

*Den klimatiske og oseanografiske
utviklingen over Vøringplatået i
perioden Preboreal til Midt-Holosen*

Av

Siv Tanja Moe

*Cand. Scient. oppgave i geologi
Studieretning maringeologi*



Universitet i Bergen

November 2006

❧ FORORD ❧

Etter langt om lenge, og lenger enn langt er jeg endelig i mål. Tiden som hovedfagsstudent har vært både spennende og utfordrende, og er en erfaring jeg ikke ville vært foruten. Gode venner har gitt meg det som skulle til for å få fullført prosjektet jeg startet noen år tilbake. En stor takk rettes derfor til alle som ikke måtte finne navnet sitt under.

Jeg vil først av alt få takke min veileder, Eystein Jansen, for tålmodig å ha veiledet meg i alle disse årene. Jeg vil også få takke han for å ha gitt meg muligheten til å utvide min horisont, ved bl.a. å sende meg til Cambridge i England på "studiereise" og å "gi meg tillatelse" til å dra på tokt i Norskehavet.

Videre vil jeg takke Marius Meland og spesielt Bjørg Risebrobakken, for gjennomlesing av oppgaven, gode råd og diskusjoner, og for å ha tatt seg tid til å svare på spørsmål som kanskje ikke alltid var like intelligente.

Birgitte Nyland rettes en stor takk for gode råd og diskusjoner, og gjennomlesing av kapitler.

Trond Dokken takkes for lån av upubliserte data.

Rune Sørås takkes for tålmodig opplæring og hjelp i forbindelse med kjøring av massespektrometeret.

Mervyn Greaves og alle de andre på laboratoriet i Cambridge, takkes for opplæring og for å ha tatt så godt vare på meg den tiden jeg var der.

Ettersom jeg har vært fjernstudent den siste tiden av hovedfaget, rettes en kjempstor takk til Universitetsbibloteket, som har vært behjelpelig ved å sende meg artikler som ikke kunne skaffes på annen måte.

Min gode venn Beate, du takkes for uvurderlig støtte, og gode råd gjennom å dele dine erfaringer med det å skrive en hovedfagsoppgave. Videre takkes du for gode samtaler, og for å ha gitt meg litt input fra en verden utenfor. Ikke minst takkes du for å ha gitt meg en plass å bo når har jeg vært til Bergen på gjennomreise.

Til slutt vil jeg få takke familien min, for tålmodig å ha støttet meg gjennom dette prosjektet, og puffet meg videre mot mål. Pappa takkes for korrekturlesing av oppgaven.

Min kjære Audun: Tusen takk for all støtte og oppmuntring i tunge stunder. Takk for at du hørte på meg da jeg til tider begynte med mine lange utgreiinger om ting som du ikke har stort greie på, og for likevel å prøve å gi meg fornuftige svar. Til slutt vil jeg få takke Tassen, som faktisk var den som fikk meg opp og i gang om morgningen!

Espe, november 2006

❧ SAMMENDRAG ❧

Dette studiet er basert på en sedimentkjerne som er hentet fra sørlige deler av Vøringplataet (64°45.928'N, 04°46.195'Ø) i Norskehavet. På grunn av sin strategiske plassering i forhold til sirkulasjonsmønsteret, er Vøringplataet et mye brukt område i forbindelse med opptak av høyoppløselige sedimentkjerner. En centimeter tykke skriver ble tatt ut gjennom hele kjernen, og analyser ble kjørt på prøvematerialet.

Aldersmodellen er basert på 8 AMS ^{14}C -dateringer, og tidsoppløsningen i det meste av kjernen ansees for å være god. Aldersmodellen i de øverste 30 cm av kjernen er derimot kun basert på to kontrollpunkt, og da denne delen tilsynelatende dekker 4000 år er oppløsningen her redusert. Kjerne HM128-06 kan slik plasseres innenfor en tidsramme som strekker seg fra Preboreal (11,5 ka BP), til Midt-Holosen (5,4 ka BP).

Oksygen- og karbonisotoper ble utført på den bentiske arten *Cassidulina neoteretis* og den planktiske arten *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral). Videre er arten *Melonis barleeanum* blitt brukt i analyser på Mg/Ca-forhold, som la grunnlaget for beregning av $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdier i bunnvannsmassene i perioden som kjernen dekker. Sammen danner datasettene basisen for å kunne tolke variasjonene i vannsøylen over Vøringplataet, og for å vurdere hvordan et varierende vestavindsfelt og tilførsler av brine (og smeltevann), har påvirket området fra Preboreal til Midt-Holosen.

De paleoklimatiske signalene antyder at et sterkt (men varierende) vestavindsfelt kan ha vært medvirkende i transporten av kalde og ferske arktiske vannmasser til Vøringplataet. Dette har videre påvirket Den arktiske front som har hatt en fluktuerende adferd i perioden, og slik sørget for at kjernelokaliteten ble utsatt for forskjellige vannmasser. Signalene tyder videre på at området var sterkt preget av brine- og smeltevanntilførsler under store deler av perioden, og episoder som tilsynelatende kan forbindes med Den preboreale oscillasjonen, "Den boreale oscillasjonen", "8,2 ka-hendelsen" og Holosen klimatiske optimum er gjenkjendt. Styrken på pulsene med brine og smeltevann, ser derimot ut til å ha variert. Dette indikerer at kilden til vannmassene har vært forskjelling. Da transport vil føre til at vannmasser blander seg med hverandre, medfører dette at de paleoklimatiske signalene sannsynligvis tynnes ut. Slik blir svake brine- og smeltevanntilførsler i denne oppgaven, tolket til å være forbundet med vannmasser som er transportert langveis fra (e.g. Arktis og/eller Grønlandshavet). Sterke signaler kan derimot være relatert til vannmasser fra en mer lokal kilde (e.g. episoden ved ~10,0 ka BP).

Innholdsfortegnelse

Kapittel 1; Introduksjon	1
1.1 Prosjektbeskrivelse	1
1.2 Målsetting	1
1.2.1 Den nordatlantiske oscillasjonen; Hypotese 1	2
1.2.2 Saltpumping, en form for dypvannsdannelse; Hypotese 2	5
1.3 Klimavariabilitet i Norskehavet	7
Kapittel 2; Områdebeskrivelse	11
2.1 De nordiske hav og deres batymetri	11
2.1.1 Vøringplataet	12
2.2 Vannmasser i De nordiske hav	14
2.2.1 Overflatevannmasser og frontsystem	14
2.2.2 Intermediære vannmasser	15
2.2.3 Dypvann og dypvannsdannelse	17
2.3 Sirkulasjon i De nordiske hav	18
2.3.1 Overflatesirkulasjon	18
2.3.2 Dypvannsirkulasjon	21
2.3.3 Den termohaline sirkulasjonen	22
2.4 Vannmasser og sirkulasjon langs den midtnorske kontinentalskråningen; et sammendrag	22
Kapittel 3; Materiale og metode	25
3.1 Materiale	25
3.2 Oksygen- og karbonisotoper	27
3.2.1 Temperaturberegning ved bruk av oksygenisotoper	28
3.2.2 Oksygenisotoper og vitaleffekt	30
3.2.3 Karbonisotoper	30
3.3 Mg/Ca- analyser	32
3.3.1 Metode	32
3.3.2 Renseprosess	33
3.3.3 Elementanalyse	35
3.3.4 Korrigering av Mg/Ca-verdiene	37
3.3.5 Mg/Ca temperaturberegninger og kalkulering av $\delta^{18}\text{O}_v$	38
Kapittel 4; Aldersmodell	41
4.1 Dateringer og aldersmodell for kjerne HM128-06	41
4.1.1 Valg av kontrollpunkt	43
4.1.2 Den endelige aldersmodellen	45

Kapittel 5; Resultater	47
5.1 Kornfraksjoner	47
5.2 Resultater fra Mg/Ca-analysene	49
5.3 Resultater fra oksygenisotopanalysene	52
5.3.1 Planktiske oksygenisotoper	52
5.3.2 Bentiske oksygenisotoper	54
5.4 Resultater fra karbonisotopanalysene	56
5.4.1 Planktiske karbonisotoper	56
5.4.2 Bentiske karbonisotoper	58
5.5 Temperatur	60
5.6 Salinitet	65
Kapittel 6; Diskusjon	67
6.1 Vurdering av Mg/Ca-verdiene anvendelighet	67
6.1.1 Silikatforurensing	67
6.1.2 Sekundær kalsittutfelling	69
6.1.3 Mg/Ca og karbonatione effekten	71
6.1.4 Oppløsning	72
6.1.5 Temperaturkalibrering	73
6.2 Vurdering av oksygenisotopenes anvendelighet	74
6.2.1 Karbonatione effekten	74
6.2.2 Oppløsning	74
6.2.3 Vertikal migrering	75
6.3 Den klimatiske og oseanografiske utviklingen over Vøringplatået	76
6.3.1 Preboreal	78
6.3.2 Boreal	83
6.3.3 Holosen klimatiske optimum og Midt-Holosen	87
6.4 Den klimatiske og oseanografiske utviklingen over Vøringplatået, i forhold til et varierende vestavindsbelte og tilførsel av lettisotopiske vannmasser	90
Kapittel 7; Konklusjon	95
Kapittel 8; Referanser	97
Appendiks	

KAPITTEL 1

❧ INTRODUKSJON ❧

1.1 Prosjektbeskrivelse

Prosjektet ”Decadal to Century scale changes in the vertical water mass structure of the Norwegian Sea – climatic implications and possible forcing”, ble formulert etter et ønske om å skape et internasjonalt samarbeid mellom ulike forskningsgrupper innen paleoklimatologi. Professor Eystein Jansen fra Bjerknessenteret for klimaforskning er hovedansvarlig for prosjektet, som også inkluderer forskningsdirektør Helge Drange og forsker Kjetil Lygre ved Nansen Senter for miljø og fjernmåling (NERSC), samt professor Henry Elderfield ved Universitetet i Cambridge, UK. Prosjektet er finansiert gjennom CESOP (Coordinated European Ocean Palaeo-estimation Collaboration), et EU-prosjekt som omfatter et samarbeid mellom 6 europeiske land. Prosjektet tar sikte på å undersøke hypotesen om at den vertikale utstrekningen av Atlanterhavsvann, påvirkes av storskala atmosfæriske pådrivsmekanismer som den nordatlantiske oscillasjonen. Undersøkelsene vil bli gjort gjennom studie og analyser av instrumentelle data, palaeo-observasjoner og klimamodelleringer. Målet for prosjektet er å utvikle en metode som ved hjelp av ulike datasett, kan gi en pekepinne på hvordan innstrømningen av Atlanterhavsvann inn i De nordiske hav har vært i et dekadisk perspektiv og hvordan pådrivsmekanismer har vært involvert i tidligere tiders klimaendringer. Dette hovedfaget tar seg av en del av paleo-observasjonsdataene som nevnes ovenfor, gjennom geokjemiske analyser av planktiske og bentiske foraminiferer i et transekt langs den norske kontinentalskråningen.

1.2 Målsetting

Av geokjemiske analyser er det blitt utført oksygen- og karbonisotopanalyser på planktiske foraminiferer, samt oksygenisotop-, karbonisotop- og magnesiumkalsiumanalyser på bentiske foraminiferer. Ved å sammenligne de planktiske og bentiske datasettene, kan man etablere et forhold mellom ti-/hundreårige klimatiske endringer og den vertikale vannmassestrukturen langs den norske kontinentalskråningen. Målet med oppgaven er ved å se på endringene i den vertikale vannmassestrukturen og vurdere i hvilken grad de kan relateres til storskala

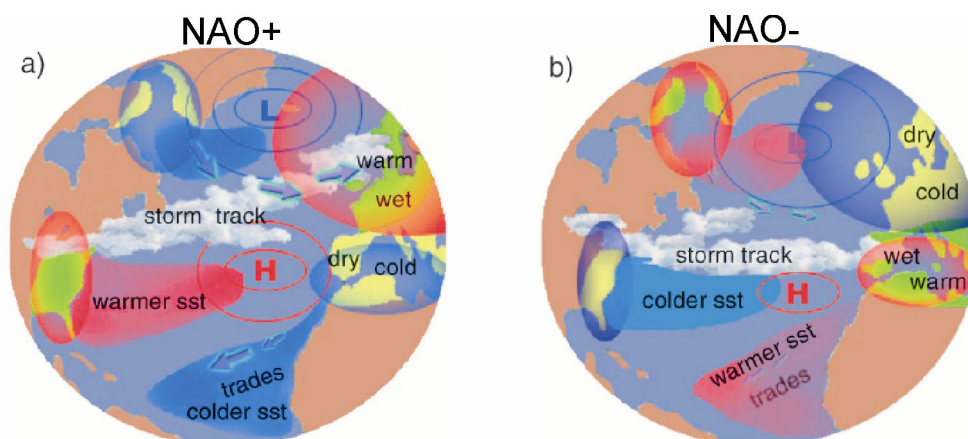
atmosfæriske pådrivsmekanismer som opererer på dekadisk og lengre tidsskala (se Kapittel 1.2.1), eller til ”saltpumping” (se Kapittel 1.2.2).

1.2.1 Den nordatlantiske oscillasjonen; Hypotese 1

Den nordatlantiske oscillasjonen (NAO) er et av flere atmosfæriske sirkulasjonsmønstre, som er med på å dirigere klimaet over østlige deler av Nord-Amerika, Nord-Atlanteren og Europa (Hurrell m.fl., 2003; 2001; Wanner m.fl., 2001). Det sies derimot at NAO er det mest fremtredende av dem (Bojariu og Gimeno, 2003; Furevik og Nilsen, 2005; Hurrell m.fl., 2003), og det er i motsetning til de andre registrerbart hele året gjennom (Barnston og Livezey, 1987; Pozo-Vazquez m.fl., 2000). Av atmosfæriske sirkulasjonsmønstre vil det i denne oppgaven således bli fokusert på den nordatlantiske oscillasjonen.

NAO utvikler seg på grunn av lufttrykksvariasjoner mellom et lavtrykkssenter over Island og et høytrykkssenter over Azorene (Pozo-Vazquez m.fl., 2000; Rogers, 1984), og defineres som differansen i standardisert lufttrykk ved havnivå (heretter SLP, ”sea-level pressure”) mellom disse sentrene (Hurrell og van Loon, 1997; Luterbacher m.fl., 1999; Marshall m.fl., 2001; Robertson m.fl., 2000; Rodwell m.fl., 1999). Lufttrykksentrene danner slik dipolmønstret som ofte forbindes med NAO (Figur 1.1) (Dickson m.fl., 1996; Hurrell m.fl., 2003; Wanner m.fl., 2001). Differansen blir kalt en NAO-indeks, som er et mål på styrken til vestavindsbeltet (Furevik, 2000; Furevik, 2001; Furevik og Nilsen, 2005; Hurrell, 1995; Jansen, 2000; Wanner m.fl., 2001). Til tross for at NAO er det mest fremtredende sirkulasjonsmønstrene på den nordlige halvkule, er det viktig å understreke at det kun er ansvarlig for om lag 1/3 av SLP-variasjonene her (Barnston og Livezey, 1987; Hurrell, 1996; Hurrell m.fl., 2003) og videre at NAO ikke alltid er det dominerende sirkulasjonsmønstret for klimaet i Europa (Luterbacher m.fl., 1999).

Den kraftige innvirkningen som NAO har på vestavindsbeltet forårsaker store årlige endringer i vindstyrke, vindretning, stormbaner og stormintensitet over Atlanterhavet og innover Europa, og virker således også inn på varme- og fuktighetstransporten her (Hurrell m.fl., 2003; 2001; Hurrell og van Loon, 1997; Marshall m.fl., 2001). Dette vil igjen influere faktorer



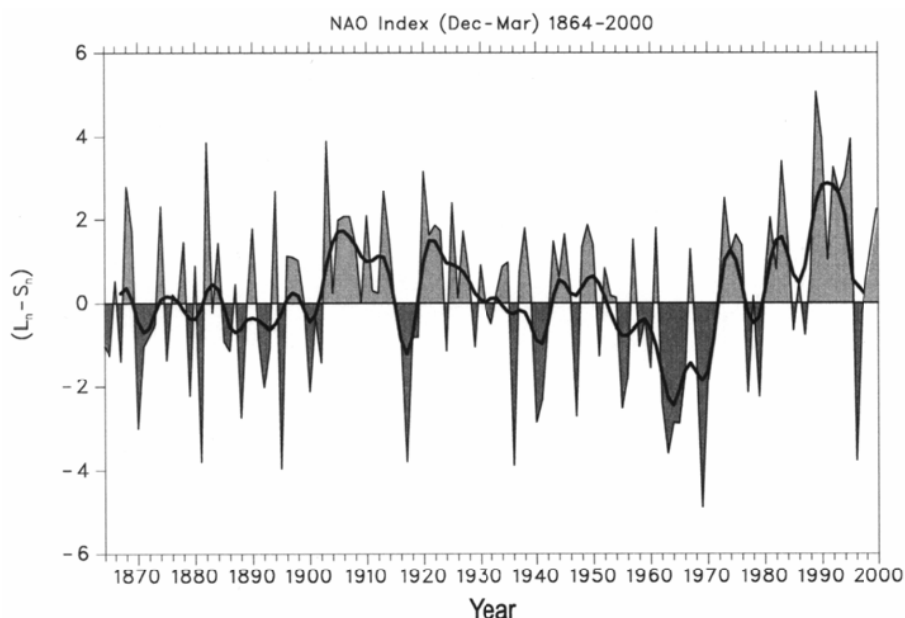
Figur 1. 1 Figuren viser hvordan en tilstand med positiv (a) og negativ (b) NAO-indeks kan se ut. Men ettersom NAO er et pulserende fenomen som også kan ha indekstilstander som ligger mellom de to som er vist på figurene over, er det viktig å få frem at NAO ikke er et bimodalt fenomen (Wanner m.fl., 2001). Figurene er hentet fra Bojariu og Gimeno (2003).

som varmeutvekslingen mellom hav og luft, utbredelsen av havis, den termohaline sirkulasjonen og videre konveksjonen og dypvannsdannelsen i Nord-Atlanteren (Bellucci og Richards, 2006; Deser m.fl., 2000; Eden og Jung, 2001; Hurrell, 1995; Hurrell m.fl., 2003; 2001; Mehta m.fl., 2000). Sannsynligvis er det også flere faktorer som virker tilbake på NAO, som for eksempel overflatetemperaturer (SST, ”sea-surface-temperature”), utbredelse av havis, snødekke, albedo og muligens antropogene utslipp av klimagasser (Bojariu og Gimeno, 2003; Deser m.fl., 2000; Dickson m.fl., 2000; Hurrell m.fl., 2001; Robertson m.fl., 2000; Rodwell og Folland, 2003; Rodwell m.fl., 1999; Wanner m.fl., 2001).

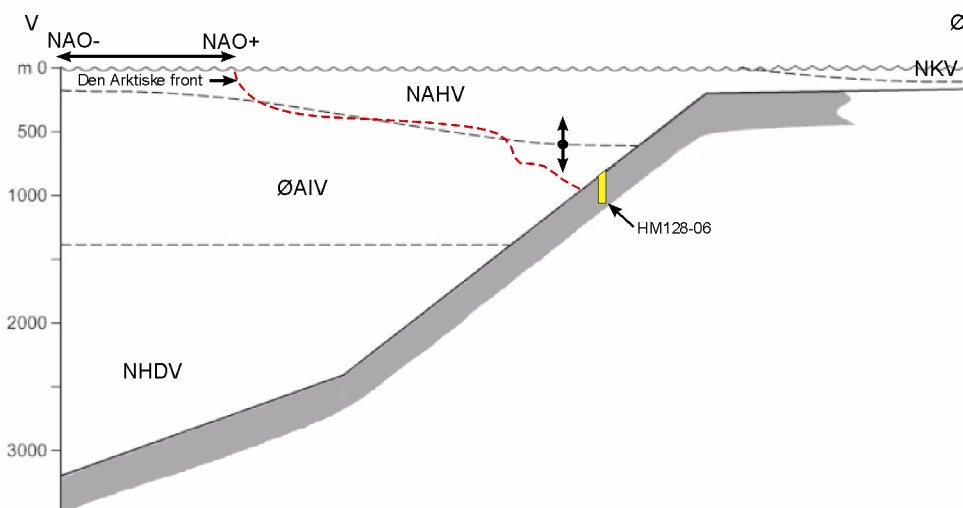
Sirkulasjonsmønsteret er mest fremtredende i vinterhalvåret, og SLP-variasjonene når et minimum i sommermånedene juni-august (Bojariu og Gimeno, 2003; Hurrell m.fl., 2003; 2001; Hurrell og van Loon, 1997). Av denne grunn fokuserer gjerne de fleste studier av NAO på dynamikken i vinterhalvåret, ettersom sirkulasjonsmønsteret da vil ha størst innvirkning på temperatur og nedbør (Hurrell m.fl., 2003; 2001). På årlig basis kan vintermånedene slik deles inn etter de med en NAO-indeks større enn 1,0 (Figur 1.1a), og de med en NAO-indeks mindre enn $-1,0$ (Figur 1.1b) (Hurrell, 1995). Årlige endringer i NAO kan forklares med variasjoner i atmosfærisk sirkulasjon alene, mens ved tiårige endringer er også hav og havis medvirkende til dynamikken (Bjerknes, 1959; Wanner m.fl., 2001). I tilknytning til dette ser man langvarige perioder med anormale atmosfæriske svingninger, hvor en tilstand med positiv eller negativ vinter-indeks kan vedvare i flere tiår (Hurrell, 1995). Et eksempel på dette er de siste 30 årene, hvor NAO-indeksen i stor grad har vært mer positiv enn negativ

(Figur 1.2) (Hurrell, 1995; Hurrell og van Loon, 1997; Marshall m.fl., 2001). Siden 1950 er den dekadiske variasjonen i NAO blitt mye mer fremtredende, men årsaken til dette er fortsatt uklar (Hurrell, 1995).

I en situasjon med en positiv NAO-indeks er vestavindsbeltet sterkere enn normalt, med forsterkede lufttrykkssenter over Island og Azorene (Bojariu og Gimeno, 2003; Hurrell m.fl., 2001; Hurrell og van Loon, 1997; Viles og Goudie, 2003; Wanner m.fl., 2001). Lavtrykksenter over Island vil av denne grunn strekke seg lenger nordøstover, og inn i De nordiske hav (Furevik og Nilsen, 2005). Dette vil videre få varme- og fuktighetstransporten til å gå lenger nordøst innover i Nord-Europa og Skandinavia, og gi varmere og våtere klima både her, i Russland og i sentrale deler av Asia (Figur 1.1a) (Hurrell, 1995; Marshall m.fl., 2001). Over sørlige deler av Europa, Middelhavet og Nord-Afrika vil det derimot være en merkbar reduksjon i transporten, og følgelig vil klimaet bli kjøligere og tørrere i områdene rundt Grønland og Middelhavet (Hurrell, 1995; Marshall m.fl., 2001). Ved en negativ NAO-indeks vil situasjonen som er beskrevet over være direkte motsatt, ettersom vestavindsbeltet er svakt og således også lufttrykksentrene over Island og Azorene (Figur 1.1b) (Hurrell m.fl., 2001; Pozo-Vazquez m.fl., 2000).



Figur 1. 2 Figuren viser endringene i NAO-indeksen, som er definert som differansen i normalisert lufttrykk mellom Lisboa og Stykkisholmur, fra 1864 til 2000. Figuren er hentet fra Wanner (2001).



Figur 1. 3 Figuren viser et øst-vest utsnitt av vannmassestrukturen langs den norske kontinentalskråningen ved Vøringplataet, og hvordan storskala atmosfærisk pådriv (i.e. Den nordatlantiske oscillasjonen (NAO)) påvirker de øvre vannmassene her. På figuren er også lokaliteten for kjerne HM128-06 avmerket, men det gjøres oppmerksom på at dimensjonen på avmerkingen i forhold til dyp ikke er reell. NKV, Norskekystvann; NAHV, Norsk atlantehavsvann; ØAIV, Øvre arktisk intermediært vann; NHDV, Norskehavs dypvann. Figuren er hentet og modifisert etter Berstad m.fl. (2003).

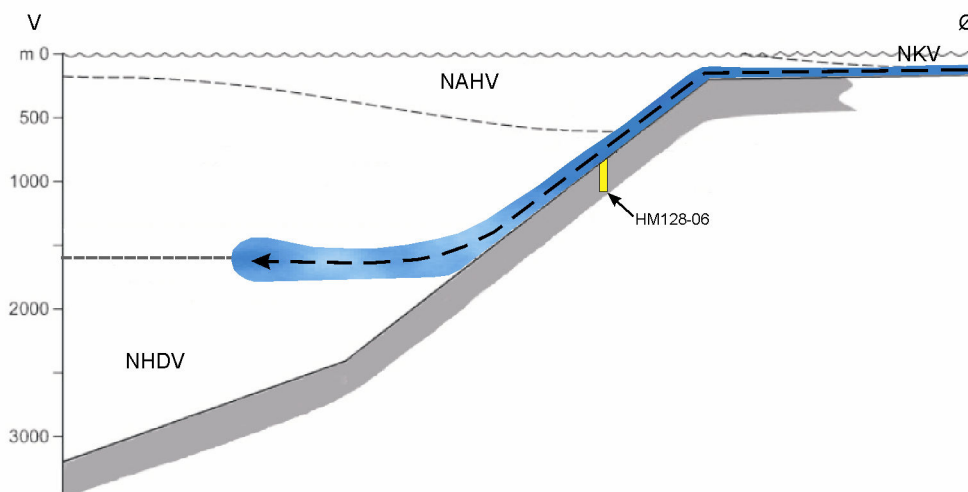
I hypotese 1 ser man på hvilken effekt Den nordatlantiske oscillasjonen har på den vertikale vannmassestrukturen langs kontinentalskråningen ved Vøringplataet (Figur 1.3). Kjerne HM128-06 er hentet fra en lokalitet direkte under den østlige armen av Den norske atlantehavsstrømmen (Shetlandsstrømmen) (Figur 2.3), som viser seg å ha en nær forbindelse med NAO-indeksen (Orvik m.fl., 2001). En positiv NAO-indeks vil forårsake at den laterale utbredelsen av Den norske atlantehavsstrømmen reduseres, og Den arktiske fronten ”presses” nærmere Norskekysten (Blindheim m.fl., 2000; Blindheim og Østerhus, 2005). Langs kontinentalskråningen fører dette til at grensesjiktet mellom Norsk atlantehavsvann og Norskehavsdypvann beveger seg ned under kjernelokalitet, og varmt vann påvirker dermed foraminiferene som lever der (Figur 1.3). Dette vil man i de bentiske datasettene kunne se som en temperaturøkning. Ved en negativ NAO-indeks trekker Den arktiske fronten seg vestover, og dyphavsvann går over kjernelokaliteten igjen. Effekten av dette vil man i de bentiske datasettene kunne se som et temperaturfall.

1.2.2 ”Saltpumping”, en form for dypvannsdannelse; Hypotese 2

Dypvannsproduksjonen i Norskehavet i dag skjer hovedsaklig ved termohalin konveksjon (se kapittel 2.2.3). Men i Barentshavet skjer den derimot ved utskillelse av en tung, høysalin

vannmasse som kalles brine (Midttun, 1985), en prosess som også var viktig i Norskehavet under Yngre Dryas og forhenværende stadiale perioder (Berger og Jansen, 1995; Dokken og Jansen, 1999; Hald og Aspeli, 1997; Veum m.fl., 1992). Tilførsel av store mengder smeltevann forårsaket en reduksjon i overflatesaliniteten (SSS; "sea-surface salinity") (Jansen og Veum, 1990), og videre en rask nedkjøling av overflatevannmassene. Dette bremsset innstrømmingen av Atlanterhavsvann (Manabe og Stouffer, 1997), noe som igjen påvirket ventilasjonen og la forholdene tilrette for havisdannelse (Birks og Koc, 2002; Dokken og Jansen, 1999). Under denne prosessen forårsaker nedkjølingen at tettheten i vannet øker. Lave temperaturer vil så få overflatevannet til å fryse, men tettheten i underliggende vannmasser vil fortsette å øke ettersom salt skilles ut under fryseprosessen (Dokken og Jansen, 1999; Midttun, 1985). Denne formen for dypvannsproduksjon er forbeholdt grunnere deler av et basseng (i.e. kontinentalhyller/ -skråninger), men ettersom vannmassen blir tyngre og synker vil den strømme videre ut i dypere deler av bassenget (Figur 1.4) (Johannessen, 1986; Midttun, 1985; Swift, 1986). Under stadiale perioder tidlig i deglasiasjonen, er prosessen identifisert via et tydelig lettisotopisk signal på $\sim 1-1,5$ ‰ i de bentiske verdiene (Dokken og Jansen, 1999). Brine er også relatert til Yngre Dryas, men signalene er her noe mindre i forhold til tidligere stadiale/glasiale perioder (Dokken og Jansen, 1999; Meland m.fl., 2006). Ettersom $\delta^{13}\text{C}_{\text{bentisk}}$ reflekterer graden av ventilasjon, kan også denne isotopen brukes til å identifisere brine (Jansen og Veum, 1990). Da vannmassen ble dannet under perioder med liten grad av ventilasjon, vil en lav/lett $\delta^{13}\text{C}_{\text{bentisk}}$, gjerne i tilknytning til en tydelig redusert/lett $\delta^{18}\text{O}_{\text{bentisk}}$, således gi indikasjoner på "saltpumping" og vannmasser med egenskaper som ligner dagens Antarktisk bunnvann (oksygenfattigt og næringsrikt) (Dokken og Jansen, 1999; Jansen og Veum, 1990; Veum m.fl., 1992).

I Hypotese 2 ser man på hvilken effekt brine har på den vertikale vannmassestrukturen langs kontinentalskråningen ved Vøringplataet. Da tettheten i vannmassene øker på grunn av økt salinitet, vil en tung, høysalin vannmasse strømme via kontinentalsokkelen og nedover kontinentalskråningen. Etter hvert som vannmassen når ned til dypvannsmasser med høyere tetthet enn det den har selv, vil den spre seg utover og legge seg som et teppe langs en isopykn (en linje med samme tetthet) (Figur 1.4). Skillet mellom de to vannmassene vil med tiden gradvis eroderes bort, ettersom de blander seg med hverandre (Blindheim m.fl., 2000). Siden det er et lineært blandingsforhold mellom salinitet og $\delta^{18}\text{O}_v$, vil høyere salinitet under normale omstendigheter også gi en økt $\delta^{18}\text{O}_v$. Men ettersom det under dannelse av havis



Figur 1. 4 Figuren viser det samme øst-vest utsnittet som i figur 1.1, men her er vannmassestrukturen noe endret p.g.a. en annen form for dypvannsproduksjon i området. NKV, Norskekystvann; NAHV, Norsk atlantehavsvann; AADV, Antarktisk dypvann; NHDV, Norskehavsdypvann. Figuren er hentet og modifisert etter Berstad m.fl. (2003).

nærmest ikke skjer noe isotopisk fraksjonering (Craig og Gordon, 1965; Dokken og Jansen, 1999), vil det ved tilførsel av brine derimot ikke være noen særlig endring i $\delta^{18}\text{O}_v$. Vannmasser som er karakterisert av lette isotoper vil på grunn av økt massetetthet bli fraktet nedover mot bunnen, og gi en lettisotopisk trend med urealistisk høy amplitude ($>\sim 1\text{‰}$) i de bentiske oksygenisotopene (Dokken og Jansen, 1999; Meland m.fl., 2005).

1.3 Klimavariabilitet i Norskehavet

Klimaet i Norskehavet blir etter siste istid gradvis varmere. Men denne oppvarmingstrenden viser seg derimot flere ganger å bli avbrutt av en rekke kalde perioder, ettersom klimaet på denne tiden var svært sensitivt og det skulle lite til for å fremdrive endringer.

Yngre Dryas er den første kalde perioden som punkterte oppvarmingen ved 12,7–11,5 ka BP (ka BP, 1000 år før nåtid) (Birks m.fl., 2005; Klitgaard-Kristensen m.fl., 2001; Meissner og Clark, 2006). Tidlig Yngre Dryas var karakterisert av arktisk/polare vannmasser med overflatetemperaturer (SST, "sea surface temperature") like over frysepunktet ($\sim 2\text{--}4\text{ °C}$), og med redusert salinitet som følge av ferskvannsansamlinger (Birks og Koc, 2002; Ebbesen og Hald, 2004; Karpuz og Jansen, 1992; Klitgaard-Kristensen m.fl., 1998a). Norskehavet var sannsynligvis dekket av is gjennom vinterhalvåret, bortsett fra en isfri korridor over

Vøringplataet hvor en redusert Atlanterhavsstrøm drev sakte nordover (Birks og Koc, 2002; Birks m.fl., 2005; Hald m.fl., 1996; Koc m.fl., 1993). Midten av Yngre Dryas var mildere enn både begynnelsen og slutten, som derimot var preget av overflatetemperaturer som fluktuerte mellom stadiale og interstadiale verdier ($\sim 2-10$ °C) (Ebbesen og Hald, 2004). Dette antas å henge sammen med endringer i den termohaline sirkulasjonen og varierende innstrømming av Atlanterhavsvann (Ebbesen og Hald, 2004), noe som Jansen og Bjørklund (1985) kalte for periodisk overflatesirkulasjon med havisdekke relatert til kalde sesonger (Karpuz og Jansen, 1992; Klitgaard-Kristensen m.fl., 2001).

Yngre Dryas ble etterfulgt av Holosen, en varm periode som strekker seg fra 11,5 ka BP og frem til i dag. Tidlig Holosen (også kalt Preboreal; 11,5–10,5 ka BP) var preget av økt innstrømming av Atlanterhavsvann, med medfølgende oppvarming av både overflate- og bunnvannmassene (Birks og Koc, 2002; Klitgaard-Kristensen m.fl., 2001; Koc m.fl., 1993). Data gjort på foraminiferer og diatomer viser en Yngre Dryas-Preboreal SST-økning på ~ 7 °C, og ved Vøringplataet for ca. 10,0 k år siden gav dette sommer-SST på $\sim 10-12$ °C (Birks og Koc, 2002; Birks m.fl., 2005). Tilsvarende vinter-SST var $\sim 5-8$ °C, noe som indikerer kalde men isfrie tilstander i området (Birks m.fl., 2005). Atlanterhavsstrømmen var fullt utviklet allerede i Preboreal (Birks og Koc, 2002), noe som det også er landbaserte beviser for. Utviklingen av bjørkeskog etter Preboreal gir nemlig indikasjoner på at dagens sirkulasjonsmønster langs Norskekysten, sannsynligvis har eksistert i en tilnærmet lik tilstand siden $\sim 11,2$ ka BP (Seppa m.fl., 2002). Polarfronten som under Yngre Dryas kan ha hatt en oscillerende bevegelse og lagt direkte over eller i nærheten av Vøringplataet (Birks og Koc, 2002; Klitgaard-Kristensen m.fl., 1998a), flyttet seg hurtig nordover ettersom Atlanterhavsstrømmen ble reaktivert igjen (Koc m.fl., 1996). Men det tok lenger tid før den trakk seg tilbake vestover mot Grønland (Jansen m.fl., 1983; Karpuz og Jansen, 1992), og fjernet seg sannsynligvis ikke fra Vøringplataet før $\sim 9,5$ ka BP (Birks og Koc, 2002).

