
Paralia sulcata (Ehrenberg) Cleve, polyhalob
Pinnularia braunii (Grunow) Cleve, halofob
Pinnularia interrupta W. Smith, oligohalob indifferent
Pinnularia nodosa (Ehrenberg) W. Smith halofob
Pinnularia platycephala (Ehrenberg) Cleve, oligohalob indifferent
Pinnularia quadratarea (A. Schmidt) Cleve, polyhalob
Pinnularia sp., ukjent
Pinnularia streptoraphe Cleve, halofob
Pinnularia subcapitata Gregory, oligohalob indifferent
Pleurosigma elongatum, W. Smith, mesohalob
Rhabdonema minutum Kützing, polyhalob
Rhopalodia brebissonii Krammer, oligohalob halofil
Rhopalodia musculus (Kützing) O. Müller, mesohalob
Stauroneis anceps Ehrenberg, oligohalob indifferent
Stauroneis cf. elata Hustedt, mesohalob
Stauroneis obtusa Lagersted, oligohalob
Stauroneis phoenicenteron (Nitzsch) Ehrenberg, oligohalob indifferent
Stauroneis smithii Grunow, oligohalob halofil
Stauroneis sp., ukjent
Stauroneis spicula Hickie, mesohalob
Stephanodiscus alpinus Hustedt, oligohalob indifferent
Stephanodiscus hantzschii Grunow, oligohalob indifferent
Stephanodiscus medius Håkansson, oligohalob indifferent

- Stephanodiscus parvus* Stoermer & Håkansson, oligohalob indifferent
Synedra affinis Kützing, mesohalob
Synedra camtschatica Grunow, polyhalob
Synedra investiens W. Smith, mesohalob
Synedra ulna (Nitzsch) Ehrenberg, oligohalob indifferent
Tabellaria fenestrata (Lyngbye) Kützing, halofob
Tabellaria flocculosa (Roth) Kützing, halofob
Thalassionema nitzschioides Grunow, polyhalob
Thalassiosira eccentrica (Ehrenberg) Cleve – grupper, polyhalob
Thalassiosira gravida Cleve, polyhalob
Thalassiosira leptopus (Grunow) Hasle & Fryxell – grupper, polyhalob
Thalassiosira nordenskiöldi Cleve – grupper, polyhalob
Trachyneis aspera (Ehrenberg) Cleve, polyhalob

Appendiks C: Beskrivelse av *Cyclotella* sp. 1, 2 og 3

Beskrivelse og foto av de tre *Cyclotella* – artene hvor sikker artstilhørighet ikke er bestemt. Fotografiene er tatt via lysmikroskop.

Cyclotella sp. 1 (foto 1 A)