Oppvarmingen i Preboreal og Boreal (10,5–9,0 ka BP) skjedde trinnvis (Koc m.fl., 1996), og det er registrert flere korte intervaller med temperaturfluktuasjoner (Hald og Aspeli, 1997; Klitgaard-Kristensen m.fl., 2001; Meissner og Clark, 2006). I perioden frem til $\sim 9,0$ ka BP er det mellom annet registrert to korte, kalde intervaller (ved $\sim 11,2$ og $\sim 9,2$ ka BP) (Andersen m.fl., 2004; Birks og Koc, 2002; Johnsen m.fl., 2001), som man antar skyldes økt pådriv fra smeltevatn med medfølgende reduksjon i den termohaline sirkulasjonen (Björck m.fl., 1997; Hald og Hagen, 1998; Klitgaard-Kristensen m.fl., 2001). Den første av disse to periodene kan

relateres til Den preboreale oscillasjonen (PBO) (Meissner og Clark, 2006), som også er registrert i pollendata fra en innsjø ved kysten av Nord-Norge (Seppa m.fl., 2002). Midten av Holosen var karakterisert av varmere SST enn de man finner i De nordiske hav i dag, en periode som har fått navnet Holosen klimatiske optimum (9,5–6,5 ka BP) og som faller sammen med at solinnstrålingen var på et klimaks (Andersen m.fl., 2004; Birks og Koc, 2002; Jansen og Björklund, 1985; Koc m.fl., 1993). Den siste av de to overnevnte kalde periodene, faller innunder og punkterer slik Holosen klimatiske optimum (Andersen m.fl., 2004). Det samme skjer ved 8,2 ka BP, når nok en kald periode oppstår som følge av smeltevannspådriv etterfulgt av en redusert termohalin sirkulasjon (Alley m.fl., 1997; Johnsen m.fl., 2001; Klitgaard-Kristensen m.fl., 2001; 1998b; Meissner og Clark, 2006; Renssen m.fl., 2001).

Etter ~7,25 ka BP skjer det en gradvis nedkjøling av overflatevannmassene i området ved Vøringplatået frem til ~3,5 ka BP, med fremtredende nedkjølingstrinn mellom annet ved ~6,25 og ~5,5 ka BP (Birks og Koc, 2002). Årsaken til dette er antatt å være at Nordatlantehavsvann gradvis ble erstattet av Norsk atlantehavsvann, kombinert med redusert solinnstråling sommerstid (Andersen m.fl., 2004; Birks og Koc, 2002).

KAPITTEL 2

❧ OMRÅDEBESKRIVELSE ❧

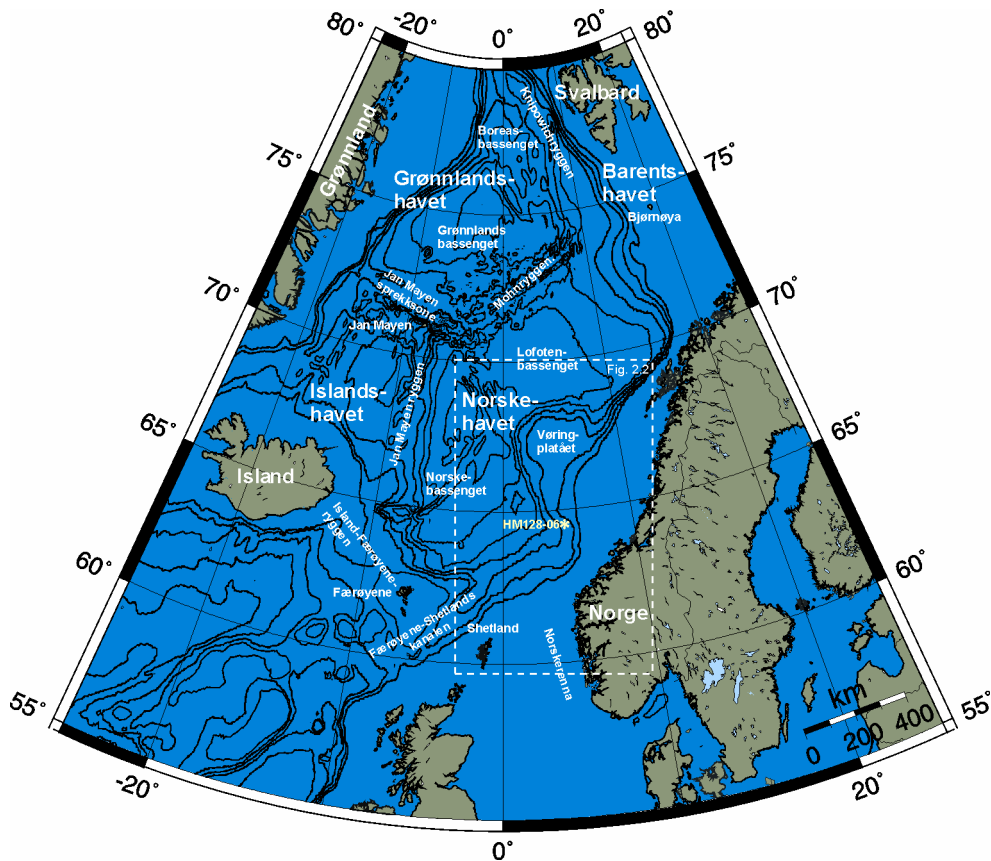
2.1 De nordiske hav og deres batymetri

De nordiske hav er en fellesbetegnelse på Islands-, Barents-, Grønlands- og Norskehavet (Figur 2.1) (Blindheim og Rey, 2004; Hansen og Østerhus, 2000; Jansen, 2000; Mork og Blindheim, 2000; Rudels m.fl., 2005). Havenes utstrekning og sirkulasjonen i området er batymetrisk betinget (Blindheim, 1990; Johannessen, 1986), og de er separert fra hverandre av undersjøiske rygger og sprekksoner. Islandshavet består av et vestlig og et sentralt basseng som er separert av Kolbeinseyryggen, og betegner området mellom Grønland, Island og Jan Mayen (Mauritzen, 1996; Perry, 1986). Grønlandshavet består av Grønlandsbassenget (~3500 m dypt) og Boreasbassenget (~3200 m dypt) (Blindheim og Østerhus, 2005), og er avdelt fra Islandshavet av Jan Mayen sprekksonen. Mot øst ligger Barentshavet (16-60°Ø, 70-80°N), som i motsetning til de andre tre havene er et meget grunt hav med bunndyp som varierer mellom ca. 100–300 m (Harris m.fl., 1998; Perry, 1986; Swift, 1986). Mellom Grønlandshavet og Barentshavet finner man Norskehavet, som består av Norskebassenget og Lofotenbassenget (Mauritzen, 1996; Perry, 1986). Bassengene er delvis separert av Vøringplatået (Mauritzen, 1996), hvor kjerne HM128-06 er hentet fra (Tabell 1). Norskehavet er avgrenset fra Grønlandshavet av Mohn- og Knipovichryggene, og strekker seg fra Framstredet i nord (Johannessen, 1986; Mauritzen, 1996) til Grønland-Skottlandryggen i sør. Grønland-Skottlandryggen (~500-850 m dyp) strekker seg fra Skottland i sørøst til Grønland i nordvest, og danner en barriere mellom dypere vannmasser i Nordatlanteren og de nordiske bassengene (Blindheim, 1990; Fogelqvist m.fl., 2003; Hansen og Østerhus, 2000; Perry, 1986; Swift, 1986).

De nordiske hav er sentrale element i den termohaline sirkulasjonen i Atlanterhavet og et viktig område for dypvannsproduksjon (se avsnitt 2.2.3 og 2.3.3 under), noe som gjør provinsen svært interessant for studier av klimatiske variasjoner (Andersen m.fl., 2004; Fronval m.fl., 1998). På grunn av sin strategiske plassering i forhold til sirkulasjonsmønsteret, er Vøringplatået mye brukt for opptak av høyoppløslige sedimentkjerner.

Tabell 1 Geografisk beliggenhet, vanddyb og lengden på kjernen som ble benyttet i oppgaven.

Kjerneidentitet	Lokalitet	Breddegrad	Lengdegrad	Dyp (m)	Kjernelengd (cm)
HM128-06 GC2	Vøringplataet	64°45.928' N	04°46.195' Ø	800	293

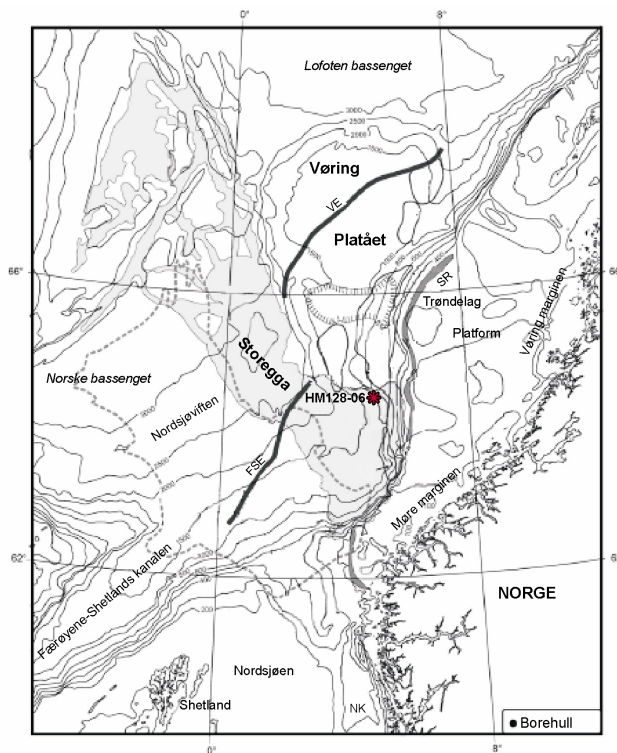


Figur 2. 1 Batymetrisk kart over De nordiske hav, som har dybdekurver på 500m. Kartet er utarbeidet ved hjelp av OMC (Online Map Creation), <http://www.aquarius.geomar.de/omc/>. Stiplet rektangel markerer utsnittet som er representert i Figur 2.2.

2.1.1 Vøringplataet

Den norske kontinentalhyllen ligger på et dyp fra om lag 100 m til 400 m (Perry, 1986), og vest for Vøringmarginen kalles denne ”flaten” Trøndelag Plattform (Figur 2.2). Videre ned mot 1000 m dyp har kontinentalskråningen en helning på $<1^{\circ}$ - 3° (Lekens m.fl., 2005), for så å jevne seg ut igjen på selve Vøringplataet. Dette er en relativt flat plattform, som prograderer utifra den norske kontinentalskråningen ved $67^{\circ}30'N$, $4^{\circ}E$ (Perry, 1986). Her finner man plataet innenfor dybdekurvene på 1200–3000 m, med en topp på 1400 meters dyp (Eldholm

m.fl., 1989; Henrich, 1986; Laberg m.fl., 2005; Levitan m.fl., 2005; Perry, 1986). Toppen er delt i to av et langstrakt brattheng, det såkalte Vøring Escarpment, og det dannes på denne måten en ytre og indre del. Vøring marginalhøgden ligger begravd under platåets ytre del. Denne høgden er årsak til Vøringplatåets dannelse, ettersom en rekke ras med hemipelagiske/glasimarine sedimenter bygget seg opp bak og for så til slutt å dekke den helt (Hjelstuen m.fl., 2005; Skogseid og Eldholm, 1989). Det er i dette området forholdsvis flatt, før det skrår ned mot Lofotenbassenget i nordvest og Norskebassenget i sørvest. Platåets indre del er karakterisert av en rekke forkastninger, rygger og basseng (Henriksen og Vorren, 1996; Ren m.fl., 1998). Kjerne HM128-06 er hentet fra sørlige deler av et dypt nordvest-sørøst rettet basseng (Vøring- bassenget), som er avgrenset av Jan Mayen lineamentet i sørvest og Bivrost lineamentet i nordøst (Mjelde m.fl., 2005). Kjernelokaliteten ligger også innenfor Storeggaraset (Figur 2.2), et av verdens største submarine skred (Bugge m.fl., 1987; Bugge m.fl., 1988; Haflidason m.fl., 2005; Vorren m.fl., 1998). Det retrogressive raset berørte et område på om lag 95000 km², og mellom 2400-3200 km³ sedimenter ble forflyttet når hovedraset gikk 8100±250 år BP. To mindre ras langs Storegga nordlige grensesone (hvor kjerne HM128-06 er hentet fra), er datert til henholdsvis 5700 år BP og 2200–2800 år BP



Figur 2. 2 Detaljkart over Vøringplatået, hvor kjernelokalisasjon er merket av. VE, Vøring Escarpment; NK, Norskekanalen; FSE, Færøy-Shetland Escarpment; SR, Skjoldryggen. Figuren er hentet og modifisert etter (Hjelstuen m.fl., 2005)

(Haflidason m.fl., 2005). Storegga blir forklart med at rask sedimentasjon av glasiale avsetninger førte til øket poretrykk og redusert styrke i de underliggende massene, og at kraftige jordskjelv fikk de ustabile sedimentene til å forflytte seg (Bryn m.fl., 2005; Jansen m.fl., 1987).

2.2 Vannmasser i De nordiske hav

Tradisjonelt sett har vannmasser hovedsakelig blitt klassifisert i forhold til temperatur og salinitet (i enkelte tilfeller også ved hjelp av oksygen og næringsstoffer) (Fogelqvist m.fl., 2003). Det er også blitt gjort i denne oppgaven.

2.2.1 Overflatevannmasser og frontsystem

I De nordiske hav finner man hovedsakelig tre overflatevannmasser, som gjerne deles inn i et polart, et arktisk og et atlantisk domene (Swift, 1986). Definisjonen av de tre domenene er basert på egenskapene i overflatevannmassene, og de samme intermediære eller dype vannmassene kan være tilstede i flere av domenene (Tabell 2) (Swift, 1986). På grunn av at de ulike overflatevannmassene i De nordiske hav har forskjellige fysiske og kjemiske egenskaper, blir det dannet overgangssoner mellom kjølige, mindre saline vannmasser, og varme, mer saline vannmasser (Johannessen, 1986). Mellom de polare og de arktiske vannmassene blir denne overgangssonen kalt Polarfronten, mens Den arktiske front skiller arktiske og atlantiske vannmasser (Figur 2.3 og 1.1) (Blindheim, 1990; Blindheim m.fl., 2000; Mork og Blindheim, 2000; Swift, 1986). Dette er permanente fronter, men utstrekningen varierer sesongmessig og regionalt (Swift, 1986).

De relativt kalde ($< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) polare vannmassene blir dannet i det Arktiske hav, og har en salinitet på 30–34.4 ‰ (Fogelqvist m.fl., 2003; Swift, 1986) ettersom det tilføres ferskvann fra elver og isfjell som smelter. De fraktes sørover med Øst-Grønlandstrømmen, og strekker seg ned til ca. 150 m dyp (Johannessen, 1986). Vannmassene i det polare domenet har en høy, vertikal stabilitet, slik at det her lett dannes is vinterstid (Swift, 1986).

Arktiske vannmasser er et produkt av polart vann fra Øst-Grønlandsstrømmen, som blir mikset med Atlanterhavsvann (Johannessen, 1986). De er relativt kalde (0-4 °C) og saline (34,4–34,9 ‰), og har en større massetetthet enn både polare og atlantiske vannmasser (Swift, 1986).

Atlanterhavsvann blir definert som vann med salinitetsverdier mellom 35,0–35,3 ‰ (Blindheim og Østerhus, 2005), og temperatur over ~3 °C (Blindheim, 1990; Johannessen, 1986; Mauritzen, 1996; Swift, 1986). Vannmassen følger Den norske atlantehavsstrømmen som en 200–600 km bred kile nordover (Mork og Blindheim, 2000), og strekker seg ned til 500–600 m dyp i Norskebassenget (Mauritzen, 1996). Videre til Lofotenbassenget får vannmassene større både vertikal og horisontal utstrekning, og er å finne ned til et dyp på 900 m (Mauritzen, 1996).

Atlanterhavsvann dominerer i Norskehavet, også vinterstid, og sørger slik for å holde dette og store deler av Barentshavet isfritt året rundt (Blindheim m.fl., 2000; Mauritzen, 1996; Swift, 1986). Grønlands- og Islandshavet, hvor de polare og arktiske domene dominerer, er derimot utsatt for store sesongmessige variasjoner når det gjelder havisdekke (Mauritzen, 1996).

2.2.2 Intermediære vannmasser

I litteraturen som omhandler de intermediære vannmassene, brukes det svært mange forskjellige navn på den samme vannmassen. Noen forskere gir navn til vannmassen kun etter hvor man finner den i vannsøyla (eks. intermediær vannmasse) (Hansen og Østerhus, 2000; Mauritzen, 1996), mens andre også legger til hvilket domene vannmassen tilhører (eks. Arktisk intermediær vannmasse eller Polar intermediær vannmasse) (Blindheim, 1990; Rudels m.fl., 2005; Swift, 1986). Noen går dessuten enda lenger og legger til hva vannmassen ble dannet av (eks. Arktisk Atlanterhavsvann, som i grunnen er det samme som Arktisk intermediært vann (Mauritzen, 1996; Rudels m.fl., 2005)), eller ganske enkelt går mer i detalj ved å dele den i to (Nedre arktisk intermediært vann og Øvre arktisk intermediært vann (Swift, 1986)). Dette kan bli svært forvirrende, og det er følgelig i denne oppgaven valgt å benytte nomenklaturen gitt i Swift (1986) (Tabell 2.2).

Tabell 2 Skjematisk oppsett over hvilke vannmasser som kan være tilstede i de ulike domeneene (Swift, 1986).

	Vannmasser	Polart domene	Arktisk domene	Atlantisk domene
Overflate	Polart vann	X		
	Arktisk vann		X	
	Atlanterhavsvann			X
Intermediære	Polart Intermediært vann	X		
	Øvre Arktisk intermediært vann	X	X	X
	Nedre Arktisk intermediært vann	X	X	
Dype	Grønlandshavdypsvann		X	
	Norskehavsdypsvann	X	X	X

De intermediære vannmassene ligger mellom dyp- og overflatevannmassene, og vil på den måten forhindre direkte miksing mellom disse (Blindheim, 1990). Polar intermediær vannmasse tilhører det polare domenet og er funnet under polare vannmasser i Øst-Grønlandstrømmen. Vannmassen blir dannet ved at en allerede eksisterende vannmasse kjøles ned, og den er slik kaldere enn 0 °C med salinitetsverdier på mellom 34,4–34,7 ‰ (Blindheim, 1990; Fogelqvist m.fl., 2003; Johannessen, 1986; Rudels m.fl., 2005; Swift, 1986).

Arktisk intermediær vannmasse blir produsert i Grønlandshavet og Islandshavet innenfor det arktiske domenet, enten ved konveksjon i åpent hav eller ved frontal nedsynkning (Blindheim, 1990; Blindheim og Ådlandsvik, 1995; Johannessen, 1986; Mauritzen, 1996; Swift, 1986). Nedre Arktisk intermediært vann ligger over dypvannslaget i det arktiske domenet, og har temperatur på mellom 0-3 °C og salinitetsverdier over 34,9 ‰ (Swift, 1986). Denne vannmassen blir dannet ved konveksjon (nedkjøling, nedvelling og miksing) av Atlanterhavsvann (Johannessen, 1986; Rudels m.fl., 2005; Swift, 1986). Over Nedre arktisk intermediært vann finner man Øvre arktisk intermediært vann, som har temperatur på mellom -0,5–1,0 °C og salinitetsverdier på mellom 34,7–34,9 ‰ (Blindheim, 1990; Swift, 1986). Store mengder av denne vannmassen dannes vinterstid med konveksjon i Islandshavet (Rudels m.fl., 2005; Swift, 1986).

2.2.3 Dypvann og dypvannsdannelse

I De nordiske hav er det hovedsakelig to typer dypvannmasser som dominerer, Grønlandshavsdypvann og Norskehavsdypvann (Swift, 1986). Grønlandshavsdypvann er den tyngste vannmassen i Grønlandshavet (Swift, 1986). Temperaturen er alltid under 0 °C, som oftest mellom -1,1 og -1,3 °C, og saliniteten varierer mellom 34,88–34,90 ‰. Norskehavsdypvann har temperaturer under – 0,5° og en salinitet på mellom 34,91–34,92 ‰, noe som gjør den til den tyngste vannmassen i Island- og Norskehavet (Blindheim, 1990; Johannessen, 1986; Swift, 1986). I følge Swift (1986) blir det hovedsakelig produsert Grønlandshavsdypvann vinterstid i Grønlandshavet, og dette skjer gjennom konveksjon (se avsnitt om dypvannsdannelse under). Videre mener han at Grønlandshavsdypvann er yngre enn Norskehavsdypvann, og at sistnevnte er et produkt av Grønlandshavsdypvann mikset med en annen vannmasse (Polhavsdypvann, Nedre arktisk intermediært vann eller Barentshavsdypvann) (Swift, 1986). Polhavsdypvann dannes vinterstid langs kontinentalhylleområdene i det Arktiske hav, ved at brine/salt frigjøres under havisproduksjon (se avsnitt 1.2.2) (Swift, 1986). Mauritzen (1996) foreslår at Norskehavsdypvann er en arm av Arktisk atlantehavsvann, som følger rundt virvelstrømmen i Grønlandshavet og entrer Norskehavet.

Tradisjonelt sett er det sagt at dypvannsdannelse skjer vinterstid, i dype konveksjonsceller i Islands- og Grønlandshavet innenfor Det arktiske domenet (Hansen og Østerhus, 2000; Johannessen, 1986; Johannessen m.fl., 1993; Mauritzen, 1996; Swift, 1986). Det er foreslått mange teorier på hvordan dette skjer. Nansen (1906) og Helland-Hansen og Nansen (1909) mente at dette foregår ved at et blandet overflatelag kjøles ned, og at den økende tyngden får vannmassene til å synke og bytte plass med dypere, lettere vannmasser. Den kontinuerlige nedkjølingen fører til at konveksjonen stadig når dypere (Johannessen, 1986). Carmack og Aagaard (1973) hadde en annen teori, som involverer to separate storskala vertikale konveksjonsceller i to tilstøtende vannmasselag. Cellene er forbundet med en dobbel diffusjonsmekanisme, på den måten at cellen i det øverste laget fjerner varme, men ikke salt, fra laget under. Dette fører til at vannmassene blir gradvis mer saline, tyngre og synker (Swift, 1986). Slik blir det forårsaket modifikasjon av Atlanterhavsvann, og på denne måten produksjon av Grønlandshavsdypvann (Swift, 1986). Killworth (1979) mener derimot at konveksjonen ikke skjer i store konveksjonsceller, men i flere små som ligner piper. Cellene vil kun være midlertidige, og forsvinne igjen etter kort tid (Killworth, 1979).

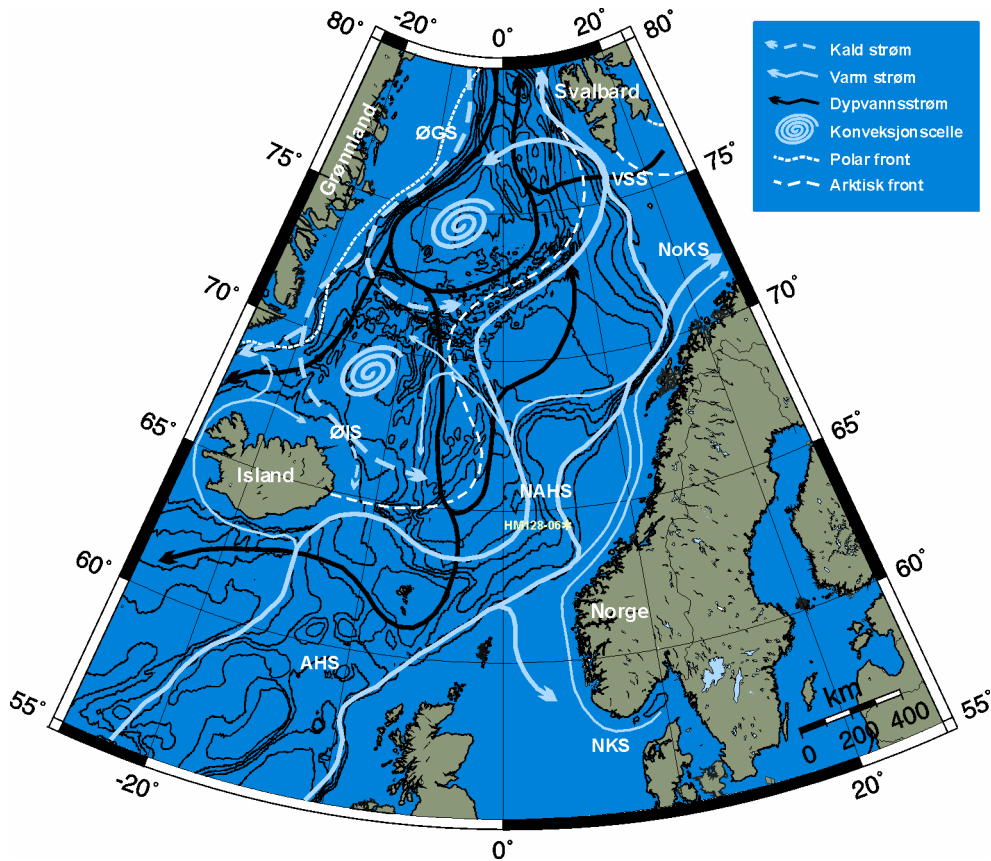
Disse teoriene er alle forslag til en mekanisme for dypvannskonveksjon i åpent hav, men det er også foreslått en mekanisme hvor konveksjonen foregår på kontinentalhyller i tilknytning til havisproduksjon og ”saltpumping” (se avsnitt 1.2.2). Begge de nevnte mekanismene krever tilgang til vannmasser med høy salinitet, samt sterk nedkjøling av vannmassene. Nedkjølingen kan skje ved at er temperaturforskjellen mellom luft og hav forsterkes av vinden (Hansen og Østerhus, 2000). I motsetning til Swift (1986) som sier at den sistnevnte mekanismen kun er et mulig alternativ til modifisering av eksisterende dypvann, mente Aagaard m.fl. (1985) at både dypvannskonveksjon i åpent hav og ”saltpumping” er hovedmekanismene for dypvannsproduksjon. Mauritzen (1996) kom derimot med en ny teori for hvor dypvannsdannelsen foregår. Hun mener at ettersom Grønlands- og Islandshavet til tider er dekket av is, noe som vil redusere/forhindre varmetap til atmosfæren, skjer det lite produksjonen av dypvann i virvelstrømmene her. Dypvannsdannelse skjer derimot i det atlantiske domenet, hvor Atlanterhavsstrømmen mister varme på veien mot Arktisk via Barentshavet og synker til slutt under lettere vannmasser. Dette gir en produksjon som er 6 ganger større enn de som er i virvelstrømmene. Hun mener videre at det er intermediære vannmasser som produseres i Grønlands og Islandshavet (Mauritzen, 1996). Rudels m.fl. (2005) nevner derimot alle tre som mekanismer for dypvannsdannelse.

Siden tidlig på 1980-tallet har dypvannsmassene i De nordiske hav gradvis blitt varmere, noe som kan tyde på at produksjonen av Grønlandshavsdypvann er sterkt redusert (Blindheim og Rey, 2004; Mauritzen, 1996; Østerhus og Gammelsrød, 1999). Dette vil påvirke transporten av Grønlandshavsdypvann inn i Norskehavet, og data fra Østerhus og Gammelsrød (1999) indikerer at transporten av dypvannsmasser er reversert.

2.3 Sirkulasjon i De nordiske hav

2.3.1 Overflatesirkulasjon

De nordiske hav er karakterisert av storskala syklisk sirkulasjon som i stor grad blir påvirket av bunntopografien, mens vindpådriv er med på å bestemme produksjonen og distribusjonen av vannmassene □. Atlanterhavsstrømmen entrer De nordiske hav gjennom to hovedpassasjer (Orvik m.fl., 2001). En forgreining kommer via Islandsbassenget og krysser Island-Færøyryggen,



Figur 2. 3 Sirkulasjonskart utarbeidet ved hjelp av OMC, <http://www.aquarius.geomar.de/omc/>. NKS, Norskekyststrømmen; NoKS, Nord Kapp Strømmen; AHS, Atlanterhavsstrømmen; NAHS, Den norske atlantehavsstrømmen; VSS, Vest-Spitsbergenstrømmen. Havstrømmer og frontsystem er hentet og modifisert fra (Andersen m.fl., 2004; Mork og Blindheim, 2000; Orvik og Niiler, 2002; Risebrobakken m.fl., 2003).

mens den andre følger Rockallkanalen og går videre gjennom Færøy-Shetlandskanalen (Figur 2.3) (Blindheim, 1990; Hansen og Østerhus, 2000; Mork og Blindheim, 2000; Orvik og Niiler, 2002; Orvik m.fl., 2001). De to greinene fortsetter nordover som en vestlig og en østlig del av Den norske atlantehavsstrømmen (Hansen og Østerhus, 2000; Orvik m.fl., 2001). For enkelhets skyld vil disse strømmene i redegjørelsen under bli kalt Færøy- og Shetlandsstrømmen.

Etter å ha krysset Island-Færøyryggen dreier Færøystømmen østover og går inn i Norskebassenget, hvor den videre følger topografien langs skråningen av Vøringplatået □. Rett vest for platået deler den seg i to, og en liten arm runder Vøringplatået før denne smelter sammen med Shetlandsstrømmen. Mesteparten av strømmen går derimot videre mot nordvest og Jan Mayen (Blindheim og Østerhus, 2005), før den igjen dreier mot nordøst og følger skråningen av Mohnryggen videre nordover (Blindheim, 1990; Mauritzen, 1996). Vest for Bjørnøya går Færøystømmen sammen med Shetlandsstrømmen (Mork og Blindheim, 2000),

som videre følger Knipovichryggen nordover mot Framstredet som Vest-Spitsbergenstrømmen (Orvik og Niiler, 2002). Færøystømmen blir betegnet som en jetstrøm som følger Den arktiske front (Orvik og Niiler, 2002; Orvik m.fl., 2001).

Shetlandsstrømmen som kommer gjennom Færøy-Shetlandskanalen deler seg i to nord for Shetland, og en liten del av strømmen dreier østover og inn i Nordsjøen (Orvik m.fl., 2001). Denne kan sees på som en kraftig uttynnet returstrøm med Atlanterhavsvann, som fortsetter mot nord langs kysten av Norge som Norskekyststrømmen (Hansen og Østerhus, 2000). Shetlandsstrømmen fortsetter derimot videre nordover langs kontinentalhyllekanten (Blindheim og Østerhus, 2005; Hansen og Østerhus, 2000), før den rett sør for Vøringplataet deler seg nok en gang. En liten strøm ser ut til å dreie mot øst og følge kysten og Norskekyststrømmen, mens hovedstrømmen fortsetter langs kontinentalhyllekanten rundt Vøringplataet (Poulain m.fl., 1996). Nord for Vøringplataet smelter disse to strømmene sammen igjen. Ved Nord Kapp dreier en del av Shetlandsstrømmen inn i Barentshavet (Nord Kapp-strømmen) som fortsetter videre til Arktis (Mauritzen, 1996), mens resten fortsetter nordover sammen med Færøystømmen som Vest-Spitsbergenstrømmen (Blindheim og Østerhus, 2005; Swift, 1986). Sør for Framstredet vil noe av Vest-Spitsbergenstrømmen resirkulere og dreie mot vest (Blindheim og Østerhus, 2005), og gå sørover igjen langs Grønlandsskråningen som en varmere, saltere intermediær vannmasse (retur Atlanterhavsvann, som tilsvare Nedre arktisk intermediært vann etter nomenklaturen til (Swift, 1986)) under Øst-Grønlandstrømmen (Blindheim, 1990; Johannessen, 1986; Mauritzen, 1996).

På sin ferd nordover vil Den norske atlantehavsstrømmen (Færøystømmen, Shetlandsstrømmen og Vestspitsbergsstrømmen) på grunn av nedkjøling få øket massetetthet. Av denne grunn vil den ved Framstredet bli subduktert under polare vannmasser før den entrer Arktis (Blindheim, 1990; Johannessen, 1986; Mauritzen, 1996). I Arktis sirkulerer de atlantiske vannmassene rundt i bassenget, hvor de kjøles ned og blir mindre saline. Dette gir opphav til Arktisk atlantehavsvann (Blindheim og Østerhus, 2005), som tilsvare Øvre arktisk intermediært vann etter nomenklaturen til Swift (1986). Denne vannmassen slår følge med Øst-Grønlandstrømmen sørover langs kontinentalhyllen av Grønland, under polare vannmasser og over Nedre arktisk intermediært vann (Blindheim og Østerhus, 2005; Mauritzen, 1996). Nord for Jan Mayen dreier en gren av strømmen mot øst. Denne, sammen med Jan Mayen polarstrøm og en arm fra Vest-Spitsbergenstrømmen, danner grunnlaget for

en virvelstrøm i Grønlandshavet som sørger for konveksjon (nedkjøling og nedvelling) og miksing med underliggende vannmasser (Blindheim og Østerhus, 2005).

Ettersom deler av Øst-Grønlandstrømmen ligger for dypt i vannsøylen (har for høy massetetthet) til å kunne krysse Danmarkstredet (~620 m dyp) (Blindheim og Østerhus, 2005), vil kun noe av den krysse stredet. Dette gjør den sammen med en liten strøm av Atlanterhavsvann (Rudels m.fl., 2005). Resten av Øst-Grønlandsstrømmen blir mikset med en annen arm av Atlanterhavsvann (Den nordislandske irmingerstrømmen) (Hansen og Østerhus, 2000; Mork og Blindheim, 2000), og strømme over den islandske kontinentalhyllen (Øst-Islandstrømmen) (Blindheim, 1990; Blindheim og Østerhus, 2005). Mesteparten av Øst-Islandstrømmen vil fortsette østover inn i Norskehavet (Mork og Blindheim, 2000), mens resten forlater De nordiske hav sørøst for Island gjennom Færøy-Shetlandskanalen og videre gjennom Færøybank-kanalen (~840 m) (Blindheim og Østerhus, 2005; Fogelqvist m.fl., 2003; Rudels m.fl., 2005; Swift, 1986).