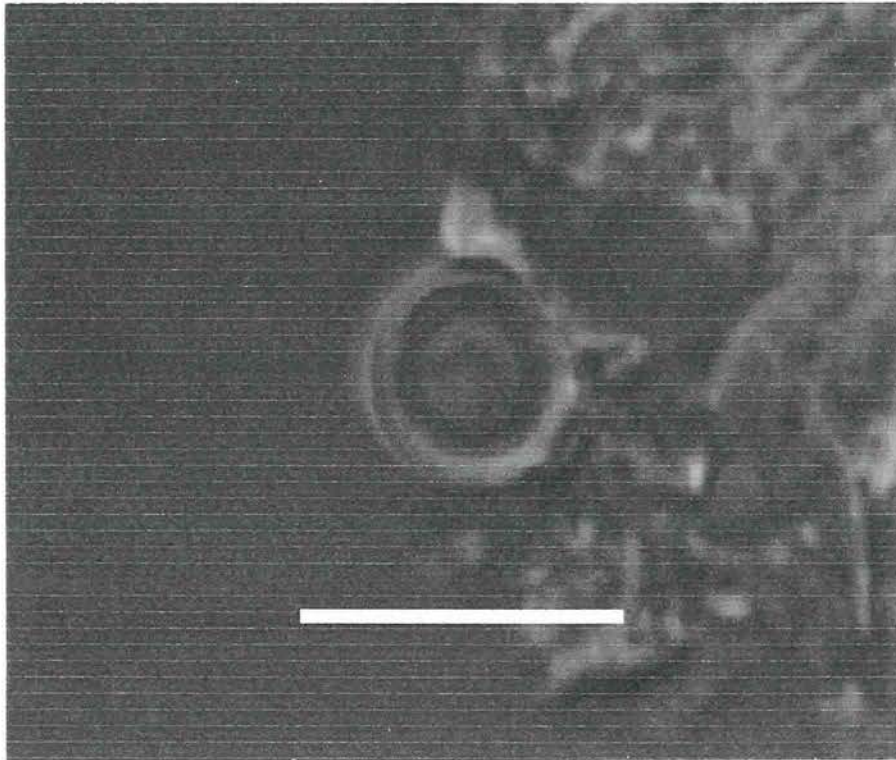
Cyclotella – art med sirkulært skall. Skallets diameter er målt til 7-10 μm , og de radiale striaene er korte med en jevn avslutning inn mot sentral området. Det er ikke mulig å telle antall stria per 10 μm i LM. Skallet har et hyalint området mellom de marginale stria og strukturen i midtfeltet. Midtfeltet er svakt tangentielt undulerende, og har uregelmessige eller radiale plasserte porer.

Ut fra disse kriteriene er det vanskelig å identifisere denne arten, som muligens også kan være en ny art. Tar man utgangspunkt i diatomèsammensetningen i spekter 450 viser det en entydig marin tendens, med bare spredte enkle skall av ferskvannsararter. Det er således høyst sannsynlig at *Cyclotella* sp. 1 hører til den mindre gruppen av marint og brakkvanns levende *Cyclotella* – arter. Denne gruppen inneholder blant annet *C. striata* og *C. stylorum*, som også har tangentielt undulerende midtfelt.

Cyclotella sp. 1 er i dette arbeidet betraktet som en indikator på marine forhold, fordi den opptrer utelukkende i spekter dominert av polyhalobe og mesohalobe arter.

Ved fotograferingen av *Cyclotella* sp. 1, fant professor Hans Schrader noen eksemplarer av en annen *Cyclotella* –art i samme spekteret (foto 1b). Denne har ikke et tangentielt undulerende midtfelt. I diatomètellingene av det aktuelle spekteret er det bare talt én art, og det er således mulig at det som er talt under *Cyclotella* sp. 1, grupperer sammen flere relativt like arter.