2.3.2 Dypvannssirkulasjon

Fra Arktis kommer en dypvannsstrøm (Norskehavsdypvann eller Polhavsdypvann) inn i Grønlandshavet (Johannessen, 1986; Mauritzen, 1996; Swift, 1986). I sørvestlige deler av Grønlandshavet splittes denne i to (Mauritzen, 1996), og en arm går inn i det vestlige Islandsbassenget. Den andre strømmer mot øst langs nordlige deler av Jan Mayen sprekkese, hvor strømmen splittes nok en gang. Hovedstrømmen nord for Jan Mayen følger rundt virvelstrømmen i Grønlandshavet og fortsetter nordover langs Mohnryggen og videre tilbake gjennom Framstredet (Swift, 1986), mens den andre armen går sørover og inn i Norskebassenget. Her dreier strømmen etter hvert mot nord igjen, men en del av strømmen fortsetter sørover og forlater De nordiske hav gjennom Færøy-Shetlandskanalen og over Færøybanken (Johannessen, 1986; Swift, 1986). Ettersom det er gjort få havstrømsmålinger i Norske- og Lofotenbassenget, er det vanskelig å si hvordan dypvannssirkulasjonen arter seg her (Mauritzen, 1996).

2.3.3 Den termohaline sirkulasjonen

Sirkulasjonen som er beskrevet i de to foregående avsnittene, hvor Atlanterhavsstrømmen frakter varme, saline vannmasser nordover mens ØGS frakter kalde, ferske vannmasser sørover, kalles den termohaline sirkulasjonen da den involverer varme (termo) og salt (halin) (Dokken og Jansen, 2002). Den termohaline sirkulasjonen er ansvarlig for det milde klimaet man har i nordlige deler av Europa i dag (Furevik, 2000; Mignot og Frankignoul, 2005; Rudels m.fl., 2005), ettersom overflatevannmassene mister varme gjennom vekselspillet mellom luft og hav på veien nordover. Dette forårsaker at de til slutt synker, mikses med andre vannmasser, og det blir dannet dypvannmasser (se avsnitt 2.2.3). Disse vil etter hvert bli fraktet sørover igjen og forlate De nordiske hav. De dype og intermediære vannmassene vil på sørlig side av Grønland-Skottlandryggen kompensere for de varme vannmassene som går nordover, samtidig som de sørger for å fornye de Nordatlantiske dypvannsmassene som ventilerer mer en halvparten av dypvannsmassene i verdenshavene (Kleiven m.fl., 2003; Rudels m.fl., 2005). I De nordiske hav utvikles det et ”sug” etter å få erstattet de nedsunkne overflatevannmassene. På denne måten fungerer sirkulasjonen som en pumpe, som suger varme vannmasser inn i De nordiske hav og pumper kjølige ut igjen (Dokken og Jansen, 2002; Jansen, 2000). Den termohaline sirkulasjonen er slik hovedmekanismen for frakting av vannmasser inn og ut av De nordiske hav over Grønland-Skottlandryggen (Hansen og Østerhus, 2000). Vindstress er en annen drivmekanisme, som påvirker og driver overflatevannmassene nordover. På denne måten er vind med på å stabilisere varmetransporten (Jansen, 2000). Hansen og Østerhus (2000) mener derimot at denne mekanismen har mer å si for karakteristikken og distribusjonen av overflatevannmassene i De nordiske hav.

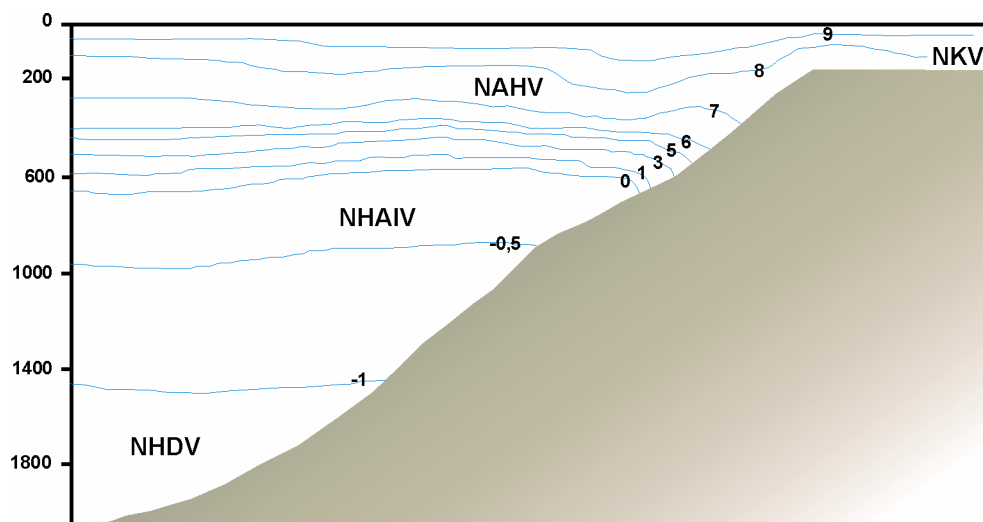
2.4 Vannmasser og sirkulasjon langs den midtnorske kontinentalskråningen; et sammendrag

I en liten sone langs Norskekysten finner man Norsk kystvann. Denne vannmassen følger Norskekyststrømmen nordover og inn i Barentshavet, og sprer seg som en kile med vann fra strandsonen og ut i Den norske atlanterhavsstrømmen (Henrich, 1986; Johannessen, 1986). Norsk kystvann er 1-2 °C kaldere enn Atlanterhavsvann, og har på grunn av

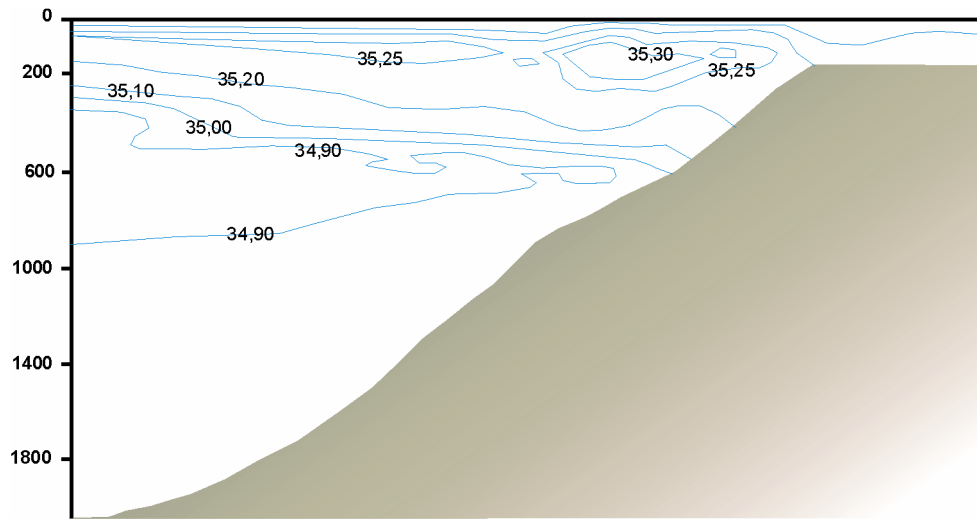
ferskvannstilførselen fra land en salinitetsverdi på $\leq 33,0$ ‰ (Hansen og Østerhus, 2000; Johannessen, 1986; Mauritzen, 1996).

Atlantehavsstrømmen entrer De nordiske hav gjennom to passasjer (Orvik m.fl., 2001), en som krysser Island-Færøyriggen mens den andre kommer gjennom Færøy-Shetlandskanalen (Figur 2.3) (Blindheim, 1990; Hansen og Østerhus, 2000; Mork og Blindheim, 2000; Orvik og Niiler, 2002; Orvik m.fl., 2001). De to greinene fortsetter nordover som en vestlig og en østlig del av Den norske atlantehavsstrømmen (Hansen og Østerhus, 2000; Orvik m.fl., 2001). Den vestlige forgreiningen følger den ytre skråningen av Vøringplatået (langs 1500–2500 m dybdekurvene) (Hansen og Østerhus, 2000), og er 30–50 km bred, 400 m dyp og har en maksimal hastighet på ~ 87 cm/s (Orvik m.fl., 2001). Den østlige forgreiningen følger kontinentalhyllekanten rundt platået (Figur 2.3) (Hansen og Østerhus, 2000), og er også 30–50 km bred. Den har derimot et maksimum hastighet på ~ 117 cm/s (Orvik m.fl., 2001). Ettersom lokaliteten til kjerne HM128-06 ligger direkte under den østlige forgreiningen, er det variasjonene i denne strømmen oppgaven bygger på.

Overgangen fra Norsk atlantehavsvann til en dypere vannmasse er karakterisert av en salinitet på 35,0 ‰ og en temperatur på ~ 2 °C (Figur 2.4 og 2.5) (Blindheim, 1990). I Norskehavet kommer Øvre arktisk intermediært vann (Norskehavs arktisk intermediært vann)



Figur 2. 4 En presentasjon av hydrografien langs den midnorske kontinentalskråningen. Det er også oppgitt temperaturer i grader celsius. NHDV, Norskehavsdypvann; NHAIV, Norskehavs arktisk intermediært vann; NAHV, Norsk atlantehavsvann; Norsk kystvann, NKV. Hentet og modifisert fra (Mienert m.fl., 2005; Skagseth og Orvik, 2002).



Figur 2.5 Presentasjon av hydrografien langs den midnorske kontinentalskråningen, med salinitetsvariasjoner i PSU. Hentet og modifisert fra (Mienert m.fl., 2005; Skagseth og Orvik, 2002).

inn mellom 64°N og 66°N via dypere lag av Øst-Islandstrømmen (Figur 2.3), og separerer slik Norsk atlantehavsvann fra Norskehavsdypvann (Figur 2.4) □. Vannmassen har salinitetsverdier på mellom 34,7–34,9 ‰ og temperatur på – 0,5-1 °C, men vil få øket salinitet gjennom vertikal miksing med over- og underliggende vannmasser (Blindheim, 1990).

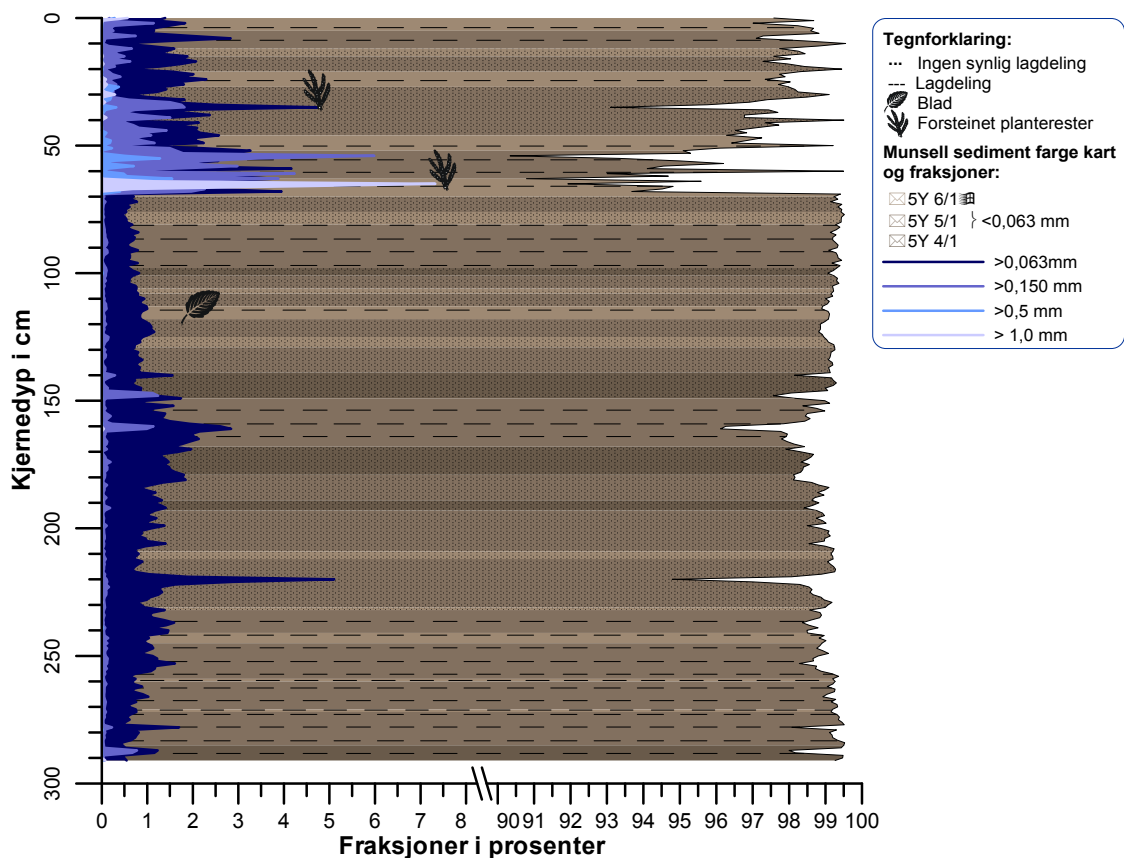
Dypere vannmasser i Norskehavsbassenget strømmer inn fra Grønlandsbassenget (Blindheim og Rey, 2004). Norskehavsdypvann som er den dypeste vannmassen i Norskehavsbassenget, har vanligvis temperatur- og salinitetsverdier på henholdsvis – 0,5 til – 1,1 °C og ~34,92 ‰. Denne vannmassen er antatt å være et produkt av Grønlandshavsdypvann som er mikset med en annen vannmasse (Polhavsdypvann, Nedre arktisk intermediært vann eller Barentshavsdypvann) (Swift, 1986). Vannmassene som er presentert over, danner slik hydrografien langs den midnorske kontinentalskråningen som er representert i figur 2.4 og 2.5.

KAPITTEL 3

❧ MATERIALE OG METODE ❧

3.1 Materiale

HM128-06 er en gravitasjonskjerne hentet fra Vøringplatået i Norskehavet (Figur 2.2), i et plastrør med en diameter på 14 cm (Tabell 1). Kjernen ble delt og forseglet i to lengder på ca. 1,5 m. På laboratoriet ble lengdene splittet i to langsetter med en sirkelsag og hver del ble rensert for plastikkspen, som ofte legger seg langs kantene etter deling. For å få frem primærstrukturene i sedimentene, ble overflaten rensert parallelt med lagdelingen ved hjelp av en spatel. De delene av kjernen som man ikke skulle jobbe med, ble forseglet med plastfilm, lagt i en plastbag og plassert i plastbokser. Disse ble merket A for "archive", og lagt i kjølerom for å forhindre uttørking. De to kjernehalvdelen som skulle brukes, ble merket W for "work". I denne oppgaven ble materiale fra både arbeidsdelen og arkivdelen brukt,

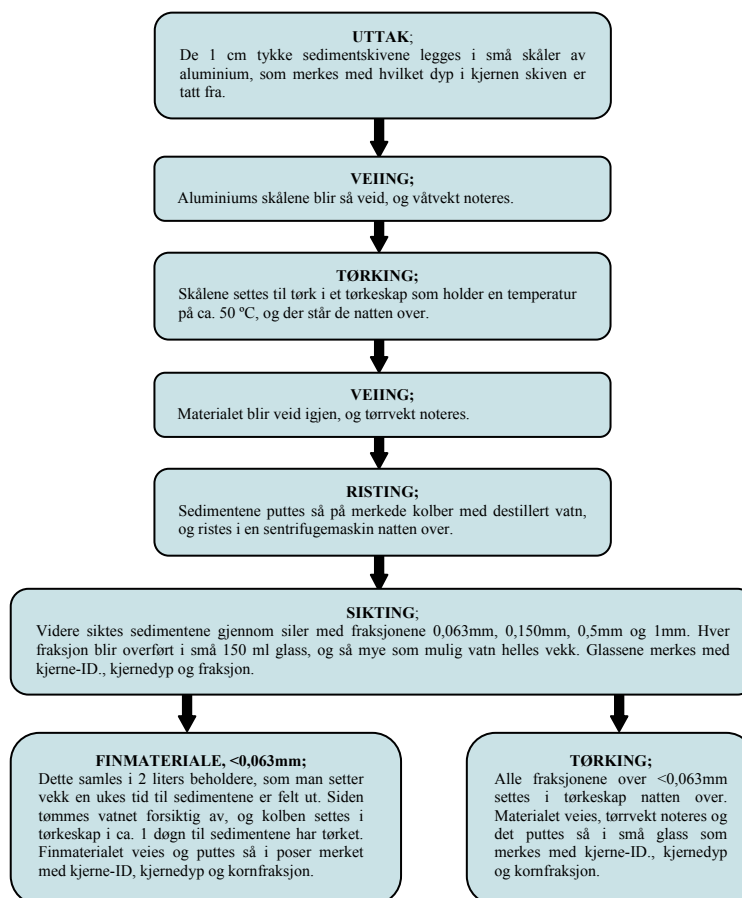


Figur 3. 1 Litologi i kombinasjon med de ulike kornfraksjonene i prosent, fordelt nedover i kjernen. Fraksjon <0,063 mm blir brukt som bakgrunn for litologien i kjernen, hvor fargenyanser i sedimentene samt strukturer og lagdeling er markert. Fraksjonene >0,063 mm, >0,150 mm, >0,5 mm og >1,0 mm er markert med hver sin farge (se forklaring oppe til høyre).

ettersom det i enkelte intervall var for få foraminiferer til å utføre dateringer. Den visuelle beskrivelsen av kjernen er gjengitt i Figur 3.1.

Over 98 % av kjernemateriale hadde kornstørrelse $<0,063$ mm, mens de siste ~ 2 % var materiale fordelt på fraksjonene $>0,063$ mm, $>0,150$ mm, $>0,5$ mm og >1 mm (Figur 3.1). Tubelignende legemer ble funnet på to steder i kjernen, noe som kan ha vært rester etter graveganger. Men det kan også ha vært forsteinete rester etter planter/røtter, ettersom det ikke var noen tegn på bioturbasjon mellom lagene i kjernen. Det antas av denne grunn at materialet er blitt transportert til kjernelokaliteten. En nærmere beskrivelse av fordelingen av kornfraksjonene i forhold til alder, er å finne i Kapittel 5.1.

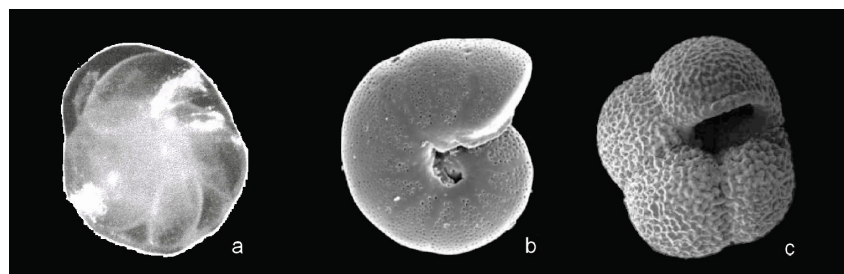
Etter åpning og rensing av kjernen, ble det tatt ut 1 cm tykke skiver for hver cm gjennom hele kjernen. Materialet ble vasket etter prosedyre skissert i Figur 3.2, og delt inn i fraksjonene $<0,063$ mm, $>0,063$ mm, $>0,150$ mm, $>0,5$ mm, >1 mm. Man kunne så plukke foraminiferer og mollusker fra valgte plasser i kjernen, og gjøre dateringer på kalkmaterialet. Dette gav en



Figur 3. 2 Et flytdiagram over vaskeprosessen som ble benyttet i denne oppgaven

indikasjon på om kjernen inneholdt det tidsintervallet som man var interessert i å analysere (se Kapittel 4).

Foraminiferene som ble brukt til både dateringer, sporelementanalyser og isotopmålinger, er plukket fra fraksjonen $>0,150$ mm. Mollusker brukt i dateringer ble hentet fra fraksjonen >1 mm. Det ble foretatt analyser av både Mg/Ca-verdier, oksygenisotoper og karbonisotoper på materialet fra kjerne HM128-06. I fremstillingen av Mg/Ca-verdier ble den bentiske foraminiferen *Melonis barleeamum* (tidligere kalt *Nonion barleeamum*) brukt (Figur 3.3b), mens oksygen- og karbonisotopanalysene ble utført på den bentiske arten *Cassidulina neoteretis* og den planktiske arten *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral (sin) (Figur 3.3a og c).



Figur 3. 3 De ulike artene som ble brukt i isotop og sporelement analysene. Det første bildet (a) er av den bentiske foraminiferen *Cassidulina neoteretis* (Seidenkrantz), som her er forstørret $\times 105$. Dette bildet er hentet fra Seidenkrantz (1995). Bilde nummer to (b) er av den bentiske foraminiferen *Melonis barleeamum* (Williamson 1858), som har en diameter på ~ 450 μm (www.palaeo-electronica.org/2002_2/guide/8_11.htm). Det siste bildet (c) er av den planktiske foraminiferen *Neogloboquadrina pachyderma* (sin) (Ehrenberg, 1861), som har en diameter på ~ 250 μm (www-bprc.mps.ohio-state.edu/foram/species/neogloboquadrina_pach.htm).

3.2 Oksygen- og karbonisotoper

Til hver prøve ble det plukket 15–20 foraminiferer, tilsvarende 70–85 μg . Foraminiferene ble knust med en glasstav, tilført metanol og plassert i ultralydbad i ca. 3 minutter. Smusset og mesteparten av metanolen, kunne etterpå forsiktig fjernes med en sprøyte. Karbonatet ble deretter satt i et tørkeskap med en temperatur på om lag 50 $^{\circ}\text{C}$, gjerne natten over til resterende metanol var fordampet. Prøvene var nå klare for analysering.

Oksygen- og karbonisotopene ble kjørt ved GMS laboratoriet på Universitetet i Bergen, på et Finnegan MAT 251 massespektrometer utstyrt med automatiske prepareringslinjer ("Kiel device). Isotopverdiene er oppgitt som avvik i promille fra den internasjonale standarden

Vienna PeeDee Belemnite (VPDB), via kalibrering opp mot NBS 19 standarden. Målenøyaktigheten for systemet er $\pm 0,07$ ‰ for oksygenisotopene og $\pm 0,06$ ‰ for karbonisotopene. Linken www.en.wikipedia.org/wiki/Mass_spectrometry gir en innføring i hvordan et massespektrometer virker.

3.2.1 Temperaturberegning ved bruk av oksygenisotoper

I den metabolske prosessen hos organismer som produserer kalkskall, skjer det en temperaturavhengig fraksjonering mellom vannfasen og karbonatfasen (mellom de tunge (^{18}O) og de lette (^{16}O) oksygenisotopene). De ulike egenskapene til isotopene gjør at de kan separeres, og ut i fra forholdet mellom dem kan temperaturen i vannet under sekresjonen av kalk bestemmes (Urey, 1947). På denne måten blir temperatursignalet i havet fra den tiden organismen levde ”lagret” i skallet, som man i dag kan hente ut som ”data fra et arkiv” (se Appendix III). Oksygenisotopforholdet er gitt på formelen:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{prøve}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}} - 1 \right) * 1000 \text{ ‰} \quad \text{(Ligning 3.1)}$$

Ved å bytte ut $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ med $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, gir den samme formelen karbonisotopforholdet ($\delta^{13}\text{C}$).

Dette er den grunnleggende ideen bak beregning av paleotemperatur, og ideen som Epstein m.fl. (1953) bygde på da de kom opp med en empirisk formel for sammenhengen mellom temperatur og $\delta^{18}\text{O}$ -innholdet i karbonatskall. Denne formelen er i senere tid blitt modifisert i en rekke studier (e.g. Bemis m.fl., 1998; Craig, 1965; e.g. Emiliani, 1955; Hut, 1987; O'Neil m.fl., 1969; Shackleton, 1974), men O'Neil m.fl. (1969) og Shackleton (1974) formulerte en formel som den dag i dag benyttes i uendret tilstand:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,9 - 4,38 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_v) + 0,10 * (\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_v)^2 \quad \text{(Ligning 3.2)}$$

$T(^{\circ}\text{C})$ står for temperatur målt i grader celsius. $\delta^{18}\text{O}_c$ er oksygenisotopforholdet i kalsitt målt i PeeDee Belemnite (PDB), og $\delta^{18}\text{O}_v$ er oksygenisotopforholdet i vannet ved det dypet hvor foraminiferen kalsifiserte, målt i Standard Mean Ocean Water (SMOW). De to måleenhetene (PDB og SMOW) har to forskjellige skalaer som må korrigeres i forhold til hverandre. For å endre skalaen fra PDB til SMOW, må en faktor på 0,27 ‰ av denne grunn legges til $\delta^{18}\text{O}_c$ -

verdiene ettersom det er temperaturen i havvannet man er ute etter (Bemis m.fl., 1998; Hut, 1987).

Ligning 3.2 kalles gjerne Shackletons temperaturligning, og bygger på studie av kalkdannelse hos den bentiske foraminiferen *Uvigerina* i et temperaturintervall på mellom 0,8-7 °C (Shackleton, 1974). Shackletons temperaturligning er benyttet i utregningen av $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdier og paleotemperaturer for kjerne HM128-06 (se Kapittel 3.3.5, Appendiks II og III).

Ved slike beregninger må oksygenisotopforholdet i både karbonaten ($\delta^{18}\text{O}_c$) og i vannet ($\delta^{18}\text{O}_v$), hvor sekresjonen av kalk foregikk, være kjent. $\delta^{18}\text{O}_v$ kontrolleres hovedsakelig av salinitet, som igjen styres av en rekke faktorer som tilførsel av smeltevann, nedbør og fordamping (e.g. Maslin m.fl., 1995). I 1965 oppdaget Craig og Gordon at det er et bortimot lineært blandingsforhold mellom $\delta^{18}\text{O}_v$ og salinitet, og at en endring i salinitet på 1 ‰ gav en endring i $\delta^{18}\text{O}_v$ på $\sim 0,61$ ‰. Dette gav de navnet ”Den nordatlantiske blandingslinjen” (Craig og Gordon, 1965). Frem til i dag er det formulert flere tilsvarende blandingslinjer, funnet ved studier av De nordiske hav og Nordatlanteren (Simstich, 1999; Østbø, 2000). Blandingslinjen som er benyttet i denne oppgaven (Ligning 3.3) ble formulert av Ostlund m.fl. (1987).

$$\delta^{18}\text{O}_v (\text{SMOW}) = -19,264 + (0,558 * S) \quad \text{(Ligning 3.3)}$$

I følge data fra Bauch m.fl. (1995) og Risebrobakken m.fl. (2003) har saliniteten i de øverste 200–300 m av vannsøylen i Norskehavet i Holosen, variert mellom 34,93 og 35,17 ‰ og hatt en gjennomsnittsverdi på 35,054 ‰ (Schmidt m.fl., 2006). Ved bruk av Ligning 3.3 gir dette en $\delta^{18}\text{O}_v$ lik $\sim 0,3$ ‰, som i denne oppgaven blir brukt i de planktiske paleotemperaturberegningene. Ligning 3.3 ble også brukt i beregningen av salinitet (se Appendiks III).

Ettersom ^{16}O i havvannet fordamper lettere enn ^{18}O , vil $\delta^{18}\text{O}_v$ også påvirkes av kontinentalt isvolum. Dette forårsaker at man under glisiale perioder får en anrikning av ^{16}O isotopen i kontinentale isdekker, og $\delta^{18}\text{O}_v$ vil bli mer positiv som følge av at det er en høyere andel ^{18}O igjen i havet (e.g. Wright, 2001). Endringer i $\delta^{18}\text{O}_v$ er på denne måten relatert til økende og minkende isvolum. Hvor mye vann som er knyttet opp i et kontinentalt isdekke, er videre relatert til havnivået ved et bestemt tidspunkt. Dette kalles isvolumeffekt. For å kunne rekonstruere $\delta^{18}\text{O}$ -variasjoner som kun reflekterer endringer i lokal havvannstemperatur og $\delta^{18}\text{O}$, må variasjonene i $\delta^{18}\text{O}_v$ forårsaket av ismelting (isvolum korrelasjonsfaktor) trekkes

fra de planktiske og bentiske $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene (Duplessy m.fl., 2001). Jo større isdekke og lavere havnivå, desto høyere vil korrelasjonsfaktoren være. Alle oksygenisotopverdier er korrigert for isvolum med verdier angitt i Appendiks III. Verdiene er utarbeidet med grunnlag i havnivådata fra Liu m.fl. (2004), som ble konvertert til isotopverdier av Trond Dokken (pers.komm.).

3.2.2 Oksygenisotoper og vitaleffekt

Under sekresjonen av kalsitt har enkelte arter en tendens til å inkorporere metabolsk produsert CO_2 i skallet sitt, noe som forårsaker $\delta^{18}\text{O}_c$ verdier som er 0,5–1,0 ‰ lavere enn verdien man hadde fått dersom sekresjonen hadde skjedd i isotopisk likevekt med omkringliggende vannmasser (Bauch m.fl., 1997; Grossman, 1987; Kohfeld m.fl., 1996; Volkmann og Mensch, 2001). Dette kalles ”vitaleffekt”, og må korrigeres for før $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene kan benyttes i utregningen av temperaturer. Alle $\delta^{18}\text{O}_c$ verdiene til *N. pachyderma* (sin) er av denne grunn korrigert med en faktor på 0,9 ‰ (Bauch m.fl., 1997; Bauch m.fl., 2002; Duplessy m.fl., 2001; Kohfeld m.fl., 1996; Simstich m.fl., 2003). *C. neoteretis* kalsifiserer derimot i tilnærmet isotopisk likevekt med omkringliggende vann, så $\delta^{18}\text{O}_c$ for denne arten trenger derfor ingen korrigerings (Grossman, 1987; Jansen m.fl., 1989).

I tillegg til vitaleffekt er det også flere andre faktorer som kan påvirke oksygenisotopene og forstyrre det opprinnelige signalet, både under kalsifisering og etter organismens død nede i sedimentene. Dette er faktorer som for eksempel vertikal migrering, kalsifiseringsdyp og -tidspunkt, sekundær kalsifisering og oppløsning. Faktorene kan være vanskelig å korrigere for, og forårsaker en viss usikkerhet knyttet til beregninger av reelle temperaturer. Til tross for dette kan temperaturberegninger likevel avsløre trender, som kan være nyttige når det skal dannes et bilde av den paleosenografiske utviklingen i et område. Enkelte av faktorene vil bli diskutert nærmere i Kapittel 6.2.

3.2.3 Karbonisotoper

Planktiske og bentiske karbonisotoper ($\delta^{13}\text{C}_{\text{foram.}}$) er lenge blitt brukt i forskningen på paleomiljøer og endringer i den globale karbonsyklusen (Bemis m.fl., 2000; King og Howard,

2004; Lynch-Stieglitz m.fl., 1995). De kan mellom annet gi informasjon om dypvannssirkulasjon (Curry og Lohmann, 1982; Duplessy m.fl., 1988; Duplessy m.fl., 1984; Van der Zwaan, 1999), fortidens CO₂ konsentrasjon i atmosfæren (Keir, 1995; Lea m.fl., 1999a), og styrken på den biologiske pumpen og hvordan den har endret seg (Shackleton m.fl., 1992; Shackleton og Pisias, 1985).

$\delta^{13}\text{C}_{\text{foram}}$ er hovedsakelig kontrollert av total mengde uorganisk karbon som er oppløst i havet ($\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$) (Grossman, 1984a; Russell og Spero, 2000; Spero m.fl., 1991). $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ blir igjen kontrollert av fysiologiske prosesser som symbiotisk fotosyntese og respirasjon (vitaleffekt) (Friedrich m.fl., 2006; Grossman, 1987; Mackensen m.fl., 2000), primær produksjon (Lubinski m.fl., 2001; Weinelt m.fl., 2001), temperaturavhengig CO₂-utveksling mellom luft og hav (Charles m.fl., 1993; Shackleton, 1977), ontogenetiske effekter (Friedrich m.fl., 2006; Grossman, 1984b; Spero og Lea, 1996) pH og CO₃²⁻-konsentrasjon (Bijma m.fl., 1999; Spero m.fl., 1997), kinetiske effekter som kalsifikasjonsraten (Friedrich m.fl., 2006; Grossman, 1987; Mackensen m.fl., 2000), ”Mackenseneffekten” (Mackensen m.fl., 1993) og mikrohabitateffekten (Grossman, 1987; Jorissen m.fl., 1995; Van der Zwaan, 1999).

I hvilken grad de ulike faktorene påvirker ulike arter varierer veldig, og i enkelte tilfeller kan effekter utligne/maskere andre (Jansen, 1989; Russell og Spero, 2000). Dette kan gjøre tolkingen av karbonisotoper komplisert. Flere studier indikerer at vitaleffekten faktisk har en større innvirkning på $\delta^{13}\text{C}_c$ enn på $\delta^{18}\text{O}_c$ (Friedrich m.fl., 2006; Grossman, 1987). Dette er tydelig, ettersom vitaleffekten i $\delta^{13}\text{C}$ for *N. pachyderma* (sin.) har verdier som varierer mellom 1,0–2,0 ‰ (Kohfeld m.fl., 1996; Volkmann og Mensch, 2001). Med en verdi på ~1,5 ‰ (Poole m.fl., 2004), har også *C. neoteretis* har en høy vitaleffekt i $\delta^{13}\text{C}$. Men siden formålet med karbonisotopene i denne oppgaven er å indikere endringer i ventilasjonen i området som studeres, vil de ikke bli korrigert for verken vitaleffekt eller andre effekter ettersom eventuell korreksjon kun ville ført til en vertikal forflytning av kurven.

Verd merke seg er at de bentiske karbonisotopene er gjort på *C. neoteretis*, en art som lever i de øverste 0-5 cm av sedimentene på havbunnen hvor distribusjonen er relatert til tilgangen på mat (Wollenburg og Mackensen, 1998). Dette tilsier at artens $\delta^{13}\text{C}$ -verdier sannsynligvis reflekterer både havbunns- $\delta^{13}\text{C}$, og mengden oppløst karbon som er blitt tilført sedimentene via nedbryting av organisk materiale (McCorkle m.fl., 1990). Av denne grunn bør $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene til *C. neoteretis* betraktes med forbehold. Men $\delta^{13}\text{C}$ -verdier målt på endobentiske

foraminiferer er blitt påvist å være nyttig som bunnvannsindikatorer i ulike miljø (e.g. Hald m.fl., 2001).

3.3 Mg/Ca-analyser

Oksygenisotoper i foraminiferer har lenge vært det beste verktøyet til å kartlegge variasjoner i havnivå og kontinentale isdekker (Lea m.fl., 2002; Rosenthal m.fl., 2000). Et problem med metoden er derimot at $\delta^{18}\text{O}$ reflekterer både den isotopiske sammensetningen i vannmassene ($\delta^{18}\text{O}_v$), og temperaturen i vannet når kalkskallet dannes (Elderfield og Ganssen, 2000; Martin m.fl., 2002). For å kunne beregne paleotemperaturer ved hjelp av oksygenisotoper, må disse to signalene skilles fra hverandre. Dette er årsaken til at det i den senere tid har vært stor interesse for andre temperaturavhengige proksier. Slik ble det oppdaget en sammenheng i forholdet mellom magnesium og kalsium i foraminiferer, og vanntemperatur (e.g. Billups og Schrag, 2002; Chave, 1954; Elderfield og Ganssen, 2000; Lea m.fl., 1999b; Mashiotto m.fl., 1999; Nürnberg m.fl., 1996). Ved måle Mg/Ca og oksygenisotoper på foraminiferene i samme prøve, kan man ved hjelp av Mg/Ca-forholdet kalkulere uavhengige kalsifiseringstemperaturer som igjen kan benyttes til å beregne $\delta^{18}\text{O}_v$ i omkringliggende vannmasser (e.g. Elderfield m.fl., 2002; Mashiotto m.fl., 1999; Rosenthal m.fl., 2000). Dette er blitt gjort i denne oppgaven (se Kapittel 3.3.5), og de kalkulerte verdiene for $\delta^{18}\text{O}_v$ er listet i Appendiks II.

3.3.1 Metode

For at målingen skal gi et så korrekt bilde som mulig av miljøet foraminiferene er hentet fra, er det svært viktig med en nøyaktig måleteknikk som kan gi de samme resultatene ved gjentatte målinger. Med hensyn til dette viser det seg at hvordan foraminiferene er renset spiller en avgjørende rolle, ettersom leire og annet forurensende materiale (e. g. sekundær kalsifisering) kan forstyrre det opprinnelige Mg/C-signalet i karbonatet. I tilknytning til dette er det påvist svært sprikende verdier fra forskjellige laboratorier som utfører forskjellige renseprosesser (Rosenthal m.fl., 2004). Avvikene er hovedsakelig et resultat av hvilke stadier som er tatt med i renseprosessen og hvor kraftig ”rensemiddel” som benyttes, men også at det

utføres ulike standardkalibreringer (Barker m.fl., 2003; Martin og Lea, 2002; Rosenthal m.fl., 2004).

De to rensemetodene som brukes er ”Barker-metoden” (også kalt Mg-metoden), og reduktiv rensing (også kalt Cd-metoden). Den første metoden har 3 hovedstadier med tilføring av ulike kjemikalier; ¹⁾ fjerning av leirmineraler (vann- og metanolrens), ²⁾ fjerning av organisk materiale (oksidering ved bruk av H₂O₂), og ³⁾ fjerning av sekundær kalsitt (svak syrevask med bruk av HNO₃) (Barker m.fl., 2005; Barker m.fl., 2003). Når det gjelder den andre metoden, så inneholder denne et ekstra stadie hvor prøven blir renses i hydrasin (NH₄OH), som er en meget reduktiv base og derav navnet reduktiv (Barker m.fl., 2005; Martin og Lea, 2002; Rosenthal m.fl., 1999; Rosenthal m.fl., 2004). Ved reduktiv rensing er det derimot påvist oppløsning av karbonatet, og et 10–15 % lavere Mg/Ca-forhold enn om dette siste stadiet ikke hadde blitt utført (Barker m.fl., 2003). Også Rosenthal m.fl. (2004) finner avvik mellom de to metodene. Barker m.fl. (2003) stiller seg derfor spørsmål om ikke denne metoden også fjerner litt av det opprinnelige Mg/Ca-signalet. Hvilken av metodene som er den beste kan diskuteres, men det er enighet i at ”Barker-metoden” er tilstrekkelig effektiv ved Mg/Ca-analyser (Barker m.fl., 2003; Lear m.fl., 2000; Nürnberg m.fl., 2000; Rosenthal m.fl., 2004). I analyser på andre typer spormetall (Cd/Ca, Ba/Ca, U/Ca), vil derimot Cd-metoden fremdeles bli benyttet (Rosenthal m.fl., 2004).

I denne oppgaven er ”Barker-metoden” benyttet, og prosessen ble lært og gjennomført ved Universitetet i Cambridge, England.

3.3.2 Renseprosess

Under analysing av Mg/Ca er det viktig at foraminiferene er svært godt renses, ettersom forurensing i form av silikater vil gi forhøyede Mg/Ca-verdier. Under følger en kort gjennomgang av de ulike stadiene. For en grundigere innføring vises det til Barker m.fl. (2003).

Rensing av tuber:

Ved laboratoriet ble det under rensingen av prøvene, brukt to typer tuber. Grunnen til dette var at den ene typen gav fra seg magnesium ved tilføring av syre, mens den andre ikke tålte

varmebehandlingen som prøven måtte gjennom for å fjerne organisk materiale. Alle tubene som skulle benyttes måtte derfor først ligge ett døgn i 10 % Salpetersyre, før de ble skylt i høydestillert vann og tørket i tørkeskap nok et døgn. Dette skulle forhåpentligvis fjerne laget med magnesium som ble felt ut ved tilføring av syre.

Knusing:

Om lag 30 individer av *Melonis barleeaanum* ble plukket til hver prøve, som videre ble knust mellom to glassplater og overført til rene tuber. Det ble advart mot å knuse kammerene for mye, ettersom dette ville føre til stort materialtap under renseprosessen. Når det derimot gjelder *M. barleeaanum* som er en ”sneglehuslignende” art, hadde mye av leiren og annen forurensing funnet veien inn innerst i skallet. Det var av denne grunn svært viktig å passe på at alle kamrene ble åpnet, og det ble nødvendig å knuse litt mer enn man ville gjort med for eksempel *Globigerina bulloides* (Barker m.fl., 2003).

Selve renseprosessen består av 5 stadier:

1. Fjerning av leire: Det ble gjennomført 4 skyllinger med høydestillert vann (UHQ H₂O), 5 skyllinger med metanol, og deretter 4 skyllinger til med UHQ H₂O. Mellom hver skylling ble overskuddsvannet fjernet med en pipette, og prøven ble satt i et ultralydsbad i ca. 1-2 minutter for å løse eventuell fastsittende forurensing/leire på karbonatet. Etter den siste vannskyllingen ble prøvene overført til tuber som tålte å bli kokt.
2. Fjerning av organisk materiale: Hver prøve ble tilsatt 1 % hydrogenperoksid (H₂O₂) løsning, og så satt i vannbad i 10 minutter. Økt temperatur intensiverte reaksjonen, og det dannet seg små gassbobler i prøven. Disse måtte fjernes for at karbonatet til en hver tid skulle være i kontakt med løsningen. Dette ble gjort ved å knipse på tubene med jevne mellomrom, for så å bli satt i ultralydbad noen sekunder. Etter at karbonatet hadde falt til bunns, ble overflødig syre fjernet med en pipette. Dette stadiet ble repetert to ganger, før det til slutt ble utført to vannskyllinger for å fjerne rester etter hydrogenperoksid.
3. Fjerning av grovkornet silikat: Prøven ble ved hjelp av en pipette overført til et prøveglass. Dette ble satt på et hvitt papir under et mikroskop, og forurensing som silikat-korn eller annen ”grovkornet forurensing” (for eksempel bust fra kosten man

brakte til å overføre prøven med til en tube etter knusing) ble synlige som mørkere partikler på hvitt underlag. Dette gjorde det lettere å få dem fjernet fra prøven. Prøvene ble så overført til rene tuber som tålte syre.

4. Fjerning av sekundær kalsitt: Til dette ble det brukt en svak Salpetersyre (0,001M), og prøvene ble satt i ultralyd bad i ~30 sekunder. Syren ble deretter fjernet med en pipette, og prøven ble skylt med UHQ vann for å fjerne eventuelle syrerester. Etter dette stadiet i renseprosessen kunne prøven lagres over en lengre tidsperiode.
5. Oppløsning: Kalsiumkarbonatet måtte løses opp før prøven kunne analyseres ved hjelp av ICP-AES instrumentet. Dette ble gjort ved hjelp av 0,075M Salpetersyre, og prøven ble satt i ultralydsbad for å få forgang i reaksjonen. Salpetersyre-løsningen ble også brukt under elementanalysen på Varian Vista maskinen, som en blank løsning for å holde kontroll på hvor stabilt og nøyaktig instrumentet var. Det siste man gjorde var å sentrifugere prøvene (se Kapittel 3.3.3), og overføre dem til rene tuber.

3.3.3 Elementanalyse

Etter oppløsning og sentrifugering, ble prøvene kjørt på et ICP-AES (inductively coupled plasma-atomic emission spectroscopy) -instrument (se www.varianinc.com for flere detaljer). Instrumentet består av 4 hovedkomponenter; ¹⁾ et injeksjonssystem ²⁾ en "fakkell" (den såkallede "torchen"), ³⁾ plasma ⁴⁾ og en detektor som er koplet til en PC. Injeksjonssystemet inneholder teflonslanger, en pumpe, en "nebulizer" og et spraykammer. "Nebulizeren" er en komponent som sørger for å omforme prøven, som entrer systemet i væskeform, til en fin dis som overføres til spraykammeret. For å gjøre en korrekt analysering er det viktig med en jevn "prøvestrøm". I spraykammeret fjernes eventuelle dråper fra "nebulizeren", som ville ha forårsaket endringer i strømmingen. Via injeksjonssystemet blir prøven sammen med argongass overført til fakkelen. Fakkelen sørger videre for at den fine "prøvedisen" blir overført til plasmaet, som er dannet via ionisering av argongassen. Plasmaet kan ha temperaturer oppimot 10000 K, noe som får elektronene i prøven til å hoppe opp på et høyere energinivå. Når de så returnerer til sitt normale nivå, avgies det energi i form av lysglimt. Disse lysglimtene registreres ved hjelp av en detektor med fopixler, som måler bølglengder (i nanometer, nm) innenfor visse intervall og som sender disse i form av elektriske impulser

til en PC. Her blir de omformet til digital informasjon ved hjelp av programvaren som kontrollerer systemet. Se link for en grundigere innføring: www.sci-eng.mmu.ac.uk/fac/archive/General2ICP-AES.pps.

Poenget med metoden er at hvert element gir fra seg energi med bølgelengder som er kjennetegnet ved dens kjemiske karakter. Energiintensiteten som blir frigitt ved en gitt bølgelengd, er proporsjonal med konsentrasjonen av elementet i den analyserte prøven. Slik kan man ved å bestemme seg for hvilke bølgelengder man vil bruke og dernest kartlegge intensiteten til elementene ved valgte bølgelengder, på en rask og presis måte måle mengden av hvert element i en karbonatprøve. Magnesiumkonsentrasjonen ($[Mg^{2+}]$) ble i denne oppgaven målt ved linje 285,213 nm, mens kalsiumkonsentrasjonen ($[Ca^{2+}]$) ble målt ved linje 315,887 nm. Elementkonsentrasjonene blir oppgitt i pm. (parts per million), som er en svært liten enhet, og som gjør at de påvirkes av de minste endringer i instrumentoppsettet. Parametere som kan påvirke sensitiviteten i instrumentet kan for eksempel være endringer i energitilførselen til plasmaen, eller endringer i strømningsfrekvensen av argongass som kontrolleres av "nebulizeren" (de Villiers m.fl., 2002). Elementforholdene som kalkuleres ut fra elementkonsentrasjonene, blir oppgitt i millimol/mol (mmol/mol) (se Appendiks II for rådata).

Under analysen ble det også kjørt standardløsninger i tillegg til Q4- og Solution-R-løsninger, som hadde kjente elementkonsentrasjoner. Standardløsningen ble brukt til å intensitetskalibrere elementkonsentrasjonene i prøvene, som er nødvendig for å gjøre de målte intensitetene til de ulike linjene om til konsentrasjoner. Q4- og Solution-R-løsninger ble derimot brukt for å kontrollere stabiliteten og presisjonen til maskinen over lengre tid. Målenøyaktigheten for systemet var på $\pm 0,5\%$ (de Villiers m.fl., 2002; Rosenthal m.fl., 2004), mens presisjonen til de målte Mg/Ca-forholdene var $< 0,02$ mmol/mol for en standard løsning av Mg/Ca = 5,13 mmol/mol.

Ved en tilfældighet ble det under analysen oppdaget at små silikat-korn satte seg fast i teflonslangene i injeksjonssystemet, og forårsaket ujevne pulser av argongass samt svært høye Si-intensitetsverdier (> 200 c.) (se Appendiks II). Dette problemet ble til slutt løst ved å sentrifugere prøven etter oppløsning, for så å overføre prøven til en ny tube og la grumset være igjen den gamle.

3.3.4 Korrigering av Mg/Ca-verdiene

Rensingen av prøvene skal sørge for at det ikke er noen leirmineraler, organisk materiale eller annen smuss tilbake i prøvene, som kan forstyrre og endre det opprinnelige Mg/Ca-signalet i karbonatet. Dette er spesielt viktig for foraminiferer hentet fra kalde områder (for eksempel Nord-Atlanteren), ettersom opptaket av magnesium er temperaturavhengig og Mg/Ca-forholdet vil være lavere i kaldere områder. Jo lavere Mg/Ca-konsentrasjon, desto mindre forurensing skal til for å forskyve signalene. Er prøven dessuten hentet fra leirrike omgivelser, krever den mer effektiv rensing enn om den var hentet fra omgivelser som ikke var rik på leire (Barker m.fl., 2003).

Konsentrasjonene av element som for eksempel jern (Fe), aluminium (Al) samt intensiteten av silisium (Si), blir brukt som indikatorer på om rensingen har vært effektiv nok (Lea m.fl., 2005). Aluminiumkonsentrasjonen bør ikke være målbar, og Fe/Ca-forholdet må helst være lavere enn 0,1 mmol/mol (Barker m.fl., 2003). Videre bør ikke intensiteten av Si være høyere enn 100 (Mervyn Greaves pers. komm.). Alle Mg/Ca-verdier hvor tilsvarende Al/Ca, Fe/Ca og Si verdier er høyere enn dette, bør ifølge Barker m.fl. (2003) forkastes. Disse kriteriene ble svært vanskelig å følge, ettersom *M. barleeaanum* på grunn av sin struktur var svært vanskelig å rense. Kun en måling oppfylte kravene. Av denne grunn ble alle Mg/Ca-verdiene benyttet i utregningen av $\delta^{18}\text{O}_v$ (se Kapittel 3.3.5). Hva dette medfører vil bli diskutert i Kapittel 6.

Barker m.fl. (2003) diskuterer videre hvorvidt det går an å korrigere for jerninnholdet i Mg/Ca-verdiene, ved å subtrahere den kalkulerede usikkerheten fra det målte Mg/Ca-forholdet (Ligning 3.5).

$$\text{Mg/Ca}_{(\text{jernkorrigert})} = \text{Mg/Ca}_{(\text{intensitetskonsentrasjon})} - \text{Mg/Ca}_{(\text{overskudd})}$$

(Ligning 3.5)

når

$$\text{Mg/Ca}_{(\text{overskudd})} = \text{Fe/Ca}_{(\text{prøve})} / \text{Fe/Mg}_{(\text{forurensing})}$$

og

$$\text{Fe/Mg}_{(\text{forurensing})} = 1$$

Dette skal i utgangspunktet gi en Mg/Ca-verdi som ikke er påvirket av magnesium fra forurensende materiale. Ettersom det derimot vil være en viss usikkerhet i å anta et slikt 1:1

forhold mellom magnesium og jern i leire, kan det stilles spørsmål ved troverdigheten til de jernkorrigerede verdiene (Barker m.fl., 2003). Lea m. fl. (2005) derimot, utførte en liknende strategi for å korrigere Mg/Ca-verdiene for Fe/Ca og Al/Ca, og argumenterte for at denne korrigeringen ga gode resultater. Mg/Ca-verdiene i denne oppgaven er korrigert for jern. Hva dette innebærer vil bli diskutert nærmere i Kapittel 6.

3.3.5 Mg/Ca temperaturberegninger og kalkulering av $\delta^{18}\text{O}_v$

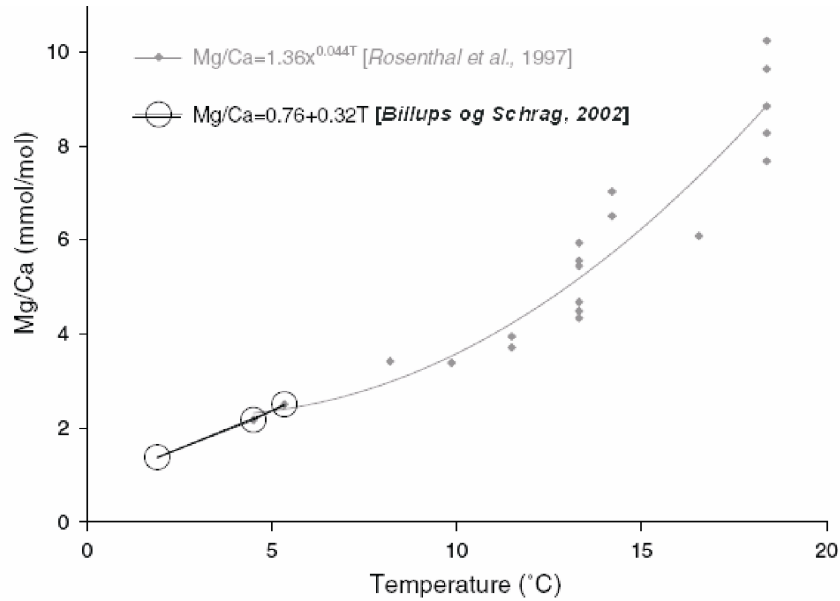
Frem til i dag er det utviklet flere Mg/Ca temperaturkalibreringskurver, både for planktiske og bentiske foraminiferer (Anand m.fl., 2003; Billups og Schrag, 2002; Elderfield og Ganssen, 2000; Lear m.fl., 2002; Martin m.fl., 2002; Nürnberg, 1995; Nürnberg m.fl., 1996; Rosenthal m.fl., 1997). Det er derimot ikke gjort så mange kalibreringsstudier på bentiske foraminiferer hvor Mg/Ca-forholdet er svært lavt (<1,5 mmol/mol), som er tilfellet i denne oppgaven. Men ved å sammenligne de to nederste punktene på kalibreringskurven til Rosenthal m.fl. (1997) med sine Mg/Ca kjernetoppmålinger gjort på den bentiske foraminiferen *Cibicidoides wuellerstorfi*, utviklet Billups og Schrag (2002) en lineær temperaturkalibreringskurve for lave Mg/Ca-verdier (<2,5mmol/mol) innenfor et temperaturintervall på 2,0–5,5 °C (Ligning 3.6 og Figur 3.4).

$$\text{Mg/Ca} = 0,76 + 32T \quad \text{(Ligning 3.6)}$$

Ligning 3.6 ble benyttet til å regne ut kalsifiseringstemperaturen for Mg/Ca-verdiene, som videre ble benyttet i beregningen av $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdier. Dette ble gjort ved bruk av Shackletons temperaturligning, som her er løst med hensyn til $\delta^{18}\text{O}_v$ (Shackleton, 1974):

$$\delta^{18}\text{O}_v(\text{SMOW}) = \delta^{18}\text{O}_c + 0,27 - 21,9 + (310,61 + 10 * T)^{1/2} \quad \text{(Ligning 3.7)}$$

Etter korrigering for isvolum blir de kalkulerte $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdiene benyttet videre i utregningen av de bentiske paleotemperaturene (se Appendiks II og III). Siden det ikke eksisterer en $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdi for hver cm nedover i kjernen, vil hver enkelt verdi benyttes i alle temperaturkalkuleringene ned til neste kalkulerte $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdi. I Kapittel 5.5 kalles denne paleotemperaturkurven BVT_1 .



Figur 3. 4 Mg/Ca-konsentrasjoner plottet mot kalsifiseringstemperatur. Den eksponentielle temperaturkalibreringskurven ble utviklet av Rosenthal m.fl. (1997), som Billups og Schrag (2002) bygget videre på med en lineære temperaturkalibreringskurve.

På grunn av noe usikkerhet i Mg/Ca-verdiene (se Kapittel 3.3.4), ble det også kalkulert bentiske paleotemperaturer med en konstant $\delta^{18}O_v$ på $\sim 0,31$ ‰ for å ha noe å sammenligne opp imot (se Appendiks III og Kapittel 5.4.2). Dette var den eneste av $\delta^{18}O_v$ -verdiene som ble kalkulert utifra en Mg/Ca-verdi hvor alle krav for tilfredsstillende fjerning av forurensing var oppfylt (Barker m.fl., 2003). I Kapittel 5.5 kalles denne paleotemperaturkurven BVT₂.

KAPITTEL 4

ALDERSMODELL

Kronologien til kjerne HM128-06 er basert på 8 AMS radiokarbon (^{14}C) dateringer, gjort på foraminiferer og mollusker plukket fra kjernematerialet. Dateringene er gjort jevnt fordelt fra bunn til topp på kjernen.

4.1 Dateringer og aldersmodell for kjerne HM128-06

Dateringene som ligger til grunn for aldersmodellen ble hovedsaklig gjort på arten *Globigerina bulloides* (Figur 4.1, bilde 1), og til hver datering ble det plukket mellom 900–1500 individer. Dette utgjør ca. 6-10 mg foraminiferer. I kjernen ble det også gjort funn av arten *Portlandia arctica* (Figur 4.1, bilde 2) samt et stort sneglehus. Sneglehuset kan muligens være av arten *Turrisipho moebii* (Figur 4.1, bilde 3), men identifikasjonen er noe usikker ettersom deler av skjellet manglet. Fire av dateringene ble utført på materiale fra molluskene, og til sammen ble det foretatt 15 AMS ^{14}C -dateringer ved Poznan Radiocarbon Laboratory i Polen (Tabell 3 og Figur 4.2).



Figur 4.1 De ulike artene som ble benyttet i ^{14}C -dateringene. Den planktoniske foraminiferen *Globigerina bulloides* (d'Orbigny, 1826) forstørret ca. 200 ganger (www.andreaperl.de/10_8_globigerina_bulloides.html), er avbildet som nummer 1. Mollusken *Portlandia arctica* (Gray J.E., 1824) (www.maine.gov/doc/nrimc/mgs/explore/fossils/sediment/portland.htm), er i bilde 2 forstørret ca. 4 ganger i forhold til originalen. Avbildet som nummer 3 er gastropoden *Turrisipho moebii* (Dunker, R.W. & A. Metzger, 1874) (www.gastropods.com/4/Shell_5324.html), som her har bortimot naturlig størrelse.

Det var noe usikkerhet rundt det å bruke samme marin reservoar alder for både foraminiferene og molluskene, ettersom arter som beiter på avsetninger (*P. arctica*) ofte inkorporerer gammelt karbon i skallet sitt (Forman og Polyak, 1997). Men det ble likevel besluttet å gjøre

Kapittel 4 Aldersmodell

Tabell 3 Oversikt over dateringene som er utført på kjerne HM128-06. Prøvene som er skrevet med rødt, ble ikke benyttet som kontrollpunkt i aldersmodellen.

Referanse nummer	Dyp (cm)	¹⁴ C alder	Feilmargin ±	Kalenderår (AD/BC)	Kalenderår (BP 1950)	Kommentar	Art
Poz-5000	1	5010	70	3430	5380	Liten, 0,1mg	<i>G. bulloides</i>
Poz-5001	30	8790	120	7500	9450	Liten, 0,15mgC	<i>G. bulloides</i>
Poz-5002	50	8940	180	7760	9710	Liten, 0,08mg Ikke benyttet	<i>G. bulloides</i>
Poz-5003	75	9010	50	7750	9700		<i>G. bulloides</i>
Poz-5004	105	9160	40	8000	9950	Liten, 0,17mg	<i>G. bulloides</i>
Poz-5098	125	9170	50	8010	9960	Ikke benyttet	<i>G. bulloides</i>
Poz-5006	125	9250	50	8100	10050	Ikke benyttet	<i>P. arctica</i>
Poz-5007	141	9370	50	8290	10240	Ikke benyttet	<i>G. bulloides</i>
Poz-1649	141	9260	60	8110	10060		<i>P. arctica</i>
Poz-5008	167	9360	50	8280	10230	Ikke benyttet	<i>G. bulloides</i>
Poz-1645	167	9400	60	8320	10270		<i>P. arctica</i>
Poz-5099	200	10040	60	9030	10980	Ikke benyttet	<i>G. bulloides</i>
Poz-5010	246	9940	50	8940	10890		<i>G. bulloides</i>
Poz-5012	248	9950	40	8960	10910		<i>G. bulloides</i>
Poz-1644	248	10030	60	9020	10970	Ikke benyttet	<i>T. moebii</i>

det, og alle dateringene ble korrigert for marin reservoar effekt på 400 år som er funnet til å gjelde for Norskehavet og langs vestkysten av Norge i Holosen (Bard m.fl., 1994; Bondevik m.fl., 1999; Hafliason m.fl., 2000; Hafliason m.fl., 2005; Mangerud og Gulliksen, 1975).

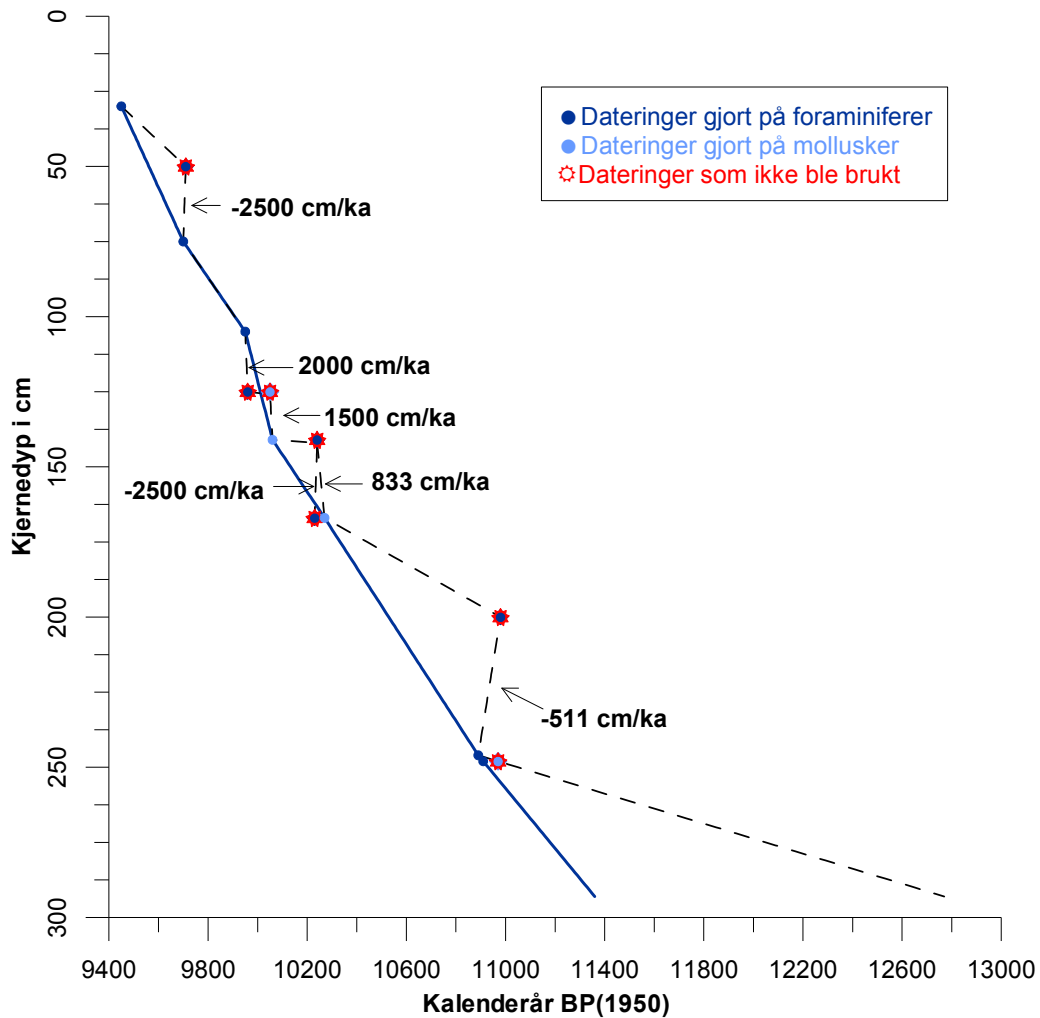
Kalibrering ble gjort ved hjelp av programmet Calib (Stuvier og Reimer, 1993), og bruk av kalibreringskurven marine04. Denne kurven er basert på dendrokronologi fra 0-10,5 cal ka BP, ettersom høyoppløslige marine data mangler for denne perioden. Fra 10,5–26 cal ka BP ("befor present") er radiokarbon målinger på foraminiferer fra Cariaco bassenget og uranseri-dateringer på koraller, brukt til fremstilling av kurven (Hughen m.fl., 2004a). Alle aldre presentert i denne oppgaven vil bli oppgitt som kalibrerte aldre, med mindre noe annet er bemerket.

4.1.1 Valg av kontrollpunkt

Av forskjellige årsaker som vil bli diskutert under, ble kun 8 av de 15 dateringene brukt som kontrollpunkt i aldersmodellen. Bruk av flere ville gitt en aldersmodell som ikke var kronologisk, noe som er nødvendig i bruken av aldersmodellen videre.

Svært lite karbon i prøven er årsak til at dateringen ved kjernedyp 50 cm ble utelukket som kontrollpunkt i aldersmodellen. Undersøkelser gjort ved laboratoriet i Poznan viste at korreksjonen for fraksjonering som de vanligvis utfører ved ^{14}C -målinger, ikke alltid er like effektiv for prøver mindre enn 0,2 mgC. Og i følge laboratoriet vil prøven bli vanskeligere å reproducere med minkende masse karbon, da dette gir større spredning i $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -forholdet (http://www.radiocarbon.pl/whatnew.htm#small_samples). Som følge av dette utelukkes den aller minste av fire små prøver (se Tabell 3).

Ved fire nivå i kjernen ble det foretatt dateringer på to ulike arter for å se om de gir samme alder ved samme kjernedyp. Dette gjelder nivå 125 cm, 141 cm, 167 cm og 248 cm i kjernen (Tabell 3). Ved nivå 125 cm ble ingen av dateringene brukt, men for hvert av de tre andre punktene ble en av dateringene valgt som grunnlag for aldersmodellen. Valgene ble tatt utifra at flere av dateringene gav usannsynlig høye sedimentasjonshastigheter som muligens kan relateres til resedimentasjon, og en av dem ville forårsaket en aldersreversjon. Dette kan tyde på at den ligger innenfor et såkalt karbonplatå. Et slikt platå oppstår når det forekommer en tidsmessig lang men brå reduksjon av ^{14}C innholdet i atmosfæren, som igjen er et resultat av endringer i den termohaline sirkulasjonen og/eller redistribusjon av ^{14}C mellom reservoar i den globale karbonsyklusen (Bard, 1998; Gulliksen, 1998; Hughen m.fl., 2004b). I et slikt intervall vil ^{14}C tidsrekken reversere og gå tilbake igjen i tid, samtidig som tidsrekken for kalender år vil fortsette fremover. Dette forårsaker at man ved kalibrering av ^{14}C aldere til kalenderår får de samme aldere over et lenger tidsintervall, og det blir gjerne oppgitt flere alternative kalenderår. Det er da umulig å si hvilket kalenderår dateringen representerer. Karbonplatået dateringene muligens kan ligge innunder, er sentrert over ~ 9600 ^{14}C år BP. Men også nedre del Yngre Dryas platået, som strekker seg over tidsintervallet ~ 11000 til 10000 ^{14}C år BP, kan være aktuelt her (Barbetti, 2004; Bondevik m.fl., 2006; Hughen og Overpeck, 1998; Sarnthein m.fl., 1994). Dateringene er i så fall ikke til å stole på, og er sannsynligvis eldre enn det som er oppgitt i Tabell 3.



Figur 4.2 Et utsnitt av aldersmodellen for kjerne HM128-06. Dateringer som er gjort på foraminiferer/gastropoder er plottet som mørkeblå/lyseblå firkanter. De dateringene ikke ble benyttet som kontrollpunkt i aldersmodellen, er merket med røde ruter. Mellom hvert av disse punktene er det foretatt lineær interpolering (stiplede linjer), og sedimentasjonshastighetene mellom dem er notert. Solid linje viser lineær interpolering mellom de dateringene som ble valgt som kontrollpunkt, og som er med på å danne aldersmodellen for kjerne HM128-06. Merk at øverste del av modellen mangler.