A



B

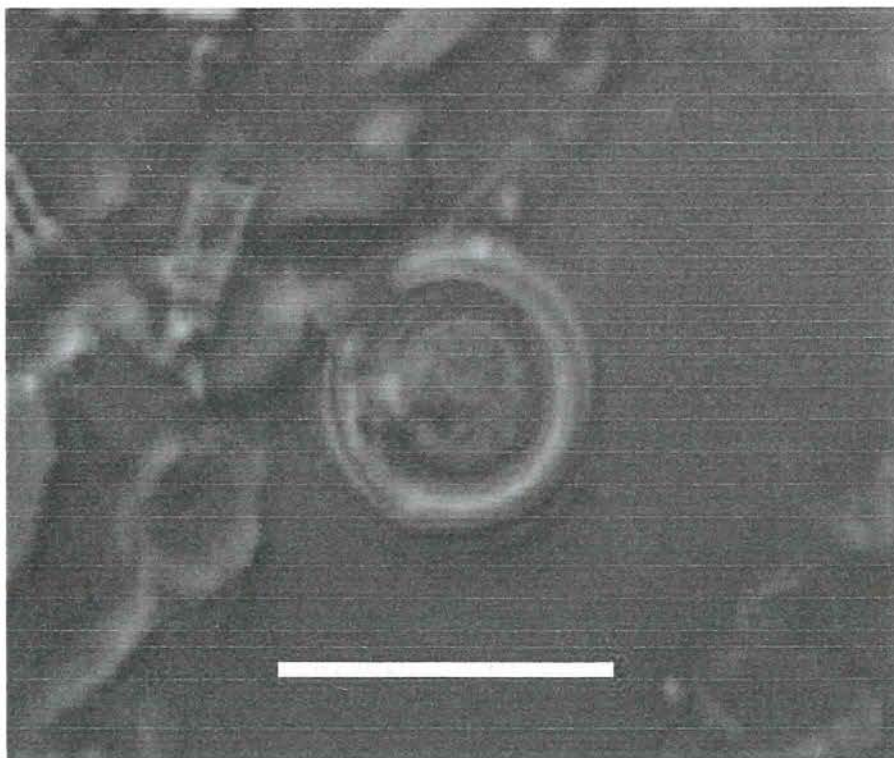


Foto 1 (A) *Cyclotella* sp 1. fotografert i lysmikroskop. (B) *Cyclotella* – art som trolig er talt som *Cyclotella* sp. 1, men som ikke har tangentielt undulerende midtfeldt. Skala (strek) er 10 μm .

***Cyclotella* sp. 2 (foto 2)**

Samtlige skall har en diameter på mellom 4-6 μm . De er sirkelrunde, med et midtfelt tydelig adskilt fra de omkringliggende radiale stria. Striaene er like lange og har en jevn avslutning inn mot midtfeltet av skallet. Stria-tettheten er ca 14 stria/10 μm . Midtfeltet består av to til fire uregelmessig plasserte fordypninger på den tilsynelatende flat overflaten.

Arten hører til *Cyclotella stelligeroid* – gruppen (H. Håkansson, pers. medd.). Denne gruppen er av Krammer & Lange-Bertalot (1991) betegnet med stor artsvariabilitet, noe som vanskeliggjør en nøyaktig artsidentifikasjon.

Cyclotella stelligera er av Krammer & Lange-Bertalot (1991) omtalt som kosmopolitisk ferskvannsart. *Cyclotella* sp. 2 blir i dette arbeidet ansett som en ferskvannsideikator.

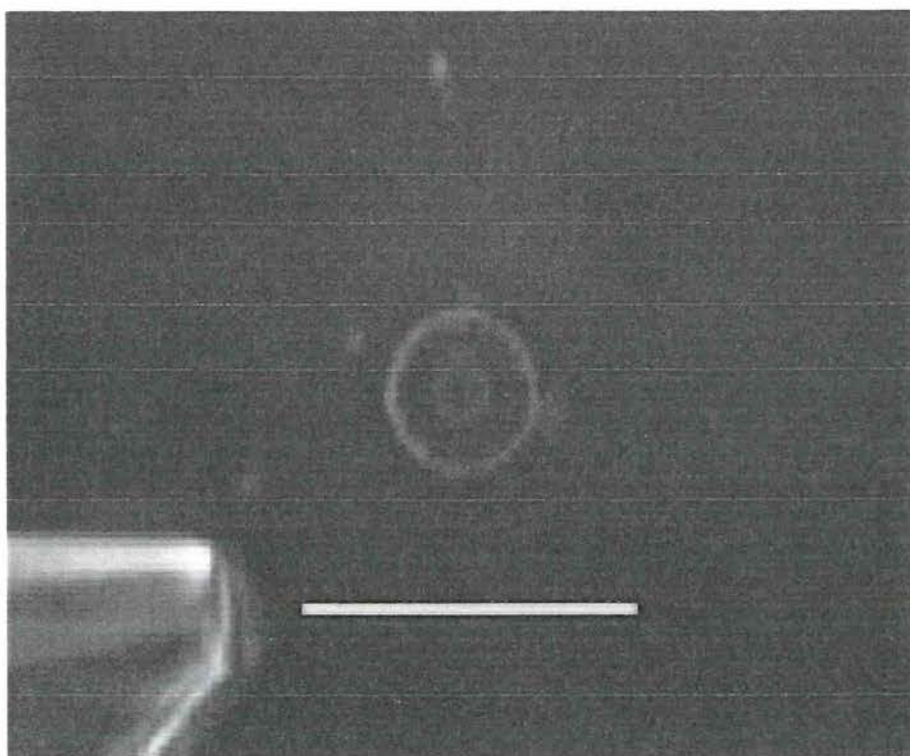


Foto 2 *Cyclotella* sp. 2. fotografert i lysmikroskop. Skala (strek) er 10 μm .