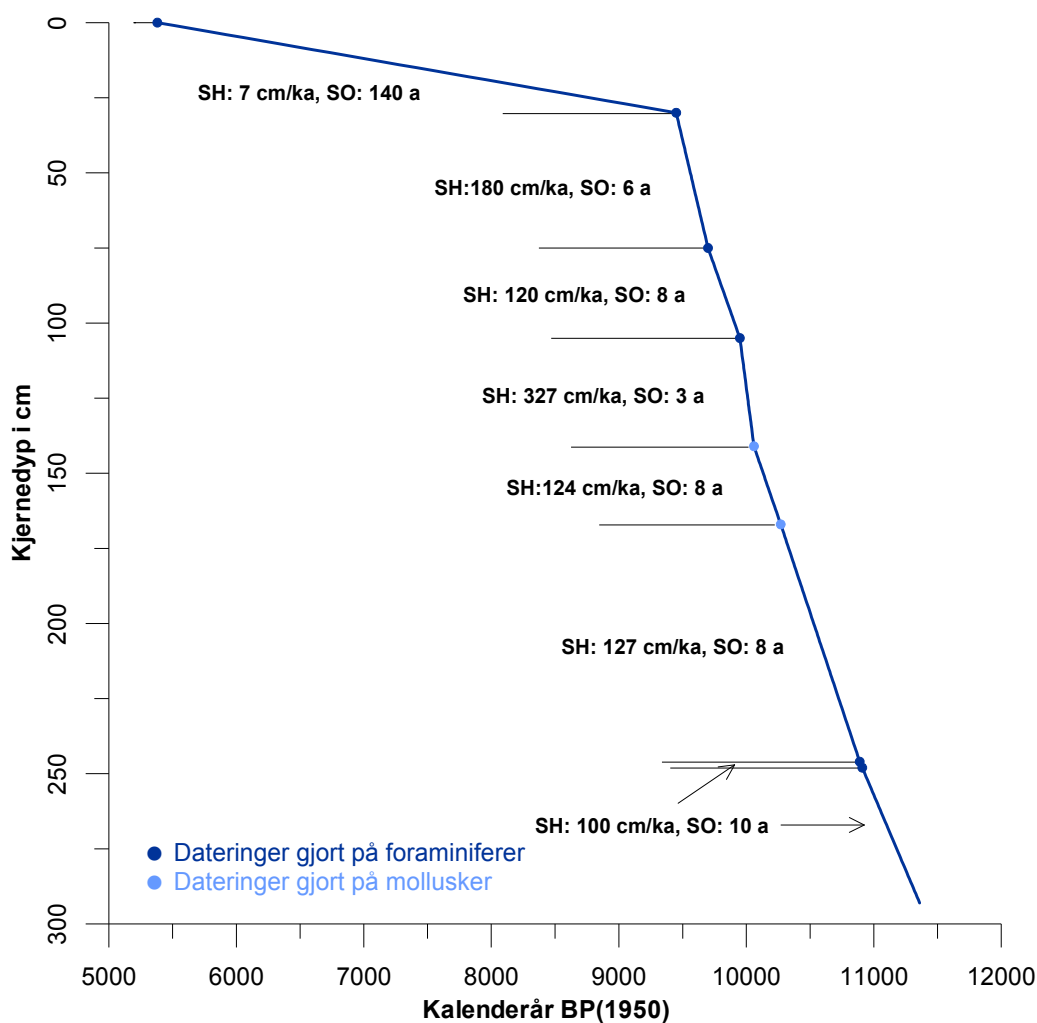
Et mulig karbonplatå er også grunnen til at dateringen ved kjernerdyb 200 cm ble utelukket i aldersmodellen. Alle de utelatte dateringer er merket med røde ruter i Figur 4.2. Aldersmodellen ble etablert gjennom lineær interpolering mellom hver av de dateringene som da er igjen (Figur 4.3). Dette forutsetter konstant sedimentasjonshastighet mellom kontrollpunktene.

4.1.2 Den endelige aldersmodellen

Figur 4.3 viser den fullstendige aldersmodellen til kjerne HM128-06, og det er oppgitt sedimentasjonshastighet og stratigrafisk oppløsning for gjeldende tidsintervall. Disse er i gjennomsnitt på 123 cm/ka og 26 år.

Nederste del av alderskurven er en forlengelse av interpoleringen mellom de to eldste dateringene, og strekker seg fra 248 cm og ned til bunnen av kjernen ved 293 cm.

Bortimot hele kjernen (30–293 cm) er preget av lite varierende, svært høye sedimentasjonshastigheter. Noe av dette kan forklares med at det i området hvor kjernen er



Figur 4.3 Den fullstendige aldersmodellen til kjerne HM128-06. Mørkeblå firkanter representerer kontrollpunktene som ble gjort på *G. bulloides*, mens lyseblå firkanter representerer de som ble gjort på *P. arctica* (se Tabell 3). Sedimentasjonshastighet (SH) og stratigrafisk oppløsning (SO) er notert for hvert nivå.

hentet fra (Figur 2.2), forekommer kontinuerlig transport nedover kontinentalskråningen av finkornet hemipelagiske sedimenter (Jansen m.fl., 1983; Karpuz og Jansen, 1992).

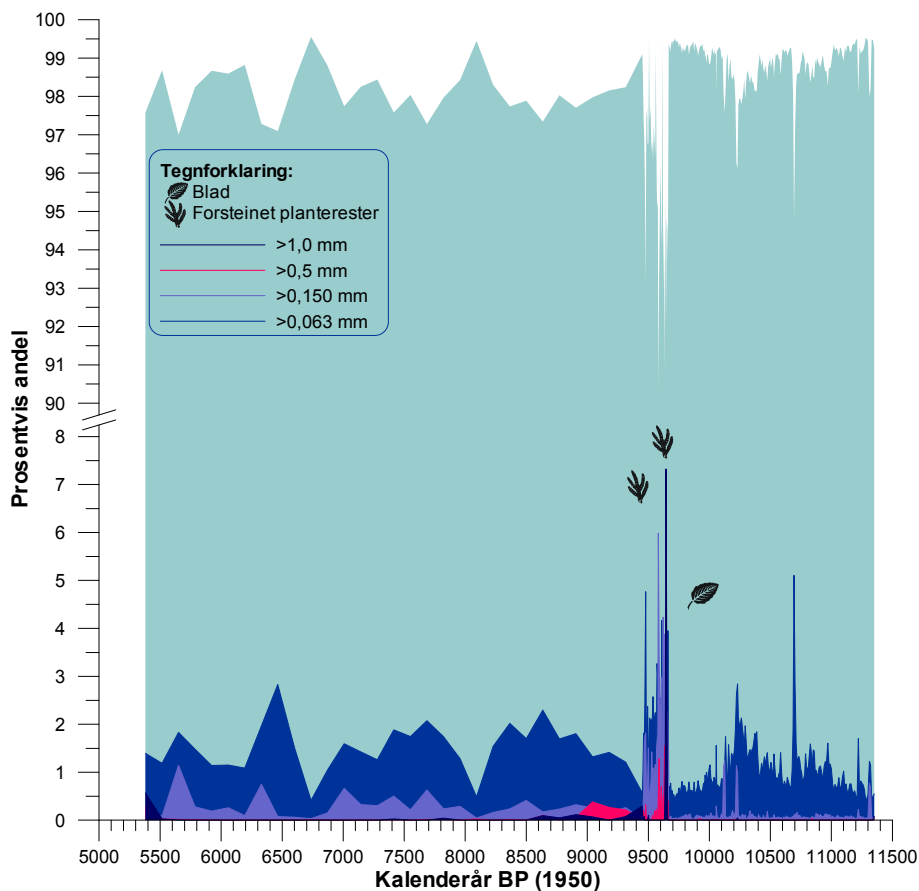
Fra kjernedyp 30 cm til 0 cm er det et sprang i alder på bortimot 4000 år, noe som er svært merkverdig sammenlignet med kronologien før og når nyere material på toppen mangler. Dette gir en svært redusert tidsopløsning, og i dette intervallet skulle det vært gjort flere dateringer for å kunne finne årsaken til de sprikende alderene. At toppen av kjernen mangler, tyder på at yngre sedimenter er fjernet av en erosjonsprosess eller massebevegelse (se Kapittel 2).

KAPITTEL 5 ✎ RESULTATER ✎

I dette kapittelet vil alle resultat fra analyser på isotoper og spormetaller, bli presentert grafisk og beskrevet. Kjerne HM128-06 dekker tidsintervallet fra ~11,4 til 5,4 ka BP, men fokuset vil ligge på Preboreal og Boreal ettersom periodene representerer 87 % av kjernen og tidsopløsningen etter ~9,5 ka BP er lav.

5.1 Kornfraksjoner

Over 98 % av kjerne HM128-06 bestod av finmaterialet med en fraksjon på <0,063 mm, noe som antyder at det har vært en jevn og fin strøm av sedimenter som sannsynligvis er avsatt



Figur 5. 1 Den prosentvise andelen av de ulike kornfraksjonene er plottet mot alder. Det er også markert ”fremmedlegemer” som ble funnet i kjerne HM128-06 (se tegnforklaring).

gjennom suspensjon. Brå forandringer i de større fraksjonene (0,150–1,0 mm) kan indikere at strømningsmønsteret ved havbunnen, hvor kjernen er hentet fra, har endret seg. Med sterkere havbunnsstrømmer kan transporten av materiale ha økt i både mengde og størrelse på sedimentkorn. Men utifra størrelsen på materiale er det kanskje mer sannsynlig at det er blitt avsatt fra havis (isdroppet materiale, IRD), og at det som observeres i Figur 5.1 er endringer i avsetningsmønsteret.

Ettersom endringene i de største fraksjonene antyder størst forandring, vil man følgelig være mest interessert i disse. Således vil beskrivelsen av Figur 5.1 videre være fokusert på fraksjonene 0,150–1,0 mm.

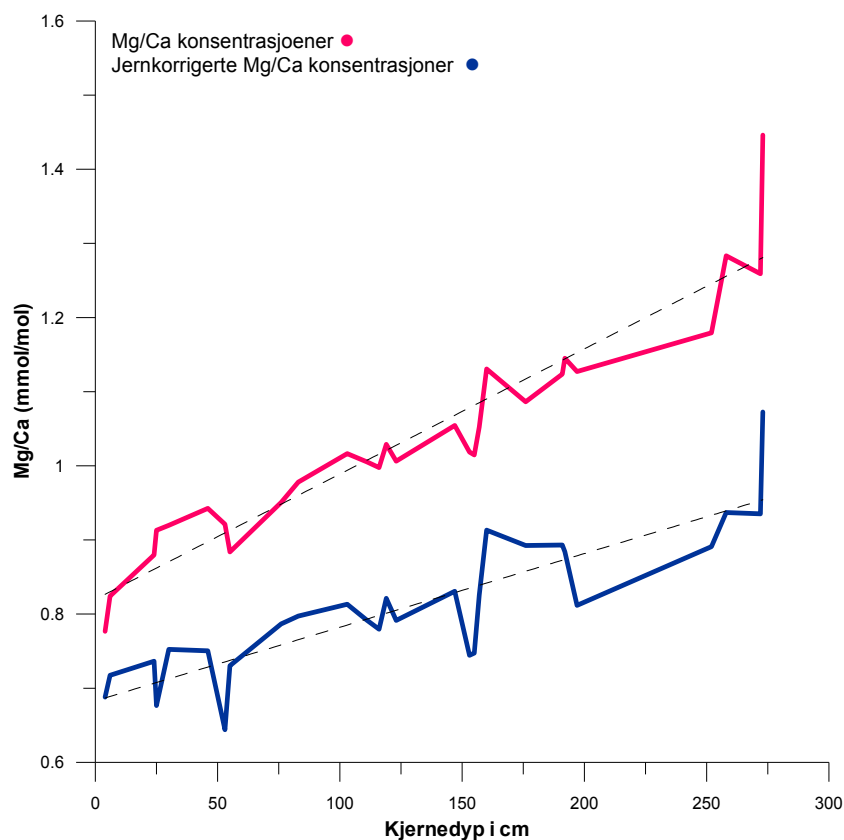
Den prosentvise andelen av fraksjon $>0,150$ mm holder seg relativt jevnt lavt ($\sim 0,2$ %) i tidsintervallet mellom 11,5–9,7 ka BP (Figur 5.1 og Appendiks I), bortsett fra tre topper på cirka 1,0 % ved $\sim 11,3$, $\sim 10,2$ og $\sim 10,1$ ka BP. Ved $\sim 9,7$ ka BP øker andelen så brått til cirka 6,0 %, før den faller igjen ved 9,5 ka BP til $\sim 1,5$ %. Etter 9,4 ka BP fluktuerer andelen av fraksjon $>0,150$ mm mellom verdier på 0,2–1,0 %.

Når det gjelder fraksjon $>0,5$ mm observeres det to små topper ($\sim 0,1$ %) ved $\sim 10,2$ og $\sim 9,9$ ka BP, mens det derimot er to markante økninger i den prosentvise andelen ved $\sim 9,7$ og $\sim 9,4$ ka BP. Den når først en topp på cirka 1,5 %, før den faller brått igjen. Ved $\sim 9,5$ ka BP øker andelen for så å jevne seg ut på en verdi rundt 0,5 %. Det er videre små forandringer i fraksjonen frem til $\sim 8,9$ ka BP, hvor andelen så forsvinner nesten helt. Ved $\sim 8,1$, 7,7 og 5,6 ka BP observeres det derimot noen ørsmå økninger i andelen igjen, på $\sim 0,1$ %.

Som Figur 5.1 viser er det kun mindre innslag av fraksjon 1,0 mm, men disse faller for så vidt sammen med toppene til de overnevnte fraksjonene. Ved 9,7 ka BP skjer det en brå og kraftig økning på $\sim 7,3$ % i den prosentvise andelen. Denne faller igjen like brått som den oppstod, og forsvinner helt i omlag 100 år. Ved $\sim 9,5$ ka BP skjer det en liten økning i andelen igjen på $\sim 0,3$ %, som reduseres gradvis til 0 % ved 9,2 ka BP. Fire små topper på henholdsvis $\sim 0,2$ % og $\sim 0,1$ % er synlige ved 8,9, 8,6, 7,8 og 7,4 ka BP, før andelen av fraksjon 1,0 mm forsvinner helt frem til $\sim 5,6$ ka BP. Da øker den brått igjen til $\sim 0,6$ %.

5.2 Resultater fra Mg/Ca-analysene

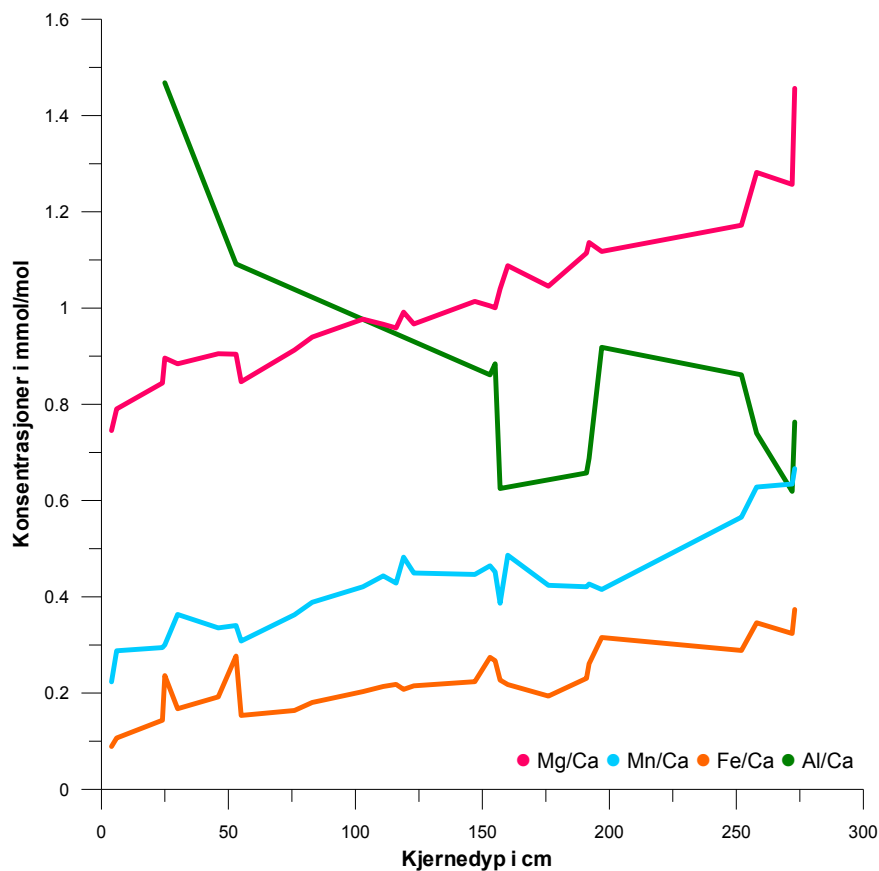
Mg/Ca-analysene ble utført på den bentiske foraminiferen *Melonis barleeanum*. I Figur 5.2 er Mg/Ca-konsentrasjonene plottet mot kjernedyp. Rosa kurve representerer Mg/Ca-konsentrasjonene, mens blå kurve viser konsentrasjonene etter at de er korrigert for jern (se Kapittel 3.3.4). De stiplede linjene demonstrerer trendene i kurvene, og utifra Figur 5.2 ser man at differansen mellom dem øker med økende dyp i kjernen. Dette tyder på at av jerninnholdet i prøvene øker med kjernedyp, noe som igjen gir indikasjoner på at de inneholder magnesium som ikke er knyttet til kalsittgitteret men er forurensing (en ekstra Mg/Ca-kilde) tilført fra sedimentene som foraminiferene har ligget i (i.e. silikatforurensing) (Barker m.fl., 2003; Lea m.fl., 2005). Dette er også synlig i Figur 5.3, hvor konsentrasjonene av Mg/Ca, Mn/Ca, Fe/Ca og Al/Ca er plottet mot kjernedyp. Ifølge Emiliani (1955) og Barker m.fl. (2003), vil silikatforurensing være indikert av høye konsentrasjoner av aluminium, silisium og jern (se Appendiks II for rådata). Denne indikasjonen forsterkes dersom det er



Figur 5. 2 Forholdet mellom magnesium og kalsium er plottet mot kjernedyp. Rosa kurve representerer Mg/Ca-konsentrasjoner i mmol/mol, mens blå kurve representerer jernkorrigerte Mg/Ca-konsentrasjoner. Stiplede linjer er tatt med for å vise differansen i trendene mellom kurvene.

korrelasjon mellom Mg/Ca, og Fe/Ca eller Al/Ca nedover i kjernen (Barker m.fl., 2003; Lea m.fl., 2005). Se Kapittel 6.1.1 for videre diskusjon.

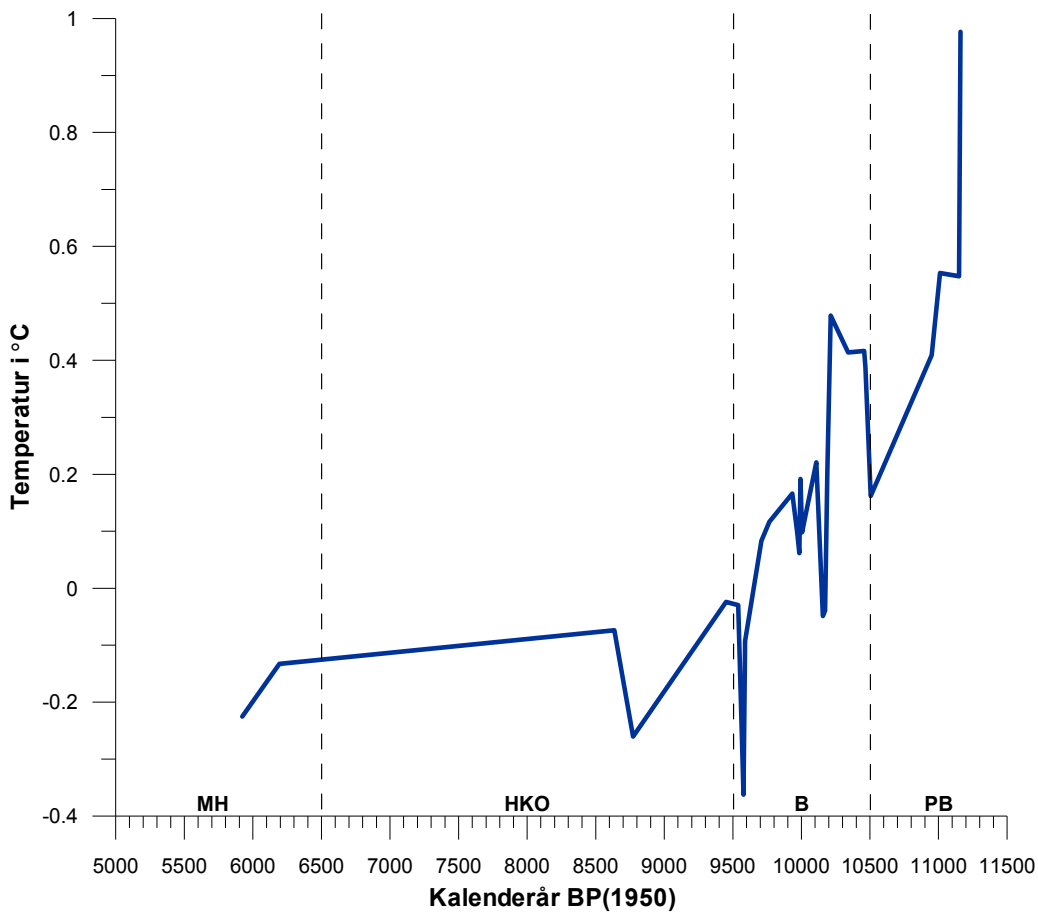
En annen form for forurensing som kan forekomme i Mg/Ca-prøver, er sekundær kalsittutfelling. Dette skjer ved nedbryting av organisk materiale under anaerobe forhold nede i sedimentene (Barker m.fl., 2003). Reaksjonene dette fører til, gjør at det dannes et manganrikt karbonatskall rundt foraminiferene. Denne ekstra Mg/Ca-kilden vil forskyve det opprinnelige Mg/Ca-signalet, men den kan derimot gjenkjennes via høyt manganinnhold i prøvene (se Appendiks II for rådata). Mn/Ca-forholdet i prøver som er renset på Barker-metoden (se Kapittel 3.3.1) vil normalt ligge på $\sim 0,1$ mmol/mol, noe som indikerer en tilførsel av Mg fra sekundær kalsitt til Mg/Ca-konsentrasjonen i prøvene på $\sim 1\%$ (Barker m.fl., 2003). Som Figur 5.3 viser er dette forholdet mye høyere i disse Mg/Ca-prøvene. Se Kapittel 6.1.2 for videre diskusjon.



Figur 5. 3 Konsentrasjoner av Mg/Ca (rosa kurve), Mn/Ca (mint kurve), Fe/Ca (oransje kurve) og Al/Ca (grønn kurve) plottet mot kjerneredy.

Ved hjelp av temperaturkalibreringskurven til Billups og Schrag (2002), ble Mg/Ca-konsentrasjonene konvertert til temperaturer (Figur 5.4). Til tross for mulig forurensing i prøvene, er disse likevel blitt brukt videre i utregningen av $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdier (se Kapittel 3.3.5, og Kapittel 6.1 og 6.3 for videre diskusjon).

Mg/Ca-havbunnstemperaturene viser høyeste verdier under tidlig Preboreal på $\sim 1,0\text{ }^\circ\text{C}$ (Figur 5.4). Temperaturene har så en fallende trend frem til Boreal (10,5–9,0 ka BP), med kun mindre temperaturvariasjoner. Overgangen til Boreal er karakterisert av en brå temperaturøkning, etterfulgt av et like brått temperaturfall. Fire tilsvarende hendelser (to av dem små) skjer også i perioden mellom $\sim 9,95$ og $9,5$ ka BP, og markerer slutten på Boreal. I tidsintervallet mellom $\sim 8,6$ – $6,2$ ka BP jevner temperaturen seg ut på cirka $-0,1\text{ }^\circ\text{C}$, før et siste temperaturfall gir en verdi på rundt $-0,2\text{ }^\circ\text{C}$ ved $\sim 5,9$ ka BP.



Figur 5. 4 Temperaturer basert på jernkorrigerede Mg/Ca-intensitetskonsentrasjoner, er plottet mot kalenderår BP(1950). Data settet er delt inn i følgende klimatiske perioder PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen klimatiske optimum og MH, Midt-Holosen.

5.3 Resultater fra oksygenisotopanalysene

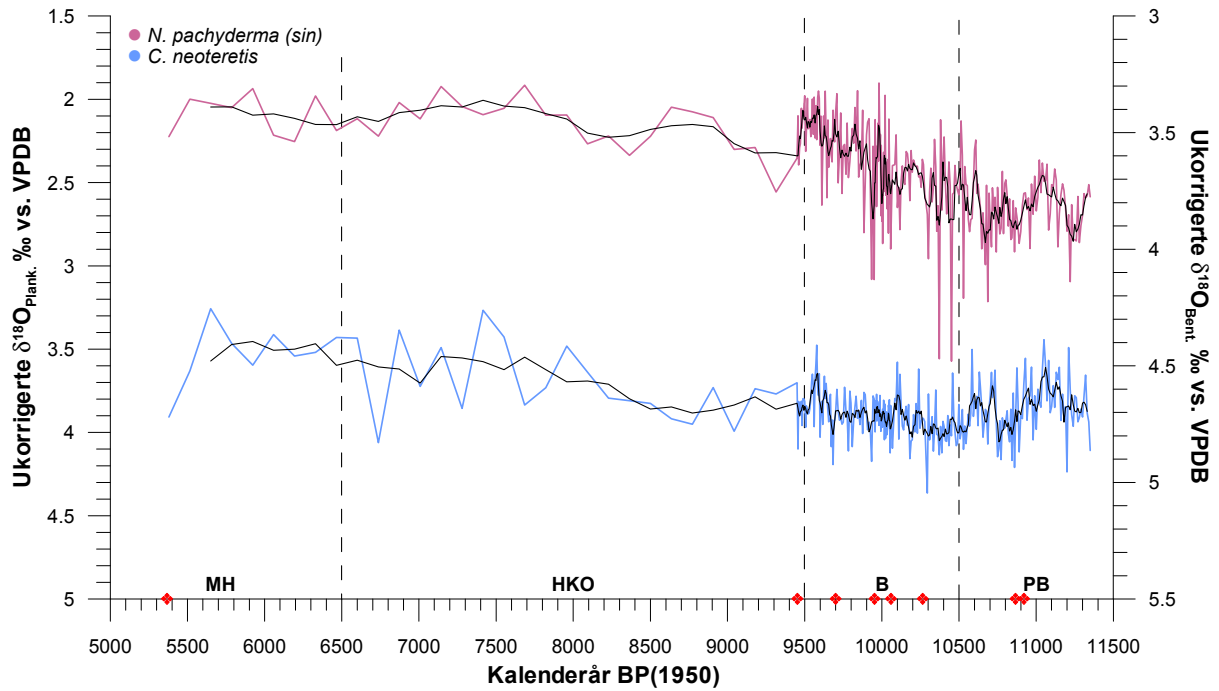
Oksygen- og karbonisotopanalysene (Kapittel 5.4) ble utført på den planktiske foraminiferen *Neoglobobulimina pachyderma* (sin), og den bentiske foraminiferen *Cassidulinoides neoteretis* (se Figur 3.3). Verdiene blir her plottet mot kjernedyp og kalenderår, sammen med kurver som representerer glattede 5-punkts middelverdier. For å unngå de mest ekstreme verdiene, vil middelverdiene legge grunnlaget for videre beskrivelse av isotopene.

Datsettene i figurene under er delt inn i følgende klimatiske perioder: Preboreal (PB) 11,5–10,5 ka BP, Boreal (B) 10,5–9,5 ka BP, Holosen klimatiske optimum (HKO) 9,5–6,5 ka BP og Midt-Holosen (MH) 6,5–5,0 ka BP. Men ettersom Preboreal og Boreal dekker 87 % av kjerne HM128-06, vil hovedfokuset ligge på disse to periodene.

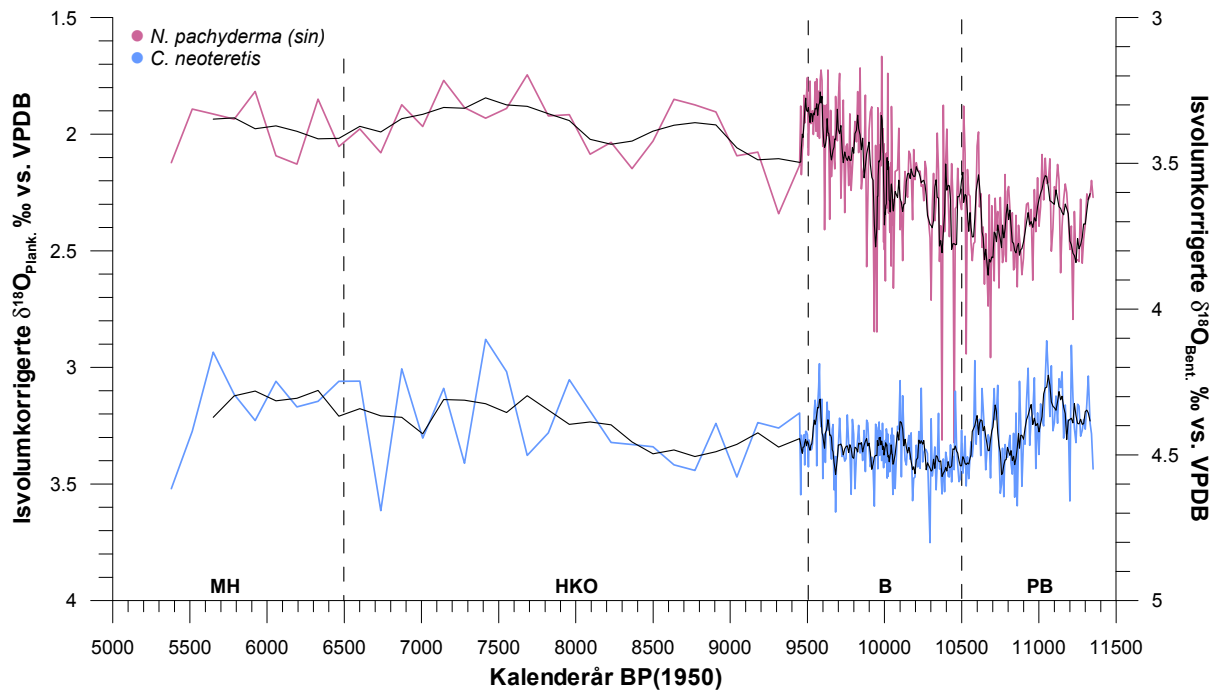
5.3.1 Planktiske oksygenisotoper

De planktiske rådataene viser variasjoner med en amplitude på opptil 1,65 ‰ (se Appendiks II for rådata), med tyngste og letteste verdier på forholdsvis ~3,55 og 1,9 ‰ (Figur 5.5). Etter at verdiene er korrigert for isvolum, tilsier dette fluktuasjoner på mellom ~3,3 og 1,65 ‰ (Figur 5.6 og 5.10).

Preboreal er karakterisert av høy og frekvent variabilitet, med to tydelige tungisotopiske trender etterfulgt av lettere verdier (Figur 5.6). Oksygenisotopverdiene fluktuerer mellom ~2,15–2,6 ‰, og har en amplitude på 0,45 ‰ (Figur 5.6 og 5.7). I perioden ~11,5–11,2 ka BP øker verdiene fra ~2,25–2,55 ‰, for så å falle igjen til ~2,15 ‰ ved midten av Preboreal. Videre frem mot slutten av Preboreal er oksygenisotopene nok en gang preget av gradvis tyngre verdier (~2,15–2,5 ‰), men ved ~10,9 ka BP blir denne trenden brått avbrutt og det skjer en endring til lettere isotoper. Hendelsen er derimot kortvarig (~100 år), og har ikke en amplitude på mer enn ~0,25 ‰. Fra ~10,8 ka BP og i de neste 100 årene øker så isotopene igjen, og når til slutt en verdi på ~2,6 ‰. Ved ~10,7 ka BP skjer det så et brått lettisotopisk skifte med en amplitude på ~0,45 ‰, og isotopene når en verdi på ~2,15 ‰ ved ~10,6 ka BP. Fra slutten av Preboreal og videre inn i Boreal (~10,3 ka BP) observeres det frekvente endringer, og de planktiske oksygenisotopverdiene fluktuerer mellom ~2,5–2,1 ‰.



Figur 5. 5 Ukorrigerte planktiske (rosa kurve) og bentiske (blå kurve) $\delta^{18}\text{O}$ -verdier i ‰ vs. VPDB plottet mot kalenderår BP(1950). De sorte kurvene er glattet 5-punkts middelerverdier av tilstøtende datasett. Røde ruter langs tidsaksen representerer kontrollpunktene som ble brukt i aldersmodellen. Avmerkede klimatiske perioder er PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen Klimatiske Optimum; MH, Midt-Holosen. Vær oppmerksom på ulike isotopskalaer.



Figur 5. 6 Planktiske (rosa kurve) og bentiske (blå kurve) $\delta^{18}\text{O}$ -verdier i promille vs. VPDB plottet mot kalenderår BP(1950). De sorte kurvene er glattet 5-punkts middelerverdier av tilstøtende datasett. Avmerkede klimatiske perioder er PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen Klimatiske Optimum; MH, Midt-Holosen. Vær oppmerksom på ulike isotopskalaer.

Fra ~10,3 ka BP og i de neste 300 årene er det så en lettisotopisk trend (~2,4–2,1 ‰), før det ved ~10,0 ka BP skjer et brått fall i oksygenisotopene med en amplitude på 0,5 ‰ (Figur 5.6 og 5.10), som er etterfulgt av en like brå økning igjen (1,9–2,5 ‰). Fra ~9,95 ka BP faller så oksygenisotopverdiene gradvis igjen, og når en verdi på ~1,8 ‰ ved slutten av Boreal.

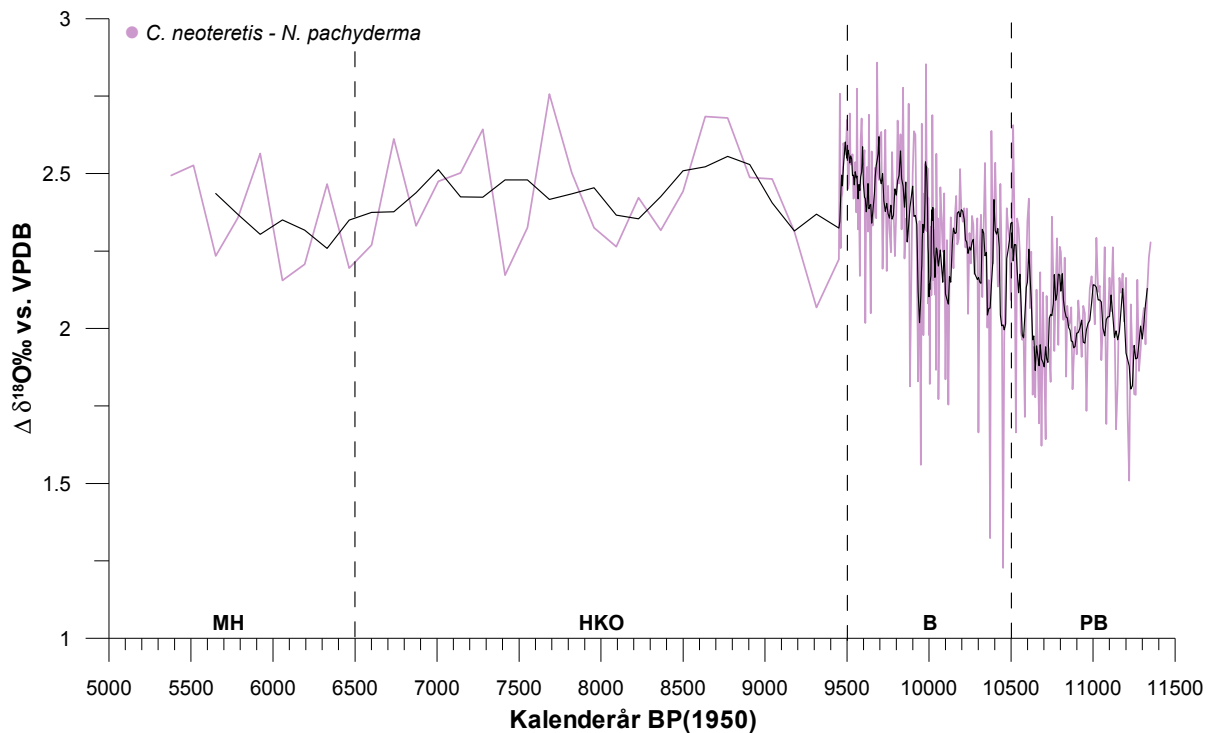
Både Holosen klimatiske optimum og Midt-Holosen er karakterisert av svært liten variabilitet, med oksygenisotopverdier som varierer mellom ~1,85–2,15 ‰ (en amplitude på 0,30 ‰). Det er vanskelig å si noe konkret når tidsoppløsningen er lav, men verd å merke seg er en vag økning i oksygenisotopene ved ~8,2 ka BP og et minimum ved ~7,5 ka BP.

5.3.2 Bentiske oksygenisotoper

De bentiske rådataene viser variasjoner med en amplitude på opptil 0,8 ‰, med tyngste og letteste verdier på forholdsvis ~5,05 og 4,25 ‰ (Figur 5.5). Etter korreksjon for isvolum tilsier dette en variasjon på mellom ~4,8 og 4,1 ‰ (se Figur 5.6, 5.12, og Appendiks III for rådata).

Som for de planktiske oksygenisotopene viser også de bentiske stor variabilitet i Preboreal, med tyngste og letteste verdier på forholdsvis ~4,45 ‰ og ~4,20 ‰ (en amplitude på 0,25 ‰). Men de bentiske oksygenisotopene er i motsetning til de planktiske ved inngangen til Preboreal, preget av svært liten variasjon. Gradienten, som reflekterer stratifisering mellom suboverflaten og havbunnen (Lubinski m.fl., 2001), har således en fallende trend (Figur 5.7). I perioden mellom 11,15–11,0 ka BP er det videre en slak trend med lettere oksygenisotopverdier, som også er tilfelle i de planktiske oksygenisotopene. Men de er til tider i motfase i forhold til hverandre, og av den grunn øker gradienten mellom dem igjen.

Midten Preboreal er i likhet med de planktiske karakterisert av gradvis tyngre bentiske oksygenisotopverdier (~4,20–4,6 ‰), og det observeres noe større variasjon her enn tidligere i perioden. Ved ~10,75 ka BP viser isotopene en brå endring til lettere verdier (~4,55–4,35 ‰), etterfulgt av en trend med gradvis tyngre verdier som fortsetter inn i Boreal.



Figur 5. 7 Endringer i gradienten ($\Delta\delta^{18}\text{O}$) mellom de planktiske (*N. pachyderma* (*sin*)) og de bentiske (*C. neoteretis*) oksygenisotopverdiene. Avmerkede klimatiske periodene er PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen Klimatiske Optimum; MH, Midt-Holosen.

Fra tidlig Boreal og frem til $\sim 9,7$ ka BP fluktuerer oksygenisotopverdiene mellom $\sim 4,4$ - $4,6$ ‰, før det skjer en ny brå lettisotopisk endring med amplitude på $\sim 0,3$ ‰. Denne er etterfulgt av gradvis tyngre verdier, som fortsetter inn i Holosen klimatiske optimum. Den bentisk-planktiske gradienten viser en økende trend fra sen Preboreal til slutten av Boreal (Figur 5.7), og fluktuerer med en verdi på opptil $\sim 0,5$ ‰. Størst utslag er det i perioden $\sim 10,0$ - $9,95$ ka BP, men store variasjoner ($0,3$ - $0,4$ ‰) er det også i perioden $\sim 10,8$ - $10,2$ ka BP.

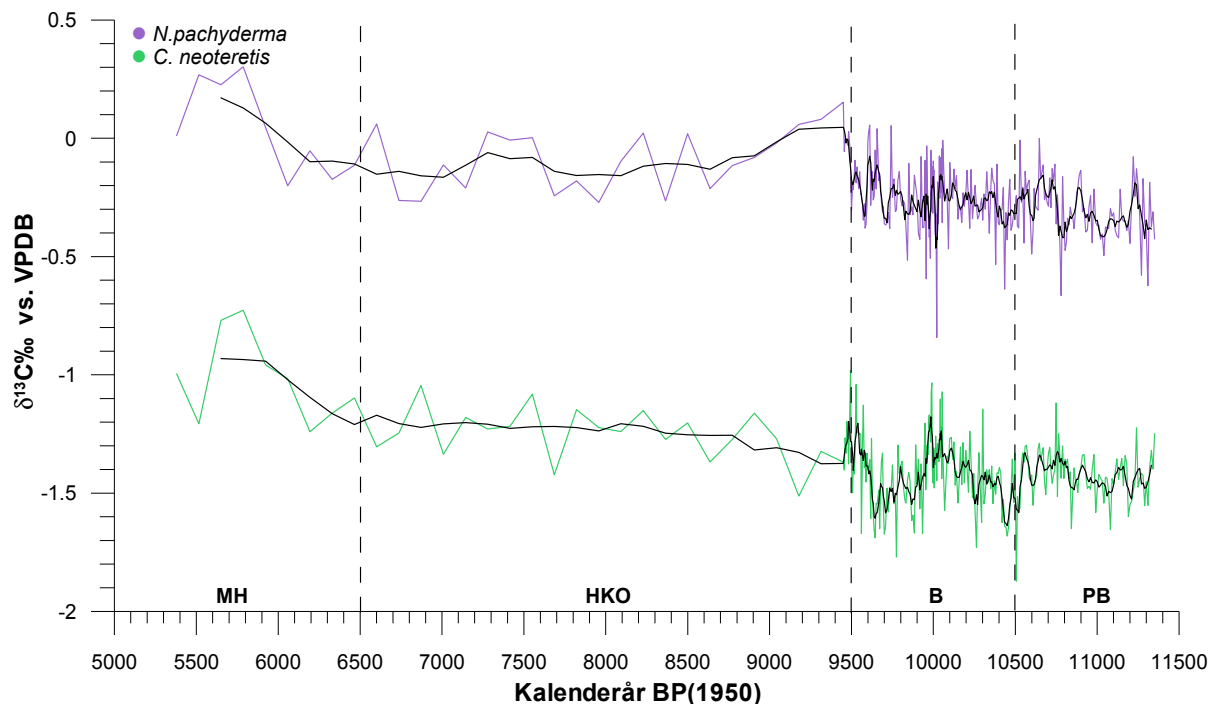
Holosen Klimatiske Optimum og Midt-Holosen er som de forrige periodene preget av liten variabilitet i de bentiske oksygenisotopverdiene ($\sim 4,5$ - $4,3$ ‰), med maksimumsverdi og minimumsverdi ved forholdsvis $\sim 8,8$, $\sim 7,7$ og $\sim 6,3$ ka BP. På grunn av den lave tidsoppløsningen, er det vanskelig å si noe annet enn at variasjonene i denne perioden er noe mindre for de bentiske enn for de planktiske oksygenisotopene. Gradienten mellom dem viser en lettisotopisk trend ved inngangen til Holosen klimatiske optimum, som så faller og når et minimum ved $\sim 8,2$ ka år. Gradienten stiger så igjen frem til $\sim 7,0$ ka BP, før den faller på nytt og markerer nok et minimum ved $\sim 6,3$ ka BP (Figur 5.8).

5.4 Resultater fra karbonisotopanalysene

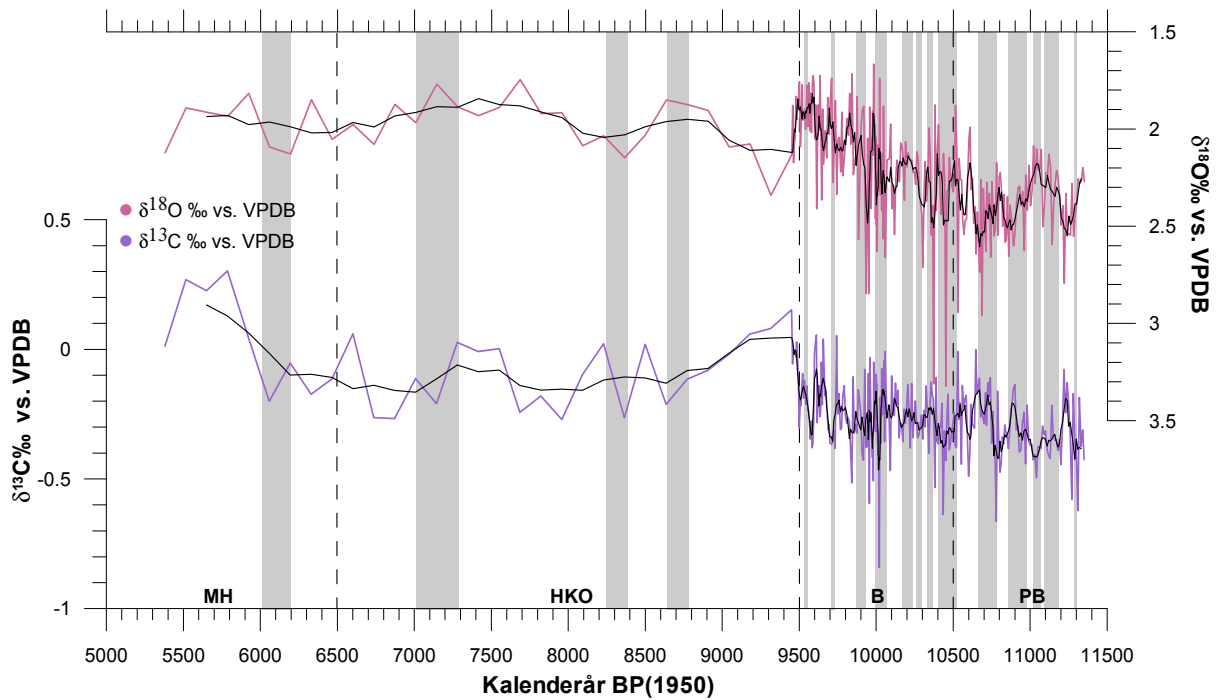
5.4.1 Planktiske karbonisotoper

De planktiske rådataene viser karbonisotoper som varierer mellom $\sim 0,3$ og $-0,85$ ‰, med en amplitude på $1,15$ ‰ (se Figur 5.9, 5.10 og Appendiks IV for rådata).

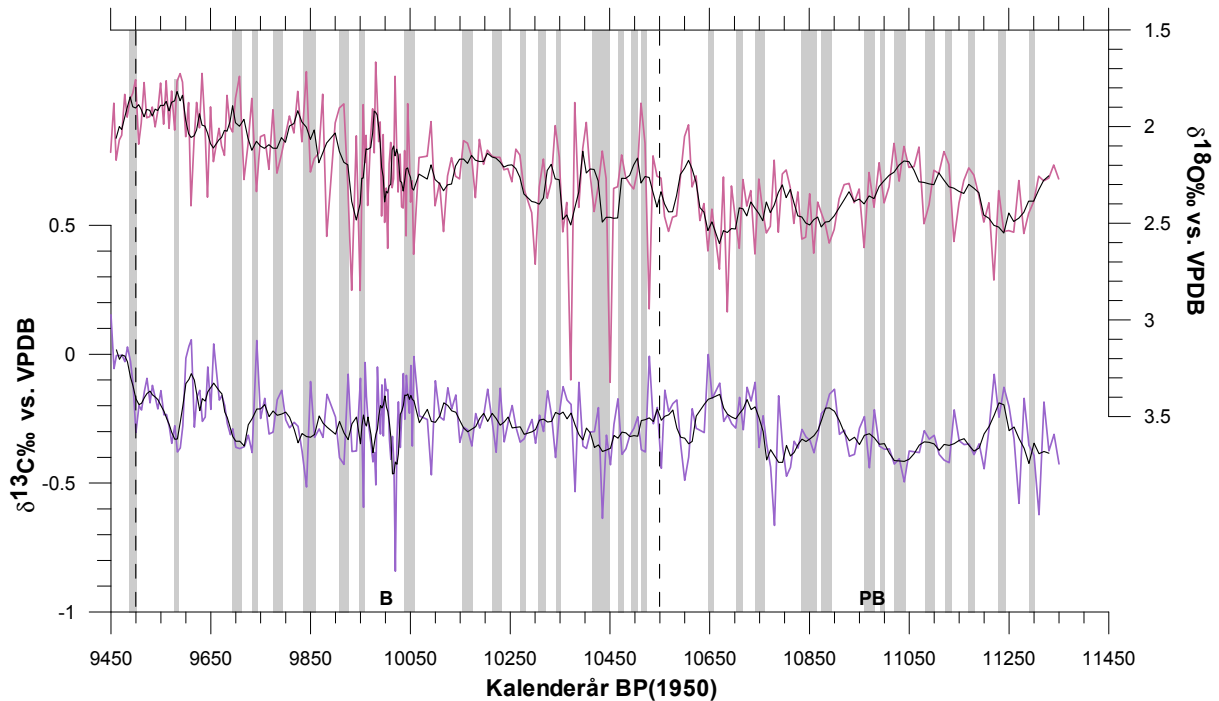
Heller ikke i karbonisotopene er det store variasjoner under Preboreal, verken i de bentiske eller planktiske verdiene (Figur 5.8). De planktiske karbonisotopene fluktuerer mellom letteste og tyngste verdier på forholdsvis $-0,4$ og $-0,15$ ‰. I perioden fra $11,5$ – $11,2$ ka BP er det en tungisotopisk trend, som ender med en verdi på $-0,2$ ‰. Karbonisotopene blir så lettere igjen, og markerer midten av Preboreal med en verdi på $-0,4$ ‰. Sammenlignet med de bentiske karbonisotopene er det observert motsatte trender gjennom tidlig Preboreal (Figur 5.9), i motsetning til de planktiske karbon- og oksygenisotopene (Figur 5.10).



Figur 5. 8 Planktiske (lilla kurve) og bentiske (grønn kurve) $\delta^{13}\text{C}$ -verdier i promille vs. VPDB plottet mot kalenderår BP(1950). De sorte kurvene er glattet 5-punkts middelveidier av tilstøtende datasett. Avmerkede klimatiske periodene er PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen Klimatiske Optimum; MH, Midt-Holosen.



Figur 5. 9 Planktiske $\delta^{18}\text{O}$ - (rosa kurve) og $\delta^{13}\text{C}$ -verdier (lilla kurve) i promille vs. VPDB, er plottet mot kalenderår BP(1950). De sorte kurvene er glattet 5-punkts middelvrdier av tilstøtende datasett. Grå felt representerer underintervaller hvor $\delta^{18}\text{O}$ - og $\delta^{13}\text{C}$ -kurvene er i motfase. Avmerkede klimatiske perioder er PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen Klimatiske Optimum; MH, Midt-Holosen. Vær oppmerksom på ulike isotopskalaer.



Figur 5. 10 En forstørrelse av intervall 11,5-9,45 ka BP i Figur 5.9. Planktiske $\delta^{18}\text{O}$ - (rosa kurve) og $\delta^{13}\text{C}$ -verdier (lilla kurve) i promille vs. VPDB, er plottet mot kalenderår BP(1950). De sorte kurvene er glattet 5-punkts middelvrdier av tilstøtende datasett. Grå felt representerer underintervaller hvor $\delta^{18}\text{O}$ - og $\delta^{13}\text{C}$ -kurvene er i motfase. Avmerkede klimatiske perioder er PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen Klimatiske Optimum; MH, Midt-Holosen. Vær oppmerksom på ulike isotopskalaer.

Fra midten frem mot slutten av Preboreal, fluktuerer verdiene med en amplitude på $\sim 0,25$ ‰, og de har en slak tungisotopisk trend. To skifter i trenden observeres ved forholdsvis $\sim 10,9$ og $\sim 10,75$ ka BP, først til lettere isotoper og så til tyngre igjen.

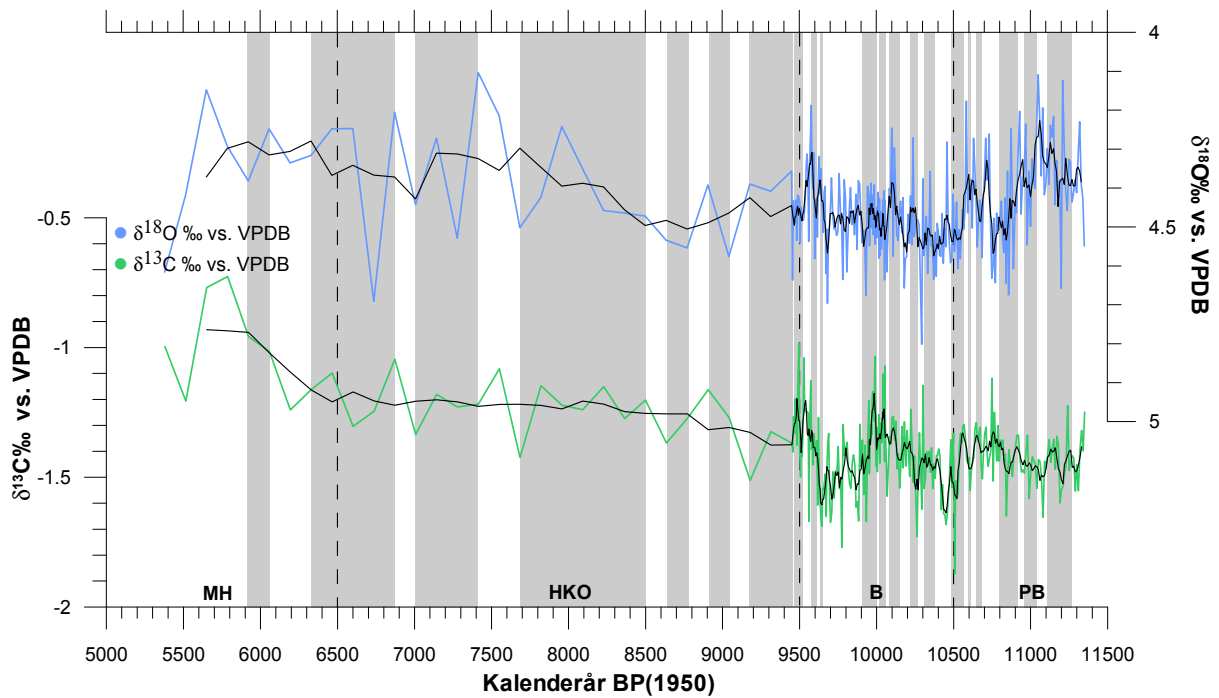
Også slutten av Preboreal er preget av liten variasjon i de planktiske karbonisotopene, med en amplitude på $\sim 0,2$ ‰. Disse småvariasjonene fortsetter inn i Boreal, før det ved $\sim 10,05$ ka BP skjer det en brå, lettisotopisk endring i verdiene fra $-0,15$ til $-0,45$ ‰. Men innenfor et tidsintervall på ~ 50 år, skjer det så en brå endring til bortimot like tunge isotoper igjen. I Boreal er det større variasjoner i de planktiske karbonisotopene, men amplituden overskrider ikke en verdi på $\sim 0,5$ ‰ (Figur 5.9 og 5.10; lilla kurve). Perioden $\sim 10,0-9,45$ ka BP er det en tungisotopisk trend, og her observeres det også den største variasjonen i isotopene med en amplitude på $\sim 0,5$ ‰. Ved $\sim 9,45$ ka BP har isotopene en verdi på $\sim 0,05$ ‰, som så gradvis blir lettere videre inn i Holosen klimatiske optimum uten særlig store endringer.

Sammenligner man de planktiske karbon- og oksygenisotopene (Figur 5.10) i Preboreal og Boreal, er kurvene stort sett i motfase. Disse tidsintervallene er markert som grå felt i Figur 5.10. Som figuren viser er det få perioder hvor kurvene er samsvarende, og da som oftest kun i kortere perioder (≤ 100 år). To tidsintervall merker seg derimot ut, $10,65-10,5$ ka BP og $9,85-9,6$ ka BP, hvor kurvene er samvarierende i opptil 250 år.

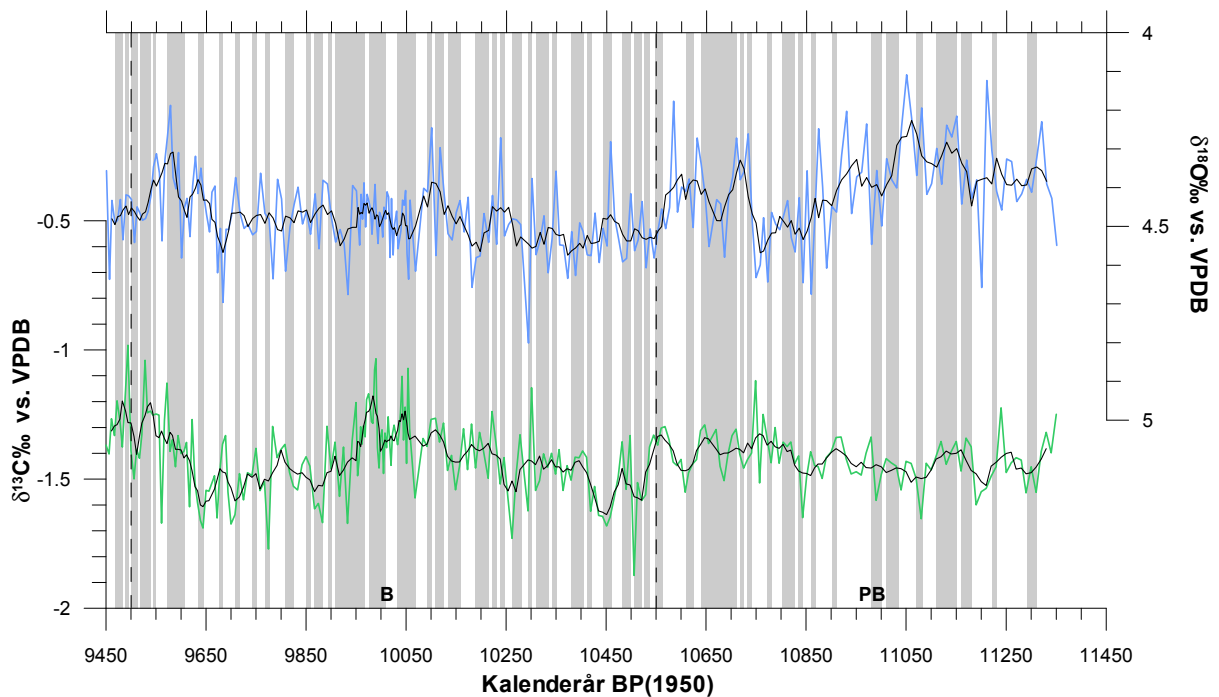
Som for de planktiske oksygenisotopene under Holosen klimatiske optimum og Midt-Holosen, er det heller ikke store endringer i de planktiske karbonisotopene her (Figur 5.9). Kurven viser verdier som varierer mellom cirka $-0,15$ ‰ (ved $\sim 7,0$, $7,7$ og $8,1$ ka BP) og $0,2$ ‰ (ved $\sim 5,65$ ka BP), men over størsteparten av intervallet er ikke amplituden på mer enn $\sim 0,1$ ‰. I disse to periodene er karbon- og oksygenisotopene mer i fase enn de har vært tidligere (Figur 5.10). Om dette har å gjøre med naturlige endringer, eller med at det i disse periodene er svært lav tidsoppløsning, kan jo diskuteres.

5.4.2 Bentiske karbonisotoper

De bentiske rådataene viser variasjoner med en amplitude på $\sim 1,2$ ‰, med tyngste og letteste verdi på forholdsvis $-0,70$ og $-1,9$ ‰ (se Figur 5.9, 5.11 og Appendiks IV for rådata).



Figur 5. 11 Bentiske $\delta^{18}\text{O}$ - (blå kurve) og $\delta^{13}\text{C}$ -verdier (grønn kurve) i promille vs. VPDB er plottet mot kalenderår BP(1950). De sorte kurvene er glattet 5-punkts middelerverdier av tilstøtende datasett. Grå felt representerer underintervaller hvor $\delta^{18}\text{O}$ - og $\delta^{13}\text{C}$ -kurvene er i motfase. Avmerkede klimatiske perioder er PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen Klimatiske Optimum; MH, Midt-Holosen. Vær oppmerksom på ulike skalaer.



Figur 5. 12 En forstørrelse av intervallet 11,5–9,45 ka BP i Figur 5.11. Bentiske $\delta^{18}\text{O}$ - (blå kurve) og $\delta^{13}\text{C}$ -verdier (grønn kurve) i promille vs. VPDB er plottet mot kalenderår BP(1950). De sorte kurvene er glattet 5-punkts middelerverdier av tilstøtende datasett. Grå felt representerer underintervaller hvor $\delta^{18}\text{O}$ - og $\delta^{13}\text{C}$ -kurvene er i motfase. Avmerkede klimatiske perioder er PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen Klimatiske Optimum; MH, Midt-Holosen. Vær oppmerksom på ulike skalaer.

Preboreal er preget av svært liten variasjonene i de bentiske karbonisotopverdiene, med en amplitude på $\sim 0,2$ ‰. Ved $\sim 10,55$ ka BP skjer det så en brå lettisotopisk endring fra cirka $-1,3$ til $-1,6$ ‰. Overgangen til Boreal er preget av enda stadig lettere isotoper, og ved $\sim 10,45$ ka år BP finner man den letteste verdien i de bentiske karbonisotopene på $\sim -1,65$ ‰. I perioden $10,45-9,98$ ka BP snur i midlertidig trenden igjen, og isotopene blir gradvis tyngre. En av de bentiske karbonisotopenes tyngste verdier på $-1,2$ ‰, blir observert i Boreal ved $\sim 10,0$ ka BP. Videre skjer det en relativt brå endring til lettere isotoper igjen, og i perioden mellom $10,0-9,65$ ka BP fluktuerer verdiene mellom $-1,15$ og $-1,60$ ‰. Dette tidsintervallet blir etterfulgt av nok en tungisotopisk trend, og isotopene stiger igjen fra $\sim -1,6$ ‰ til $-1,2$ ‰. De største endringene i de bentiske karbonisotopverdiene finner man således i sen Preboreal og tidlig/midt Boreal, og utgjør en amplitude på $\sim 0,5$ ‰ (Figur 5.11 og 5.12).

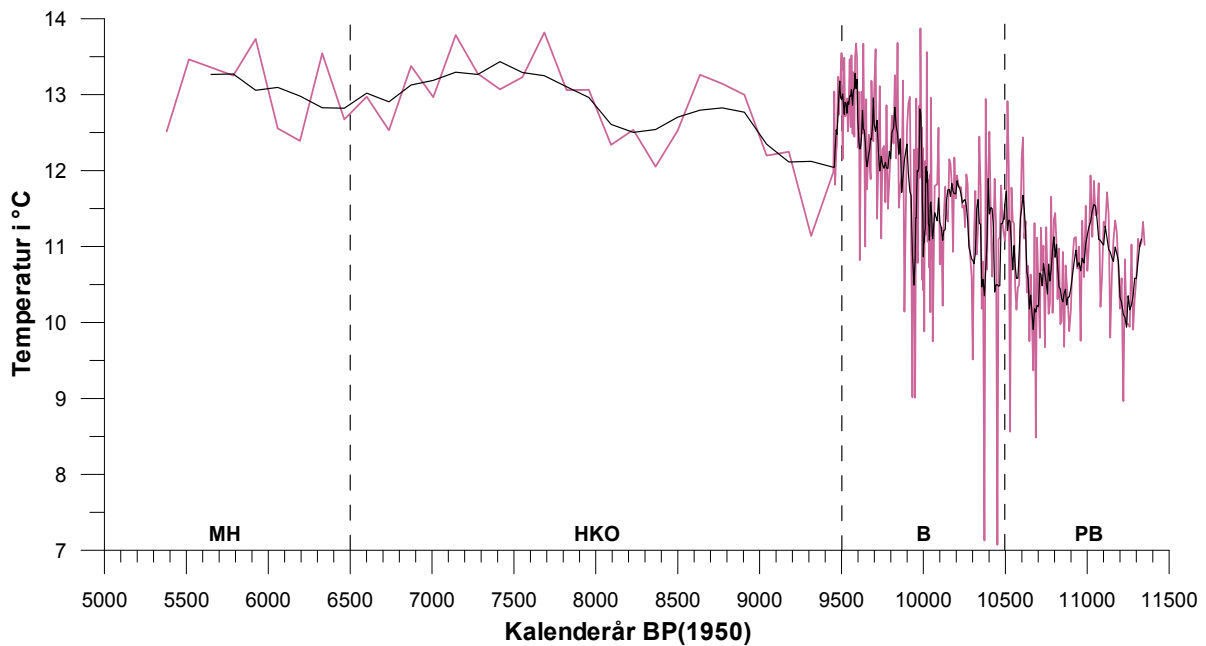
Hovedtrenden under Holosen klimatiske optimum og Midt-Holosen viser jevnt tyngre karbonisotoper, fra verdier på cirka $-1,35$ til $-0,8$ ‰ (Figur 5.11). Største økning i isotopene skjer i perioden fra $\sim 6,4$ til $\sim 5,65$ ka BP, og har en amplitude på $\sim 0,35$ ‰.

De bentiske karbon- og oksygenisotopene viser liten samvariasjon gjennom hele kjernen, noe som i Figur 5.11 og 5.12 er markert med grå felt. De avmerkede feltene i Figur 5.11 kan være noe misvisende under Preboreal og Boreal, og det oppfordres av den grunn til i disse periodene å se Figur 5.12 i stedet.

5.5 Temperaturer

De planktiske og bentiske oksygenisotopene er ved bruk av Shackletons ligning (Ligning 3.3) omgjort til temperaturer, som i Figur 5.12, 5.13 5.14 og 5.15 er plottet mot kalenderår BP(1950). Overflatetemperaturene (SST) varierer med verdier fra $\sim 7,0$ til $14,0$ °C, og har et gjennomsnitt på $\sim 11,6$ °C i tidsintervallet som kjerne HM128-06 dekker (se Figur 5.12 og Appendiks III for rådata). Nærmere beskrivelse av variasjonene i de planktiske oksygenisotopene er gjort i Kapittel 5.3.1, og vil av den grunn ikke bli gjentatt her.

Når det gjelder havbunnstemperaturene (BVT) vil variasjonen i de bentiske oksygenisotopene samsvare med variasjonene i temperaturkurven hvor konstant $\delta^{18}\text{O}_v$ er antatt (Figur 5.14, lilla kurve som videre vil bli kalt BVT₂). Den andre bentiske temperaturkurven (Blå

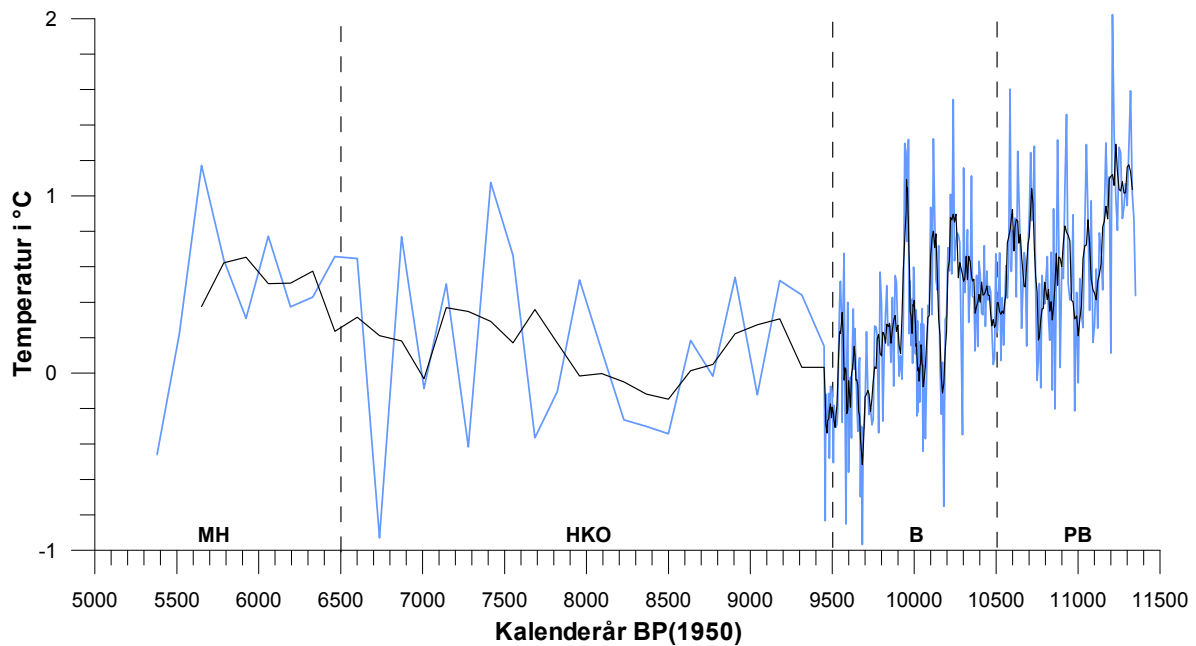


Figur 5. 13 Overflatetemperaturer (SST) i grader celsius basert på planktiske oksygenisotoper som er korrigert for isvolum og vitaleffekt på 0,9 ‰ (se Kapittel 3.2.1 og 3.2.2), plottet mot kalenderår BP(1950). Den sorte kurven er glattet 5-punkts middelverdier av datasettet. PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen Klimatiske Optimum; MH, Midt-Holosen.

kurve i Figur 5.14, som videre vil bli kalt BVT_1) er konstruert med $\delta^{18}O_v$ som er beregnet utifra Mg/Ca-verdier (se Kapittel 3.3.5). Denne vil av den grunn bli beskrevet i forhold til SST- og BVT_2 -kurven (Figur 5.14 og 5.15).