***Cyclotella* sp. 3 (foto 3)**

Denne arten er noe større enn *Cyclotella* sp. 2, med diameter 8-15 μm . Skallet har en sirkelrund til noe elliptisk form, og fremtrer i lysmikroskop som relativt flatt. De radiale striaene dekker ca. 1/3 av skall-radien. Disse går helt ut til kanten av skallet, og har en noe ujevn avslutning inn mot skallets midtfelt. Striaene har en tetthet på 12-15 stria/10 μm , og det ses ingen "skyggelinjer" (Schattenlinien). Midtfeltet har en radial struktur av uregelmessige rekker av punkter. Punkt-rekkene går helt ut til de radiale stria.

Arten er forevist H. Håkansson. Hun mener den er vanskelig å identifisere sikkert, men at den muligens kan være en *Cyclotella rossi* – type.

Krammer & Lange-Bertalot (1991) betegner *Cyclotella rossi* som en ferskvannsart, som trolig er kosmopolitisk. *Cyclotella* sp. 3 blir i dette arbeidet ansett som en ferskvannsindikator.

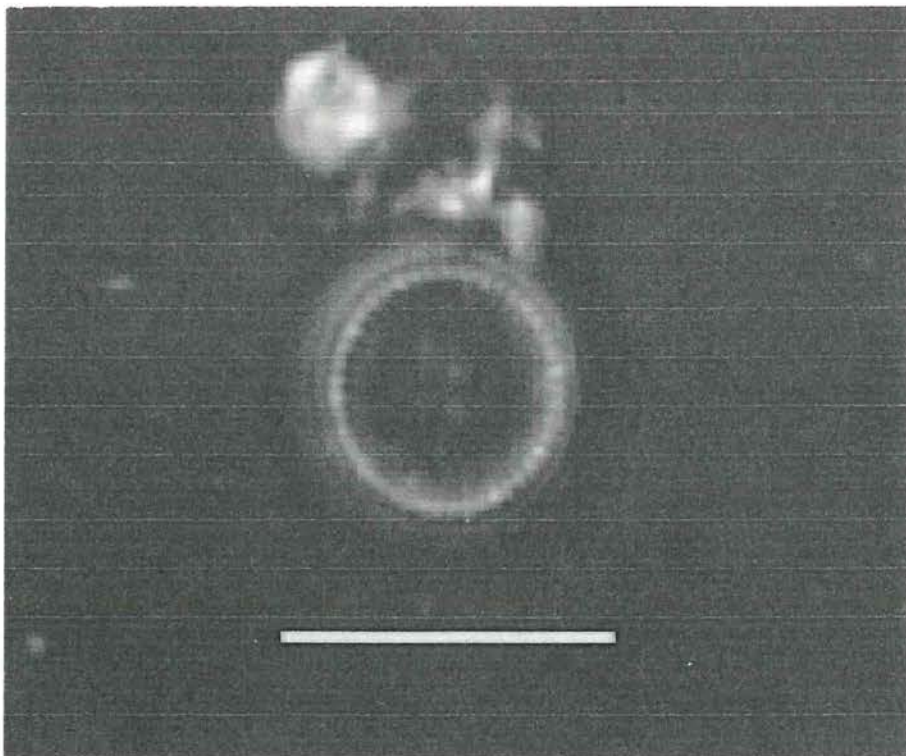


Foto 3 *Cyclotella* sp. 3 fotografert i lysmikroskop. Skala (strek) er 10 μm .