Havbunnstemperaturene (BVT_1) varierer med verdier fra ca. – 1,0 til 2,0 °C, og har et gjennomsnitt på 0,4 °C i tidsintervallet som kjerne HM128-06 dekker (se Figur 5.13 og Appendiks III for rådata). De to bentiske temperaturdatasettene viser stor samvariasjon, bortsett fra i enkelte perioder hvor de er i motfase. Slike perioder vil i Figur 5.14 og 5.15 bli merket med grå felt, mens tidspunkt hvor det skjer endring i $\delta^{18}O_v$ beregnet utifra Mg/Ca-verdiene (se Appendiks II) er merket med grå hel trukket linjer.

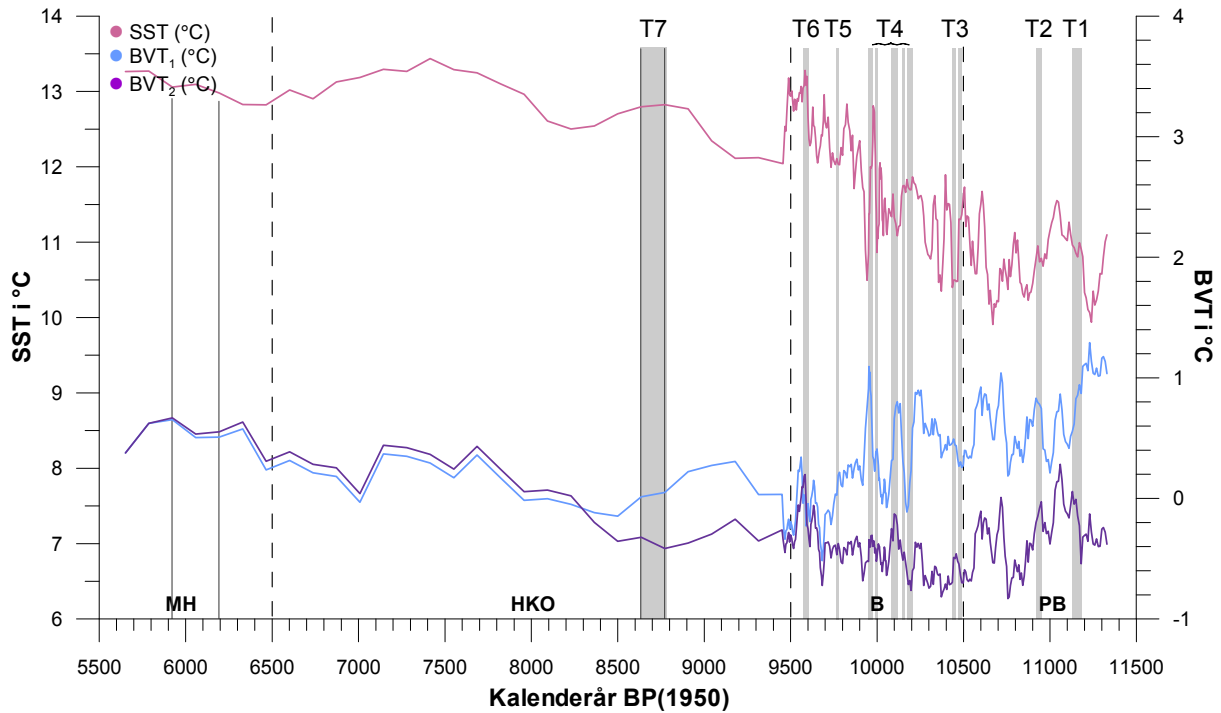
Preboreal er preget av et temperaturfall på ~0,9 °C, som ved 11,1 ka BP blir avbrutt av en liten temperaturøkning på ~0,5 °C (Figur 5.13). I denne perioden skjer det 5 skifter i $\delta^{18}O_v$ -verdiene som blir brukt i beregningen av BVT_1 (Figur 5.15, grå heltrukne linjer). Den største endringen skjer ved ~11,15 ka BP (reduksjon i $\delta^{18}O_v$ på ~0,348 ‰), og kan forklare hvorfor



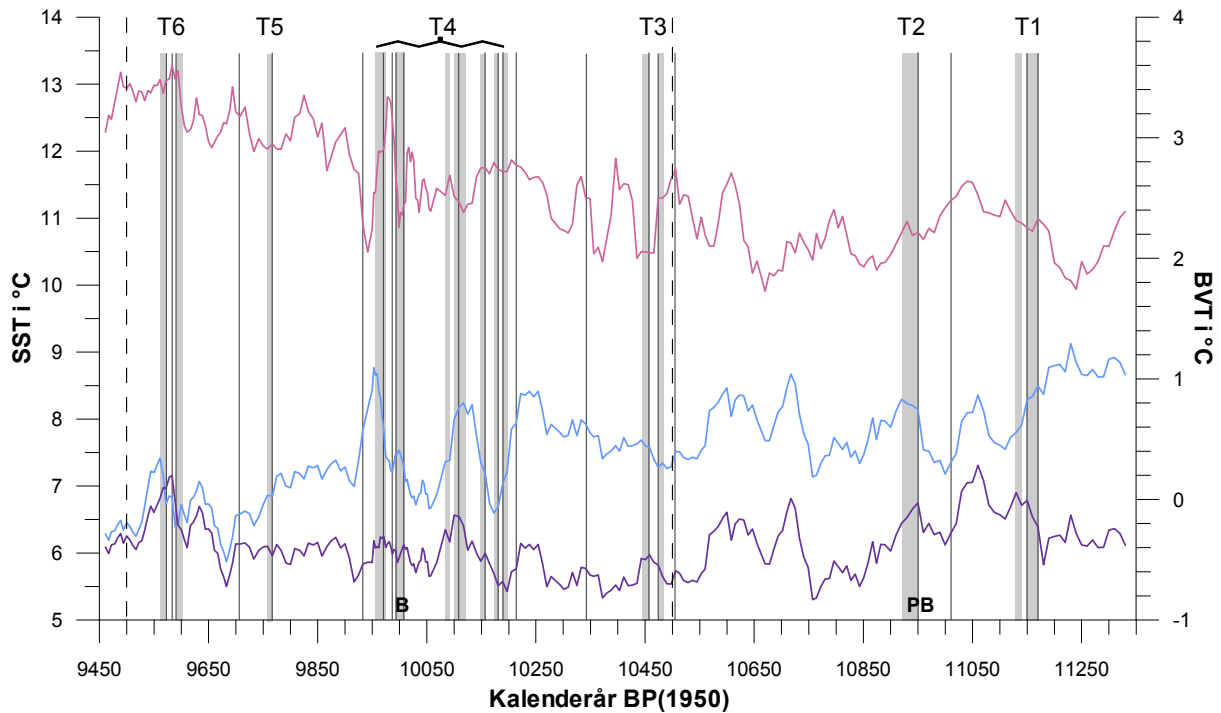
Figur 5. 14 Havbunnstemperaturer (BVT₁) i grader celsius basert på bentiske oksygenisotoper som er korrigert for isvolum (se Kapittel 3.2.1), er plottet mot kalenderår BP(1950). Den sorte kurven er glattet 5-punkts middelerdier av datasettet. $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdiene for denne kurven er kalkulert utifra kalsifiseringstemperaturer hos den bentiske arten *M. barleeanum*, fremskaffet gjennom kalibrering av Mg/Ca-verdier (se Kapittel 3.3.5). Inndelingen i klimatiske perioder er som følger PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen Klimatiske Optimum; MH, Midt-Holosen.

BVT-kurvene ikke er samsvarende i intervallet 11,2–11,15 ka BP (T1 i Figur 5.14). Fra ~11,15 ka BP og nesten hele Preboreal er de to BVT-kurvene i fase igjen, bortsett fra en kort periode på ~50 år ved 10,95 ka BP (T2 i Figur 5.15). Sammenlignet med SST-kurven er de kovarierende i store deler av Preboreal, bortsett fra enkelte korte perioder.

BVT₁-kurven er ved midten av Preboreal preget av en kort periode med nedkjøling (~0,7 °C), etterfulgt av en tilsvarende oppvarming igjen i de neste ~200 årene. Nedkjølingstrenden i bunnvannmassene fortsetter så frem til ~10,75 ka BP og ender på 0,2 °C. Sammenlignet med BVT₂-kurven, har tilsvarende nedkjølingstrend nesten dobbelt så stor amplitude. Ved ~10,75 ka BP skjer det så en brå og kraftig oppvarming i bunnvannmassene (BVT₁) fra 0,2–1,0 °C, etterfulgt av temperaturfluktuasjoner med amplituder på mellom 0,2 °C og 0,6 °C videre inn i Boreal og frem til ~10,25 ka BP. Fra midten av Preboreal og frem til Boreal, er de to BVT-kurvene og delvis SST-kurven samsvarende. Overgangen til Boreal er derimot preget av temperaturkurver som ser ulike ut, men som likevel viser lignende trender.



Figur 5. 15 Temperaturkurver som er glattet med 5-punkts middelveier, er plottet mot kalenderår BP(1950). I utregningen av SST (rosa kurve = Figur 5.13) og i den ene utregningen av BVT (lilla kurve), er det benyttet konstante $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdier på forholdsvis 0,3 og 0,31 ‰ (se Kapittel 3.2.1 og 3.3.5). Lys blå kurve representerer derimot temperaturer beregnet med fluktuerende $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdier (se Kapittel 3.3.5 og Figur 5.14). Grå felt markerer tidsintervaller hvor de to BVT-kurvener er i motfase, mens grå linjer under Holosen klimatiske optimum (HKO) og Midt-Holosen (MH) antyder skifte i $\delta^{18}\text{O}_v$ (se Appendiks II). $\delta^{18}\text{O}_v$ -skiftene i Preboreal (PB) og Boreal (B) er avmerket i Figur 5.15. Vær oppmerksom på ulike temperaturskalaer.



Figur 5. 16 En forstørrelse av perioden 11,5–9,45 ka BP i Figur 5.15. Grå felt marker intervaller hvor BVT₁- og BVT₂-kurvener er i motfase, mens grå heltrukne linjer markerer skifte i $\delta^{18}\text{O}_v$ (se Kapittel 3.3.5 og Appendiks II).

I BVT₁-kurven er det fra begynnelsen av Boreal observert en oppvarmingstrend som ved ~10,25 ka BP ender på ~0,9 °C. De neste 300 årene skjer det så kraftige temperaturfluktuasjoner (– 0,2–1,1 °C), som ved ~9,95 ka BP ender opp på 1,1 °C. Temperaturfluktuasjoner er det også i overflatevannmassene i denne perioden, hvor det ved ~10,0 ka BP skjer en brå temperaturøkning som ender på ~13,0 °C. I BVT₁-kurven skjer det så et kraftig temperaturfall (~1,6 °C) ved ~9,95 ka BP, men det ser ut for at denne nedkjølingen først skjedde ved overflaten ettersom det her er et temperaturfall på ~2,5 °C. Dette er variasjoner som ikke kommer like tydelig frem i BVT₂-kurven, til tross for at BVT-kurvene ligner hverandre (Figur 5.15). Fra ~9,9 ka BP og til 9,7 ka BP fortsetter denne nedkjølingen i BVT₁-kurven, mens det derimot i overflatevannmassene er en oppvarmingstrend i perioden ~9,95–9,7 ka BP, fra ~10,5–13,0 °C.

Videre i perioden ~9,7–9,55 ka BP skjer det en brå oppvarming i bunnvannsmassene, som har en amplitude på ~0,85 °C. De to BVT-kurvene er så og si sammenfallende frem til ~9,6 ka BP, hvor de så brått går i motfase en kort periode (T6 i Figur 5.14 og 5.15). Den brå oppvarmingen i bunnvannsmassene blir så etterfulgt av et like brått temperaturfall igjen, som ved overgangen til Holosen klimatiske optimum ender på ~0,3 °C.

Fra ~9,2 ka BP og frem til ~8,5 ka BP faller så bunnvannstemperaturene igjen, mens det ved overflaten er oppvarming i samme periode (Figur 5.14 og 5.15). Denne oppvarmingstrenden ved overflaten er avbrutt av en svak nedkjølingsfase med et minimum ved ~8,2 ka BP, som derimot ikke er synlig i BVT-kurvene. Ved ~7,4 ka BP er det et temperaturmaksimum i SST-kurven på ~13,5 °C.

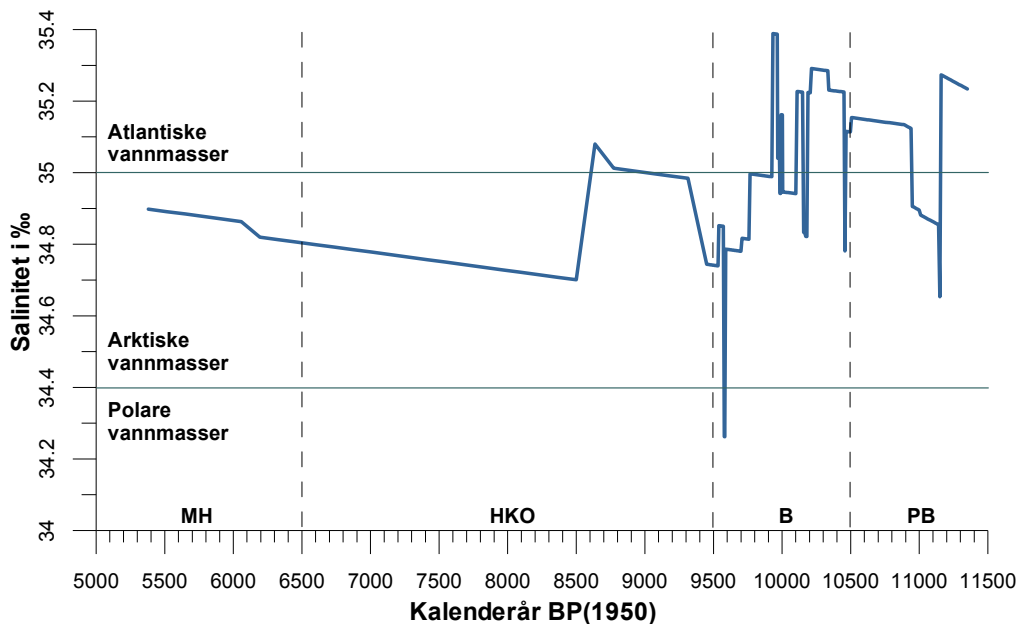
I Holosen klimatiske optimum og Midt-Holosen er BVT-kurvene sammenfallende så og si hele tiden, bortsett fra en kort periode mellom ~8,8–8,65 ka BP (T7 i Figur 5.14). Bunnvannsmassene er fra ~8,5 ka BP preget av en slak oppvarmingstrend, som fortsetter inn i Midt-Holosen.

5.6 Salinitet

Bruken av blandingslinjer som representerer et lineært forhold mellom salinitet og $\delta^{18}\text{O}_v$, er i dag omdiskutert. Enkelte mener at det er galt å anta et slikt forhold, og videre at det har vært konstant gjennom tidene (Bauch m.fl., 1997). De legger til grunn at det enkelte plasser i dag faktisk ikke er et lineært forhold mellom salinitet og $\delta^{18}\text{O}_v$ (e. g. Arktis) (Bauch m.fl., 1995). Forenklingen vil ifølge Bauch m.fl. (1997) føre til feil som forvrenger bildet av den paleoseanografiske utviklingen.

Andre har ved å gjøre visse antagelser og justere for ferskvannstilførselen i området som studeres, med forbehold brukt blandingslinjer til å gi et mer fullstendig paleoseanografisk bilde (Meland m.fl., 2005; Risebrobakken m.fl., 2003). Dette er det også gjort i denne oppgaven, med forbehold om at det er mye usikkerhet knyttet til verdiene som salinitetsberegningene bygger på (se Kapittel 6.1). Det er av denne grunn viktig å understreke at verdiene gir mer trender enn nødvendigvis korrekte absolutte verdier (Figur 5.17).

Figur 5.17 viser salinitetsverdier som fluktuerer mellom ~35,4-34,3 ‰. I Preboreal er en slak



Figur 5. 17 Salinitet i ‰ er plottet mot kalenderår BP(1950). Datasettet er delt inn i de ulike klimatiske periodene PB, Preboreal; B, Boreal; HKO, Holosen klimatiske optimum; MH, Midt-Holosen. Avmerket er også grenseverdier for ulike typer vannmasser (se Kapittel 2.2). Vær derimot oppmerksom på at arktiske vannmasser har salinitetsverdier som fluktuerer mellom 34,4 og 34,9 ‰, men i figuren er øvre grense satt til 35,0 ‰. Dette er gjort ettersom det her er en overgangssone, hvor man finner intermedieære og blandet vannmasser. Figuren går derimot ikke i detaljer og illustrerer kun generelle trekk.

økende trend mot høyere salinitetsverdier, før det ved ~11,2 ka BP skjer et brått salinitetsfall. Videre inn i Preboreal er det en gradvis økning i saliniteten igjen, som vedvarer helt til slutten av perioden. Overgangen til Boreal er preget av et brått fall i verdiene, som er etterfulgt av en like brå økning igjen. I Boreal observeres de største og mest frekvente salinitetsendringene, og i perioden ~10,25–9,95 ka BP skjer det flere slike brå variasjoner før salinitetsverdiene får en negativ trend frem til ~9,5 ka BP og slutten på Boreal. Trenden blir etterfulgt av gradvis høyere salinitet, og inngangen til Holosen klimatiske optimum ser ut til å være preget av atlantiske vannmasser. Ved 8,65 ka BP skjer det derimot nok et brått fall i salinitetsverdiene, men som etter ~8,5 ka BP viser en gradvis økende trend igjen som fortsetter videre inn i Holosen overgangs periode.

KAPITTEL 6

❧ DISKUSJON ❧

Resultatene som er presentert i Kapittel 5 vil her bli tolket og drøftet i forhold til den paleoklimatiske og paleoseanografiske utviklingen i perioden fra Preboreal og videre inn i Midt-Holosen. Hovedfokuset vil ligge på Preboreal og Boreal, ettersom 87 % av kjerne HM128-06 er fordelt på disse periodene. Ved å sammenligne overflate- og bunnvannmassene, vil det bli gjort en vurdering i hvorvidt man kan påvise/avvise hypotesene som ble presentert i Kapittel 1.2.1 og 1.2.2.

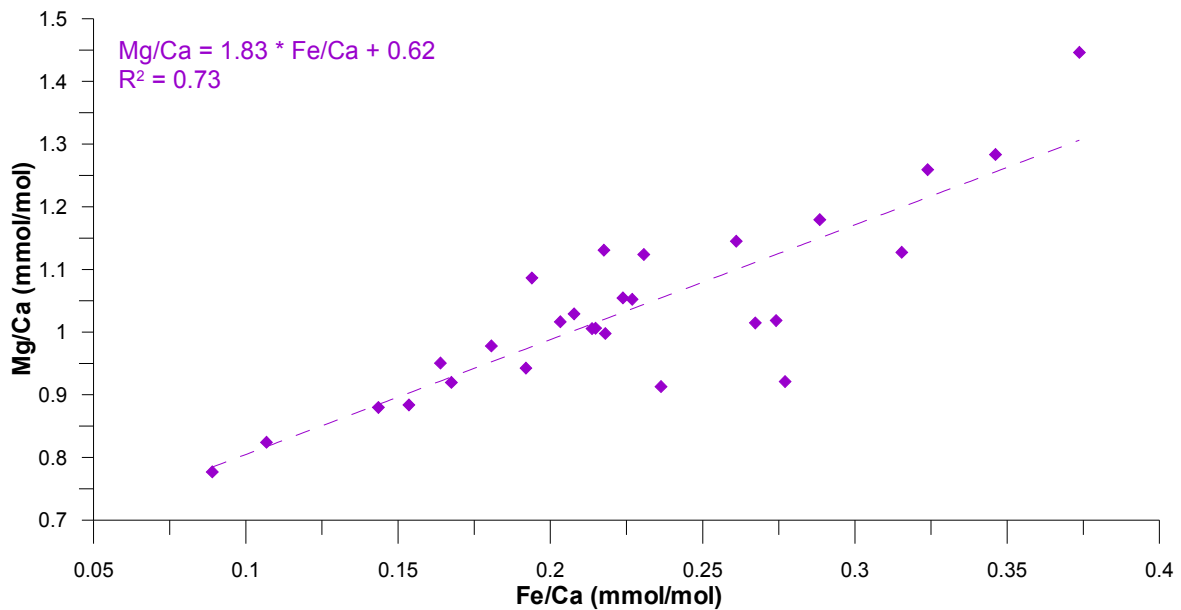
6.1 Vurdering av Mg/Ca-verdiens anvendelighet

Mg/Ca-verdiene danner gjennom fremskaffelse av $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdier, grunnlaget for utregningen av det ene bentiske temperaturdatasettet (BVT₁) i denne oppgaven. Det er av den grunn viktig at de verdiene man får er riktige. Det er flere mulige feilkilder, og enkelte av disse vil bli diskutert nedenfor.

6.1.1 Silikatforurensing

Melonis barleeanum er en endobentisk art, som ser ut til å foretrekke tilnærmet anoksiske forhold og delvis nedbrutt organisk materiale (Caralp, 1989; Fontanier m.fl., 2005; Fontanier m.fl., 2003; Fontanier m.fl., 2002; Heinz, 2002; Jorissen m.fl., 1995). Den vertikale distribusjonen i overflatesedimentene er hovedsakelig kontrollert av organisk fluks og oksygentilførsel (Fontanier m.fl., 2002; Fontanier m.fl., 2006; Heinz, 2002; Jorissen m.fl., 1995), og hoveddistribusjonen av arten lever ~2-5 cm ned i sedimentene (Ernst og van der Zwaan, 2004; Fontanier m.fl., 2002; Fontanier m.fl., 2006; Mackensen m.fl., 2000). Arten ser ut til å foretrekke en spesifikk sone i sedimentene (Ernst og van der Zwaan, 2004; Fontanier m.fl., 2002), og kalsifiserer ved ulike men individuelt bestemte dyp (Mackensen m.fl., 2000).

Det at arten lever nede i sedimentene, gjør det lett for leire og annen forurensing å trenge inn i skallet. Dette, samt skallets ”sneglehuslignende” struktur (se Figur 3.3b), forårsaket store

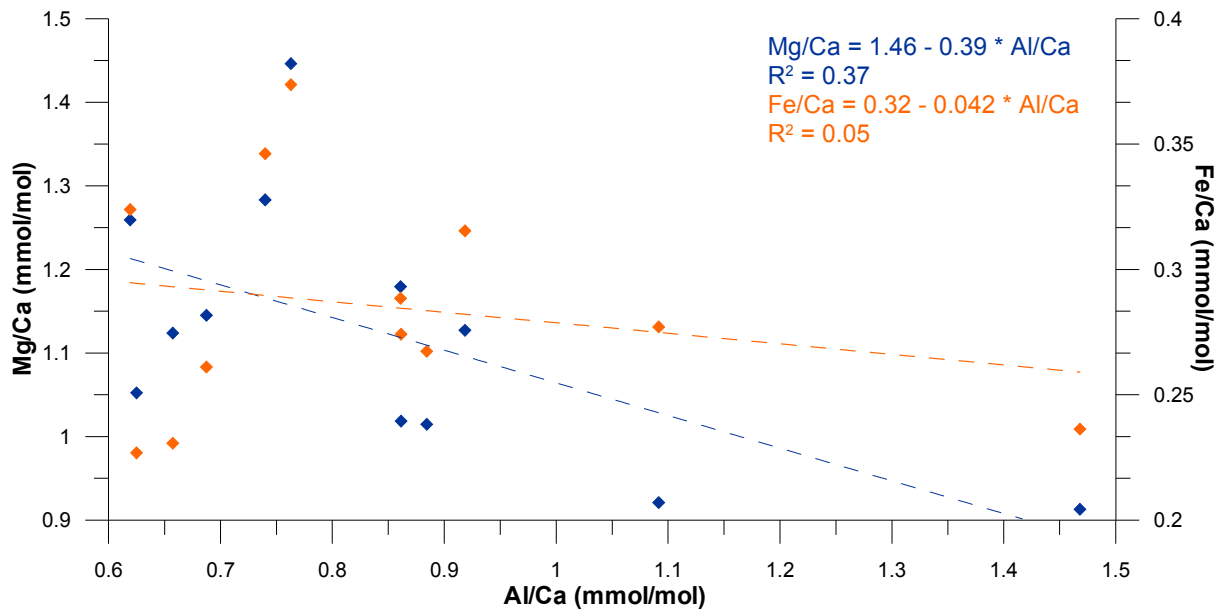


Figur 6. 1 Fe/Ca-konsentrasjonen er plottet mot Mg/Ca-konsentrasjonen. R²-verdien viser en kovariasjon mellom de to konsentrasjonene på 73 %.

problemer med hensyn på å få foraminiferen skikkelig rensset under forberedelsen av Mg/Ca-prøvene. Resultatet ble svært høye verdier av mellom annet jern (Fe), aluminium (Al) og silisium (Si) i de målte Mg/Ca-konsentrasjonene. Som nevnt i Kapittel 5.2 gir dette indikasjoner på silikatforurensing (Barker m.fl., 2003; Emiliani, 1955; Lea m.fl., 2005).

Når det gjelder silisium, så ble det etter oppløsning av karbonaten (se Kapittel 3.3.2, punkt 5) oppdaget store uløselige silikat-korn i prøven. Av denne grunn ble alle prøvene sentrifugert etter oppløsning, for deretter å bli overført til nye tuber uten å ta med grumset på bunnen. Dette reduserte Si-intensitetene, som helst bør være under 100 (Mervyn Greaves pers. komm.), fra verdier på >1500 til <205 (se Appendix II for rådata). Det viste seg dessuten at Al-intensitetene var sterkt knyttet til Si. Slik at når Si-intensitetene ble redusert, var ikke Al-linjen lenger mulig å detektere (se Kapittel 3.3.3).

Ifølge Barker m.fl. (2003) og Lea m.fl. (2005) kan man finne ut hva slags forurensing man har i prøvene, ved å plote de ulike konsentrasjonene opp mot hverandre. Figur 5.3 og 6.1 viser at det er en sterk samvariasjon mellom Mg/Ca- og Fe/Ca-kurvene, med en korrelasjonsfaktor på 0,73 (dvs. det er 73 % kovariasjon). Al-konsentrasjonen viser derimot svært liten korrelasjon med både Mg/Ca- og Fe/Ca-konsentrasjonene. Figur 6.2 viser at korrelasjonen med jern er så

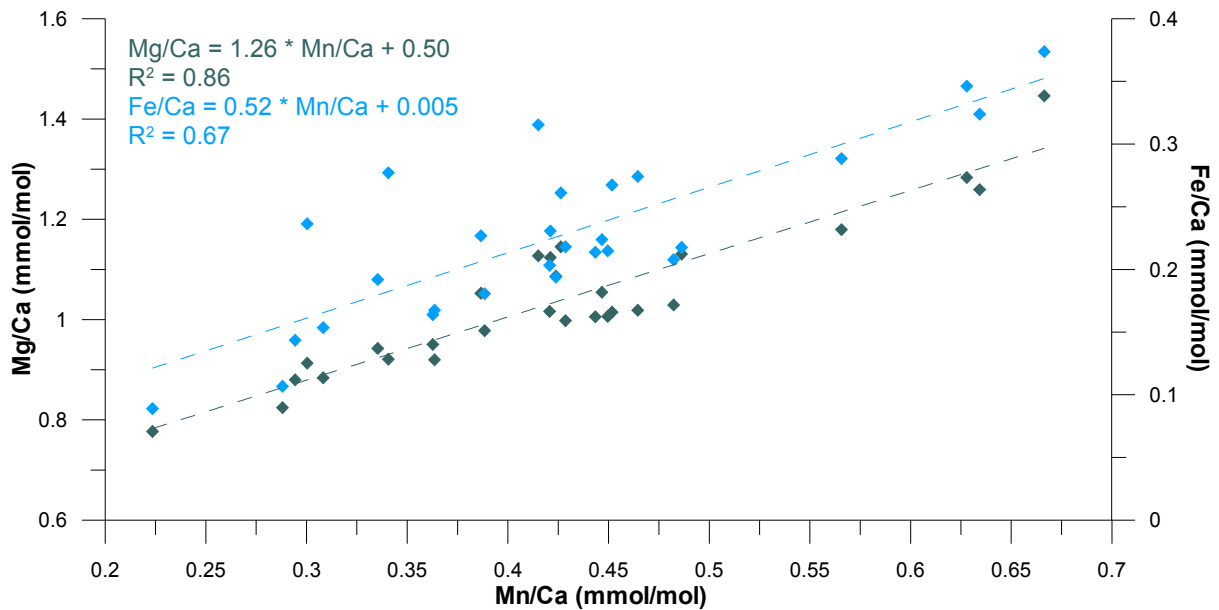


Figur 6. 2 Mg/Ca- (blå ruter og tekst) og Fe/Ca-konsentrasjonene (oransje ruter og tekst) er plottet mot Al/Ca-konsentrasjonene. Som R^2 -verdiene viser, så er det nesten ikke kovariasjon mellom jern og aluminium (5 %) mens den er noe høyere mellom magnesium og aluminium (37 %).

og si lik null ($r^2 = 0,05$), mens den med magnesium er noe høyere med en korrelasjonsfaktor på 0,37. Tilstedeværelse av Titan (Ti) i prøvene (se Appendiks II), gir indikasjoner på forurensing av Al-silikater (Lea m.fl., 2005). Ting tyder altså på at selv om det sannsynligvis er noe silikatforurensing i prøvene, kan ikke jernet i prøvene knyttes til denne ekstra Mg/Ca-kilden (Barker m.fl., 2003; Lea m.fl., 2005).

6.1.2 Sekundær kalsittutfelling

Ifølge Barker m.fl. (2003) og Lea m.fl. (2005) vil silikatforurensing være forbundet med elementene Fe og Al. Den ekstra Mg/Ca-kilden som sekundær kalsitt vil være, er derimot forbundet med elementene Mn (mangan) og Fe. Mn/Ca-forholdet i prøver som er renset på "Barker-metoden" (se Kapittel 3.3.1) vil normalt ligge på $\sim 0,1$ mmol/mol, noe som indikerer en tilførsel av Mg fra sekundær kalsitt på ~ 1 %. Som Figur 5.3 viser er Mn/Ca-forholdet i Mg/Ca-prøvene mye høyere enn dette. Figuren viser også en sterk samvariasjon mellom Mn/Ca- og Fe/Ca-kurven, og mellom Mn/Ca- og Mg/Ca-kurven. Ifølge Figur 6.3 er r^2 -verdiene på henholdsvis 0,67 og 0,86 for disse korrelasjonene.



Figur 6. 3 Mg/Ca- (grønne ruter og tekst) og Fe/Ca- (blå ruter og tekst) konsentrasjonene er plottet mot Mn/Ca-konsentrasjonene. Korrelasjonsfaktorene (R^2) viser at det er stort samsvar mellom Fe/Ca- og Mn/Ca-kurven (67 %), men enda høyere mellom Mg/Ca- og Mn/Ca-kurven (86 %).

Med grunnlag i at det er stor korrelasjon mellom Fe/Ca, Mg/Ca og Mn/Ca men ikke mellom Fe/Ca og Al/Ca, antas det at de forhøyede jernverdiene ikke er knyttet til silikatforurensing, men derimot til sekundær kalsittutfelling.

I denne oppgaven er det forsøkt å korrigere for denne ekstra Mg/Ca-kilden, ved å anta et 1/1 forhold mellom magnesium og jern i leire (Barker m.fl., 2003; Lea m.fl., 2005). Ved så å subtrahere det målte Fe/Ca-forholdet multiplisert med 1 (forholdet mellom Mg og Fe), fra den målte Mg/Ca-konsentrasjonen, skal dette i utgangspunktet gi et Mg/Ca-forhold som er korrigert for jern (se Kapittel 3.3.4). Mens Barker m.fl. (2003) stiller seg noe skeptisk til metoden, mener Lea m.fl. (2005) at korreksjonen gir data som danner et klarere bilde av det klimatiske mønsteret.

Lea m.fl. (2005) korrigerer dessuten også for aluminium, ved å anta et 1/0,66-forhold mellom magnesium og aluminium i leire. Dette ble også forsøkt i denne oppgaven, ettersom tilstedeværelse av Ti indikerer noe Al-forurensing (se Appendiks II). Resultatet ble svært lave Mg/Ca-verdier (-0,323–0,520 mmol/mol), som igjen gav temperaturer som var lavere enn frysepunktet for sjøvann. Sannsynligheten for at dette skal ha skjedd i det gjeldende

tidsintervallet er svært liten, og av denne grunn ble ikke Mg/Ca-konsentrasjonene korrigert for aluminium.

6.1.3 Mg/Ca og karbonation effekten

En annen kilde som kan føre til feil i Mg/Ca-verdiene, er karbonation effekten. Opptak av element/metaller (e. g. Mg, Sr, Zn, Mn, Ba) under dannelse av bentiske kalsitt-/aragonittskall, er i tillegg til temperatur også kontrollert av karbonationkonsentrasjonen ($[CO_3]$) i vannet (Elderfield m.fl., 2006; Rosenthal m.fl., 2006). Denne faktoren vil derimot kun være gjeldende dersom vannmassene er undermettet med hensyn på kalsitt/aragonitt, og den vil da være den dominerende faktoren (Rosenthal m.fl., 2006). Ifølge Elderfield m.fl. (2006) reduseres metningsgraden kraftig når temperaturen kryper under 3 °C, en temperatur som tilsier dypere deler av havet hvor det normalt ikke skjer store temperaturforandringer. Dette medfører at effekten av $[CO_3]$ øker, og forårsaker et redusert opptak av element som igjen vil kunne påvirke Mg/Ca-deriverte temperaturer (Elderfield m.fl., 2006). Ifølge Rosenthal m.fl.(2006) vil Mg/Ca-deriverte temperaturer kun være "reelle" dersom vannmassene var overmettet med hensyn på kalsitt/aragonitt, eller hadde temperaturer over 3 °C da skalledannelsen skjedde (Elderfield m.fl., 2006). Kun i disse tilfellene ville temperaturen vært den dominerende kontrollmekanismen for opptaket av element under skallkonstruksjonen.

Karbonationeffekten derimot vil være forskjellig fra hvor foraminiferene lever og kalsifiserer. Foraminiferer som lever og kalsifiserer nede i sedimentene, vil til en viss grad bli påvirket av porevannet som omgir dem. Men ettersom $[CO_3]$ i porevannet raskt vil komme i likevekt ($[CO_3] = 0$), er det usikkert i hvor stor grad karbonationeffekten vil påvirke endobentiske foraminiferer (Elderfield m.fl., 2006). Dersom man antar at porevannet ikke har særlig lavere metningsgrad enn bunnvannet, vil ikke Mg/Ca-verdiene påvirkes i nevneverdig grad, siden bunnvannet på Vøringplataet har karbonationkonsentrasjon høyere enn metningspunktet til kalsitt (Elderfield m.fl., 2006).

6.1.4 Oppløsning

Oppløsning er en annen faktor som kan endre Mg/Ca-forholdet i kalsittskall (Lea, 2003). Utgangspunktet er at ettersom skall med bortimot samme kjemiske komposisjon ble avsatt ved ulike lokaliteter, måtte målte forskjeller mellom dem skyldes prosesser etter avsetning (Lea, 2003). For å få oppløsning av kalsitt, må havvannet være surt. Ettersom pH er proporsjonal med karbonationkonsentrasjonen (Bijma m.fl., 1999; Elderfield, 2002), tilsier dette at metningsgraden av $[CO_3]$ i havvannet må være lav for å fremme oppløsning. Dette er det også funnet beviser for i flere studier. Ifølge Martin m.fl. (2000) vil det skje oppløsning av kalsitt dersom materialet ligger i overgangsfasen mellom vann og sedimenter, men kun dersom det ligger under vann som er undermettet med hensyn på kalsitt, dvs. har en lav $[CO_3]$ -metningsgrad. Kalsitten blir derimot mindre ømfintlig for oppløsning etter hvert som tiden går (Martin m.fl., 2000). Videre er det i andre studier ikke funnet tegn til forandringer av skallkjemien etter avsetning som følge av oppløsning, så sant omkringliggende havvann har en høy $[CO_3]$ -metningsgrad (Elderfield m.fl., 2006; Rosenthal m.fl., 2006). Det ser ut til å være enighet om at oppløsning vil skje når omkringliggende havvann er undermettet med hensyn på kalsitt (Elderfield m.fl., 2006; Jansen m.fl., 2002; Martin m.fl., 2000; Rosenthal m.fl., 2006). Men ettersom mesteparten av vannsøylen derimot er overmettet med hensyn på kalsitt og foraminiferer ser ut til å bli raskt avsatt (Jansen m.fl., 2002), er det usikkerhet rundt når og i hvilken grad skallet blir utsatt for undermettede forhold. Av denne grunn er enkelte forskere skeptisk til hypotesen om oppløsning (Elderfield m.fl., 1996; Elderfield m.fl., 2006; Rosenthal m.fl., 2006). Ettersom karbonationkonsentrasjonen er proporsjonal med pH, ble det en stund stilt spørsmål om hvorvidt karbonationeffekten er en faktor som forårsaker oppløsning av kalsitt etter organismens død og avsetning (Martin m.fl., 2000; McCorkle m.fl., 1995), eller om det er en faktor som påvirker opptaket av element under kalsifisering (Elderfield m.fl., 1996; Elderfield m.fl., 2006; Rosenthal m.fl., 2006). Men det er kanskje galt å stille et slikt ultimatum, ettersom det ene alternativet først vil bli gjeldende etter at organismen er død og når foraminiferskallet er avsatt på havbunnen (Jansen m.fl., 2002), mens det andre vil påvirke en levende organismer.

Det er fremdeles mye usikkerhet rundt dette, og det flere studier til for å få fullstendig klarhet i problemstillingen. Det som derimot kan slås fast, er en mulighet for oppløsning. Denne ville eventuelt forårsake et lavere Mg/Ca-forhold, og medfølgende lavere temperaturer. Oppløsning kan være en medvirkende årsak til at de høyeste Mg/Ca-deriverte temperaturene observeres i

Preboreal (Figur 5.4). Dette er konkludert utifra at en lavere CO₂-konsentrasjon under kalde perioder gir en høyere metningsgrad av [CO₃] i havvannet, noe som bremser oppløsningen av kalsitt (Elderfield, 2002; Sanyal m.fl., 1995). Dette vil i så fall være uheldig ettersom man ved å kombinere Mg/Ca-deriverte temperaturer med oksygenisotoper, antar at forholdet mellom dem ikke er blitt alterert av oppløsning (Rosenthal m.fl., 2000).

6.1.5 Temperaturkalibrering

Flere temperaturkalibreringskurver ble testet for de målte Mg/Ca verdiene. De beregnede temperaturene som man fikk fra flere av kalibreringskurvene som ble forsøkt (Anand m.fl., 2003; Lear m.fl., 2002; Marchitto og deMenocal, 2003; Martin m.fl., 2002; Rosenthal m.fl., 1997), kunne ligge på mellom - 3,0 til 4,0 °C og enkelte av dem var slik langt under frysepunktet for sjøvann på - 1,8 °C. Med bruk av temperaturer fra en og samme kalibreringskurve kunne dette i verste fall gi variasjoner i $\delta^{18}\text{O}_v$ på mellom - 0,5 til 1,5 ‰. Dette tilsier ekstreme og urealistiske variasjoner, med tanke på at $\delta^{18}\text{O}_v$ i perioden og i området det er snakk om sannsynligvis ikke har variert med mer enn ~0,5 ‰ (Bauch m.fl., 1995; Risebrobakken m.fl., 2003; Schmidt m.fl., 2006). Man fikk altså ikke et klimatologisk mønster som kunne være reelt, før Mg/Ca-verdiene ble korrigert for jern (se Kapittel 3.3.4 og Kapittel 6.1.2). Til tross for at flere av temperaturkalibreringskurvene fremdeles gav urealistiske temperaturer, var det nå en av dem som utmerket seg. Sammenlignet med alle eksponentielle kurver som ble forsøkt, var det de lineære kurvene som gav de beste resultatene. Billups og Schrag (2002) sin lineære kalibreringskurve gav temperaturer som fluktuerte mellom ~ - 0,36-1 °C, og $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdier på mellom 0,08-0,7 ‰ (se Appendiks II for rådata). Til tross for at enkelte av $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdiene fremdeles er noe høye etter korrigeringen for jern og isvolum, var det likevel denne temperaturkalibreringskurven som gav det mest reelle mønsteret for klimavariasjonen i området. Resultatene med kalibreringskurven ble også bedre med lavere Mg/Ca-forhold, noe som kan tyde på at enkelte av Mg/Ca-verdiene fremdeles er for høye.

6.2 Vurdering av oksygenisotopenes anvendelighet

Som for Mg/Ca-paleotermometrien kan det også når det gjelder oksygen- og karbonisotoper, være forskjellige faktorer som influerer den metabolske inkorporeringen av kalsitt, eller påvirker kalsitten etter avsetning. Karbonationeffekten og oppløsning påvirker også isotoper, og i tillegg kan det nevnes vertikal migrering og vitaleffekt. Sistnevnte faktor er allerede nevnt i Kapittel 3.2, de andre vil bli diskutert under.

6.2.1 Karbonationeffekten

Flere studier på levende foraminiferer har påvist at oksygenisotopforholdet (men også karbonisotopforholdet) i planktiske foraminiferer påvirkes av endringer i karbonationkonsentrasjonen eller pH (Bemis m.fl., 1998; Bijma m.fl., 1999; Spero m.fl., 1997; Waelbroeck m.fl., 2005; Zeebe, 1999). Økende karbonationkonsentrasjon eller pH vil gi et lavere (karbon-) oksygenisotopforhold i kalsittskallet (Bijma m.fl., 1999; Lea m.fl., 1999), noe som muligens reflekterer en kinetisk respons under kalsifisering (Spero m.fl., 1997; Zeebe, 1999). Dette kan igjen gi konsekvenser for paleoseanografiske tolkninger, og bør i utgangspunktet korrigeres for. Det kan i midlertidig bli vanskelig å finne en riktig korreksjonsfaktor, ettersom det fremdeles er mye usikkerhet tilknyttet karbonationeffekten. Det stilles blant annet spørsmål om dette er en faktor som kun påvirker planktiske foraminiferer, eller om den også påvirker bentiske arter (Friedrich m.fl., 2006; Lea m.fl., 1999; Spero m.fl., 1997). Effekten av karbonationer på bentiske isotoper er fremdeles et lite belyst kapittel (Friedrich m.fl., 2006).

6.2.2 Oppløsning

Oppløsning kan endre den isotopiske sammensetningen til skall hos foraminiferer etter død og avsetning på havbunnen (se også Kapittel 6.1.4) (Lea, 2003; Waelbroeck m.fl., 2005). Denne effekten har vist seg å øke $\delta^{18}\text{O}$ i kalsitt med $\sim 0,2$ ‰ per km i dypere og mer oppløste sedimenter (Wunsch, 1999), sannsynligvis på grunn av at mer negativ $\delta^{18}\text{O}$ fjernes (Lea, 2003).

6.2.3 Vertikal migrering

Den planktiske arten *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.), er lenge blitt brukt som en indikator på både polare og arktiske vannmasser (Hemleben m.fl., 1989; Johannessen m.fl., 1993). De høyeste konsentrasjonene av arten finner man derimot i de arktiske vannmassene, hvor isdekket er sesongbasert og ikke konstant som over de polare vannmassene (Johannessen m.fl., 1993). Hvor i vannsøylen den lever er svært varierende, og ser ut til å henge sammen med distribusjonen av ulike vannmasser (Bauch m.fl., 1997; Volkmann, 2000). Men det kan også ha noe med at *N. pachyderma* (sin.) under et visst dyp (~50m) tilegner seg et ekstra skall (sekundær kalsifisering) (Kohfeld m.fl., 1996; Simstich m.fl., 2003). Skallet gjør at foraminiferen endrer sin kjemiske komposisjon (noe som også ville kunne påvirke oksygenisotopforholdet), men det gir den også øket massetetthet (Kohfeld m.fl., 1996). *N. pachyderma* (sin.) funnet over dette dypet vil således ikke ha ekstra skall (Kohfeld m.fl., 1996). Årsaken til dette er uklar, men Kohfeld m.fl. (1996) antyder at det kan ha noe med den naturlige livssyklusen til arten å gjøre.

Den vertikale migreringen fører til at *N. pachyderma* (sin.) ikke bare fanger opp isotopsignalet fra et enkelt utsnitt av vannsøyla, men absorberer et samlet isotopsignal fra hele dybdeintervallet den har eksistert i (Simstich m.fl., 2003; Weinelt m.fl., 2001). En annen ting er at *N. pachyderma* (sin.) har et temperaturoptimum på ~10 °C. Arten vil av den grunn migrere og registrere temperaturen dypere i vannsøylen, dersom temperaturen overstiger denne verdien (Weinelt m.fl., 2001). Dette, i tillegg til at *N. pachyderma* (sin.) ser ut til å foretrekke et kalsifiseringsdyp i nederste del av den eufotiske sonen (100-200 m) (Bauch m.fl., 1997; Lubinski m.fl., 2001; Volkmann, 2000), gjør at arten ikke er særlig godt egnet til å gi veiledende informasjon om forhold i vannoverflaten. Den er derimot svært anvendelig til å indikere klimatiske endringer, som vil påvirke en bredere del av vannsøylen og ikke bare vannoverflaten (Bauch m.fl., 1997).

Dette er kun enkelte av de effektene som kan påvirke isotopsammensetningen til foraminiferer. Det er viktig å gjøre oppmerksom på at graden av påvirkning sannsynligvis er individuell fra art til art, og at den vil være forskjellig alt etter hvor i vannsøylen organismen lever. Som beskrevet over vil for eksempel enkelte effekter hovedsaklig påvirke planktiske foraminiferer, mens andre effekter hovedsakelig vil være knyttet til bentiske foraminiferer. Selv om man i dag begynner å få en viss forståelse av ulike faktorer som influerer signalet

foraminiferer formidler, er det nødvendig med flere studier som kan kaste lys over disse problemstillingene. Til tross for dette er og vil stabil isotopstratigrafi fortsette å være, et viktig redskap innen paleoklimatologi.

6.3 Den klimatiske og oseanografiske utviklingen over Vøringplataet

For å gi en tolkning av den klimatiske og oseanografiske utviklingen over Vøringplataet, ble oksygenisotopene brukt til å fortelle om temperatur og salinitetsrelaterte forhold. I kalkuleringen av temperatur, må man vite oksygenisotopforholdet i karbonaten ($\delta^{18}\text{O}_c$) og i havvannet ($\delta^{18}\text{O}_v$) når karbonaten ble produsert. $\delta^{18}\text{O}_v$ er videre bestemt utifra saliniteten i havvannet og isvolum (se Kapittel 3.2.1). Siden $\delta^{18}\text{O}_c$ er blitt korrigert for isvolum, vil signalet som oksygenisotopene gir enten kunne relateres til temperatur eller salinitet. En faktor som kan være med å avgjøre dette, er karbonisotopene som reflekterer graden av ventilasjon. Ventilasjon er sterkt knyttet til sirkulasjonen i et området, og slik blir ofte disse to begrepene brukt om en annen. Dette kan være litt "farlig", ettersom karbonisotopene ikke alltid reflekterer ventilasjon (se neste side for videre diskusjon).

En smeltevannspuls vil være karakterisert av lette $\delta^{18}\text{O}$ - og $\delta^{13}\text{C}$ -verdier (Veum m.fl., 1992). Det vil også et brinesignal være, ettersom det skjer liten grad av fraksjonering under produksjonen av vannmassen (se Kapittel 1.2.2) (Craig og Gordon, 1965; Dokken og Jansen, 1999). En smeltevannspuls vil hovedsaklig gi utslag i overflatevannmassene. Brine er derimot en tung vannmasse, og dette signalet vil i utgangspunktet være konsentrert til dypere deler av vannsøylen.

En vestover rettet migrering av Den arktiske front vil ha et motsatt signal, ettersom arktiske vannmasser er karakterisert av tunge $\delta^{18}\text{O}$ - og $\delta^{13}\text{C}$ -verdier (Johannessen, 1992) (se Figur 1.3). Migreringen i seg selv vil forårsake at Den arktiske front forflytter seg oppover kontinentalskråningen, og slik vil arktiske vannmasser influere kjernelokalitet. En østover rettet migrering av Den arktiske front med økt innflytelse av Atlantiske vannmasser, vil i midlertidig ha et lignende signal ved havbunnen som det brine har (lette $\delta^{18}\text{O}$ - og $\delta^{13}\text{C}$ -verdier). Et sterkt vestavindsfelt vil da forårsake at Den arktiske front forflytter seg nedover kontinentalskråningen, slik at atlantiske vannmasser influerer kjernelokalitet. Ved å

sammenligne signalene ved overflaten med de ved havbunnen og videre se på dem i forhold til graden av stratifisering i vannsøylen, skulle det i utgangspunktet være mulig å skille mellom signal som er forårsaket av lettisotopisk vanntilførsel, og dem som indikerer frontmigring. Graden av stratifisering i vannsøylen, er noe som differansen mellom de bentiske og de planktiske oksygenisotopene (heretter gradienten) kan fortelle om (Duplessy m.fl., 2001; Lubinski m.fl., 2001).

Som beskrevet over vil episodene relatert til temperatur og salinitet, være karakterisert av samme $\delta^{18}\text{O}$ - og $\delta^{13}\text{C}$ -signal (enten lettisotopisk eller tungisotopisk). Som Figur 5.9, 5.10, 5.11 og 5.12 (grå felt) viser, er kurvene derimot i stor grad preget av episoder hvor $\delta^{18}\text{O}$ - og $\delta^{13}\text{C}$ -datasettene gir motsatt signal/er i motfase. I disse episodene er det sannsynligvis også andre faktorer som er med på å påvirke $\delta^{13}\text{C}$ -signalet, som for eksempel primær produksjon og organisk fluks (Lubinski m.fl., 2001; Weinelt m.fl., 2001) (se Kapittel 3.2.3 og diskusjonen over). Men siden man er mest interessert i de episodene som kan relateres til migrering av Den arktiske front (Kapittel 1.2.1) og brine (Kapittel 1.2.2), vil ikke episodene hvor $\delta^{18}\text{O}$ - og $\delta^{13}\text{C}$ -signalene er i motfase bli lagt vekt på her.

Ved å sammenligne Figur 5.9, 5.10, 5.11 og 5.12, er det satt opp en tabell som viser trendvise

Tabell 4 En trendbasert oversikt over hvordan isotopsignalet har variert ved havbunnen og suboverflaten i perioden Preboreal til Midt-Holosen

EPISODER i a BP(1950)	ISOTOPSIGNAL VED HAVBUNN/SUBOVERFLATEN
11360–11250	lett/tung
11250–11050	lett/lett
11050–10750	tung/tung
10750–10600	lett/lett
10600–10500	lett/tung
10500–10450	lett/lett
10450–10300	tung/tung
10300–10250	lett/lett
10250–10050	lett/tung
10050–10000	lett/lett
10000–9950	lett/tung
9950–9650	lett /lett
9650–8650	tung/lett
8650–8000	lett/tung
8000–7500	lett/lett
7500–6500	tung/tung
6500–5400	Svakt lettere $\delta^{18}\text{O}$ - og tyngre $\delta^{13}\text{C}$ -verdier

variasjoner i signalet ved suboverflaten og havbunnen (Tabell 4). Videre er det også satt opp en oversikt som forklarer hvordan signalene i Tabell 4 tolkes (Tabell 5). Henvisninger til Tabell 4 vil i beskrivelsen under, være det samme som å henvise til Figur 5.9, 5.10, 5.11 og 5.12 som tabellen bygger på.

6.3.1 Preboreal

Paleoklimatiske studier som omhandler deglasiasjonen i De nordiske hav, viser at oppvarmingstrenden etter siste istid ikke var konstant men ble avbrutt av flere korte kalde perioder (Björck m.fl., 1997; Sejrup m.fl., 2001). Yngre Dryas (~12,7-11,5 ka BP) er den første og kanskje mest kjente av dem, men det var også flere tilsynelatende nedkjølingstrender etter overgangen til Holosen og Preboreal ved ~11,5 ka BP (Björck og Wastegard, 1999; Björck m.fl., 1997; Hald og Hagen, 1998; Husum og Hald, 2002; Meissner og Clark, 2006; Sejrup m.fl., 2001).

Tabell 5 En skjematisk oversikt på hvordan isotopsignalene i Tabell 4 blir tolket.

ISOTOPSIGNAL VED HAVBUNN/SUBOVERFLATEN	BETYDNING
LETT/TUNG	Et sterkt vestavindsfelt øker tilførselen av kalde og ferske vannmasser fra Arktis og Grønlandshavet, og slik blir Den arktiske front presset østover. Dette kan forårsake en NAO+ lignende situasjon, hvor fronten går ned under kjernelokalitet slik at denne blir påvirket av atlantiske vannmasser (Figur 1.3). Et lettisotopisk signal ved havbunnen kan også bety brinetilførsel. Ved overflaten vil økt tilførsel av arktiske vannmasser, forårsake tungisotopiske signal/ nedkjøling.
TUNG/LETT	Et svakt vestavindsfelt forårsaker at havbunnen blir påvirket av arktiske vannmasser, mens overflaten er påvirket av atlantiske vannmasser. Det lettisotopiske signalet ved overflaten kan også være relatert til en smeltevanospuls.
LETT/LETT	Dette kan bety at området er påvirket av både en smeltevanospuls, og tilførsel av brine. Er signalutslagene derimot små, kan det bety at vannsøylen er preget av atlantiske vannmasser. Et sterkt vestavindsfelt kan ha forårsaket at fronten har forflyttet seg nedover kontinentalskråningen, slik at atlantiske vannmasser influerer kjernelokalitet. Da vil det lettisotopiske signalet ved overflaten, fremdeles være relatert til en smeltevanospuls
TUNG/TUNG	Dette gir indikasjoner på at arktiske vannmasser influerer både havbunn og overflate. Et middels sterkt vestavindsfelt er ikke sterke nok til å forflytte Den arktiske front nedover kontinentalskråningen. Slik er det kun overflatevannmassene som blir påvirket.

Dette studiet viser at Preboreal var en periode preget av svært ustabile forhold, med flere nedkjøling/oppvarmings-sykluser. De planktiske oksygenisotopene og SST-kurven viser to slike intervall, et ved ~11,35–11,05 ka BP og et ved ~11,05–10,60 ka BP (Figur 5.6 og 5.13).

Intervall ~11,36–11,05 ka BP:

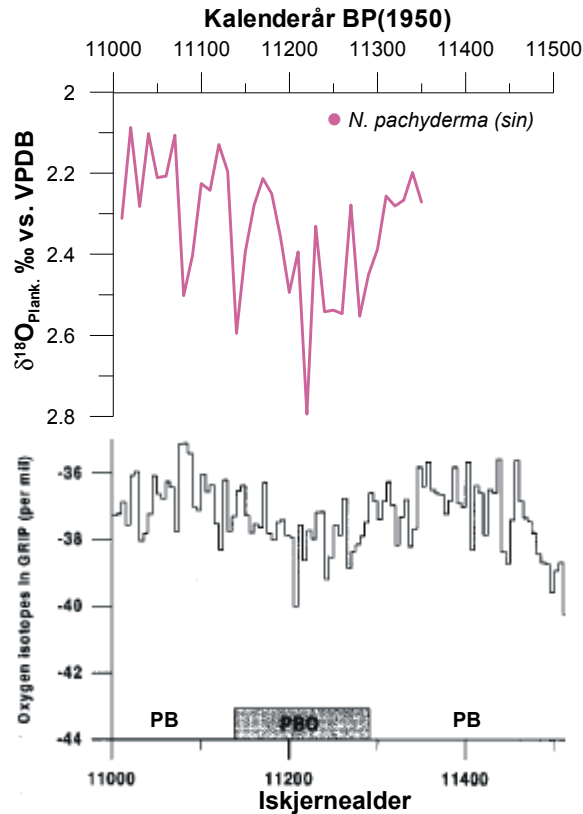
I perioden ~11,36–11,25 ka BP viser de planktiske oksygenisotopene gradvis tyngre verdier, noe som antyder nedkjøling av vannmassene under overflaten (Tabell 4), og som kan være relatert til en tidligere smeltevannspuls (Figur 5.9 og 5.13). En smeltevannspuls som hovedsakelig er et salinitetsrelatert signal, vil i utgangspunktet gi lettere oksygenisotoper og redusert ventilasjon (Veum m.fl., 1992). En minkende trend i gradienten mellom de bentiske og planktiske oksygenisotopene (Figur 5.7), antyder at ”kommunikasjonen” mellom overflaten og havbunnen som har vært redusert en stund, er i ferd med å bli gjenopprettet. At gradienten i utgangspunktet var høy, kan understøtte teorien om en tidligere smeltevannspuls. Men et tungisotopisk signal ved overflaten kan også bety at området er preget av et sterkt vestavindsfelt, som øker tilførselen av kalde og ferske vannmasser fra Arktisk og Grønlandshavet, og som forårsaker nedkjøling av vannmassene under overflaten (Blindheim m.fl., 2000; Mork og Blindheim, 2000; Risebrobakken m.fl., 2003; Aagaard m.fl., 1985). Det lettisotopiske signalet ved havbunnen, kombinert med en høy gradient (Figur 5.7), kan da indikere tilførsel av vannmasser influert av brine-dannelse (se Kapittel 1.2.2). Signalet er derimot svært lite i forhold til de signalene som indikerer brine-dannelse i stadiale/glasiale perioder (Dokken og Jansen, 1999), og overflatetemperaturer på 10,0–11,0 °C er i høyeste laget til å kunne relateres til havisproduksjon. Men brine kan ha blitt produsert i Arktis, blitt transportert gjennom Framstredet og De nordiske hav til Norskehavet, for så å påvirke vannmassene over Vøringplataet (Risebrobakken m.fl., 2003).

Videre i perioden mellom 11,25–11,05 ka BP skjer det så en brå endring til lettere planktiske oksygenisotoper, noe som faller sammen med at ventilasjonen i overflatevannmassene reduseres. Det er også en liten reduksjon i bunnvannsventilasjonen (Figur 5.10 og 5.12). BVT₁-kurven viser derimot en kraftig nedkjøling av bunnvannmassene (Figur 5.15), noe som burde vært indikert av tyngre oksygenisotoper (Figur 5.6). Det er også motsatt trend av hva BVT₂-kurven viser, som følger SST-kurven i dette tidsintervallet (Figur 5.15). ”Nedkjølingstrenden” i BVT₁-kurven (Figur 5.16), er derimot relatert til en $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdi derivert utifra en Mg/Ca-verdi som muligens kan være påvirket av forurensing (se Kapittel 6.1). Av den grunn kan det hende at $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdien ikke helt til å stole på, og at denne

”nedkjølingstrenden” i virkeligheten var en oppvarmingstrend slik som BVT₂-kurven illustrerer (Figur 5.15), og som kan relateres til den lettisotopiske trenden i de bentiske oksygenisotopene (Figur 5.6). Minimumsverdiene som observeres i både de planktiske og de bentiske isotopdatasettene rundt ~11,05 ka BP, vil da muligens kunne knyttes til nok en episode med tilførsel av lettisotopiske vannmasser (smeltevann/brine). Smeltevann vil kunne fremdrive produksjon av havis, og slik produksjon av brine (Birks og Koc, 2002). Et sterkt vestavindsfelt kan videre ha vært med på å drive transporten av vannmassene fra Arktis. Det er derimot ikke observert noen smeltevannspuls rettet østover på den tiden. Teller m.fl. (2002) snakker om en ferskvannspuls fra Lake Agassiz datert til rundt 11,2 ka BP, men den er rettet sørover for så å få en nordvestover retning. Smeltevannet kan på en annen side ha hatt en mer lokal kilde (se diskusjonen under).

Deler av oppvarmingen i perioden kan også ha sammenheng med en økt innflytelse av atlantiske vannmasser ved overflaten, og at de sterke vestavindene gradvis begynner å avta. De mindre variasjonene som observeres i både den planktiske og bentiske kurven i perioden (Figur 5.6), kan da relateres til små fluktuasjoner av fronten. Dette utelukker ikke at det lettisotopiske signalet ved havbunnen er relatert til brine, og støtter heller oppunder det.

Kronologien i intervallet mellom ~11,36–10,9 ka BP er basert på interpolering mellom to dateringer ved ~10,89 og ~10,91 ka BP (Figur 5.5 og 4.2), som videre er ekstrapolert ned til bunnen av kjernen. At disse to dateringene faller innunder et karbonplatå som er sentrert over ~9600 ¹⁴C år BP (~10,9 ka BP), gjør dem noe usikre og det er mulig at de er eldre enn oppgitt. Sammenligner man derimot den planktiske oksygenisotopkurven i dette studiet (Figur 5.10) med en GRIP $\delta^{18}\text{O}$ -kurve (Björck, 1995; Björck m.fl., 1996; Johnsen m.fl., 1992), er variasjonene i det overnevnte tidsintervallet bortimot identiske (Figur 6.4). Dette gir grunnlag for å tro at kronologien her er korrekt, og videre at variasjonene i de planktiske og bentiske isotopene i tidsintervallet 11,36-11,05 ka BP som er beskrevet over, kan relateres til den Preboreale oscillasjonen. Perioden er antatt til å være en respons på ferskvannspådriv, med påfølgende reduksjon i den termohaline sirkulasjonen (Birks og Koc, 2002; Björck m.fl., 2002; Björck m.fl., 1996; Björck m.fl., 1997; Fisher m.fl., 2002; Hald og Hagen, 1998; Karpuz og Jansen, 1992; Meissner og Clark, 2006). Kilden til smeltevannet er derimot noe omdiskutert. Mens noen mener at tilbakesmeltingen av det Skandinaviske isdekket, frigjorde store mengder ferskvann fra en innsjø som isdekket tidligere hadde demt opp (den Baltiske



Figur 6. 4 I nederste kurve er GRIP oksygenisotopdata (Johnsen m.fl., 1992), plottet mot iskjernealder i perioden 11,5–11,0 ka BP. I øverste kurve er planktiske isvolumkorrigererte oksygenisotoper fra dette studiet, plottet mot kalenderår BP(1950) i den samme perioden. Avmerket er også den Preboreale oscillasjonen. Figuren er hentet og modifisert fra Björck m.fl. (1996; 1997).

Isinnsjøen) (Björck m.fl., 1996; Hald og Hagen, 1998; Sejrup m.fl., 2001). Andre tviler derimot på at ferskvannstilførsler fra det Skandinaviske isdekket var store nok til å kunne påvirke den termohaline sirkulasjonen i noe større grad, og mener at ferskvannskilden var Lake Agassiz demt opp av et tilbakesmeltende Laurentide isdekke (Fisher m.fl., 2002; Magy og Begeot, 2004; Meissner og Clark, 2006).

Intervall 11,05–10,6 ka BP:

I perioden ~11,05–10,6 ka BP viser isotopene i dette studiet nok en nedkjøling/oppvarmings-syklus (Figur 5.6). I tidsintervallet ~11,05–10,67 ka BP er overflatevannmassene i området preget av nedkjøling og temperaturen faller med bortimot 2,0 °C. Denne nedkjølingstrenden er derimot ikke konstant slik som i første syklus (Intervall 11,35–11,25 ka BP), men blir avbrutt av to korte episoder (~10,95 og ~10,8 ka BP) med tilsynelatende oppvarming (Figur 5.6 og 5.13). De bentiske oksygenisotopene viser en tilsvarende nedkjøling i perioden ~11,05–10,75 ka BP, men også ved havbunnen blir nedkjølingen avbrutt av de overnevnte periodene med tilsynelatende oppvarming (Figur 5.6 og 5.14). Videre øker ventilasjonen i

både overflate- og bunnvannsmassene frem til ~10,9 ka BP (Figur 5.9), noe som kan forklare hvorfor det da observeres en liten grad av stratifisering i vannsøylen (Figur 5.7).

Dette gir indikasjoner på at arktiske vannmasser influerer både havbunn og overflate (Episode 11,05–10,75 ka BP, Tabell 4). Et middels sterkt vestavindsfelt er ikke sterke nok til å forflytte Den arktiske front nedover kontinentalskråningen, men likevel sterk nok til at overflaten blir influert av arktiske vannmasser. Slik kan en liten oppvarmingstrend ved ~10,95 ka BP være relatert til små fluktuasjoner av Den arktiske front, som igjen har sammenheng med et varierende vestavindsfelt. Disse vindene skal ha økt tilførselen av vannmasser fra Arktis under tidlig og midt Holosen (Risebrobakken m.fl., 2003), noe som igjen åpner for muligheten til at den tilsynelatende nedkjølingen av havbunn- og overflatevannmassene, kan være relatert til tilførsel av lettisotopiske vannmasser.

Ved neste episode med tilsynelatende oppvarming (~10,8 ka BP, Figur 5.6) er endringene større ved overflaten enn ved havbunnen. Det lettisotopiske signalet ved overflaten kan antyde at området blir påvirket av nok en smeltevannspuls, hvor smeltevann fra det Skandinaviske isdekket og isdemte innsjøer er en mulig kilde (Björck, 1995; Klitgaard-Kristensen m.fl., 2001). Oppvarmingen ved havbunnen kan derimot indikere økt innflytelse av atlantiske vannmasser ved havbunnen, som følge av at vestavindene øker og presser Den arktiske front nedover kontinentalskråningen. En kortvarig innflytelse av atlantiske vannmasser kan videre forklare hvorfor det først observeres et minimum i de bentiske $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene ved ~10,8 ka BP, og så en påfølgende økning igjen som når et maksimum ved ~10,75 ka BP (Figur 5.12). En annen og kanskje mer sannsynlig forklaring kan være nok en tilførsel av brine (se diskusjonen over). Hypotesen om at dette er enda en episode med tilførsel av lettisotopiske vannmasser, understøttes av at gradienten viser en brå økning frem mot ~10,75 ka BP (Figur 5.7).

Lettisotopiske signaler både ved havbunn og overflate i perioden 10,75–10,6 ka BP (Tabell 4), kan også understøtte teorien om tilførsel av smeltevann og brine. At derimot gradienten viser voldsomme fluktuasjoner (Figur 5.7), kan gi indikasjoner på at vestavindene som under forrige episode økte litt, nå ser ut til å løye igjen. At det observeres et temperaturminimum ved havbunnen som er sammenfallende med et temperaturminimum under overflaten ved ~10,65 ka BP (Figur 5.15), antyder derimot et vestavindene ikke løyer mer enn at Den arktiske fronten forflytter seg opp over kjernelokalitet, men at overflatevannmassene

fremdeles influeres av arktiske vannmasser. En brå og kraftig økning på ~4 % i >0,063mm fraksjonen ved ~10,7 ka BP (Figur 5.1), antyder dessuten endring i IRD-avsetningen. Dette kan ha å gjøre med økt overflateventilasjon/-sirkulasjon, indikert av tyngre planktiske $\delta^{13}\text{C}$ -verdier som når et maksimum ved ~10,65 ka BP. En minkende gradient antyder videre at ”kommunikasjonen” mellom overflate- og bunnvannsmasser er i ferd med å bli gjenopprettet (Figur 5.7).

Nedkjøling/oppvarmingsperioden ~11,05–10,6 ka BP avsluttes av en brå oppvarming av både overflate- og bunnvannmassene (Figur 5.15). Dette kan muligens relateres til nok en smeltevannspuls fra Lake Agassiz (se diskusjonen over), som er datert til ~10,6 ka BP (Teller m.fl., 2002). Ved bunnen er det mulig at brinetilførsel kan være forklaringen på det lettisotopiske signalet. Men episoden kan også relateres til at vestavindene øker litt på igjen (se diskusjonen over), noe som kan forklare hvorfor det observeres lettisotopisk signal i bunnvannsmassene kombinert med tungisotopisk signal i overflatevannmassene i perioden 10,6–10,5 ka BP (Tabell 4 og 5).

6.3.2 Boreal

I likhet med Preboreal viser også Boreal seg som en svært ustabil periode, og vil av den grunn deles inn i tre intervall utifra forskjellig karakteristikk på de isotopiske variasjonene (Figur 5.9 og 5.11). Disse intervallene er 10,5–10,25 ka BP, 10,25–9,9 ka BP og 9,9–9,5 ka BP.

Intervall 10,5–10,25 ka BP

At bunnvannsmassene ved overgangen til Boreal er preget av nedkjøling (Figur 5.11), kan muligens ha å gjøre med et svakere vestavindsfelt og at Den arktiske front har migrert vestover igjen. Overflatevannmassene er derimot karakterisert av svært hurtige temperaturfluktuasjoner med en amplitude på opptil 1,5 °C. Disse variasjonene vedvarer i nærmere 350 år, fra ~10,55–10,2 ka BP, og er forbundet med redusert ventilasjon og salinitet samt en gradvis økning i >0,063 mm fraksjonen som topper seg ved ~10,2 ka BP (Figur 5.1, 5.6, 5.9, 5.15 og 5.17). Ved ~10,2 ka BP er det også en økning i >0,150 mm fraksjonen (Figur 5.1), som gir indikasjoner på endring i IRD-tilførselen.

Dette kan muligens relateres til en periode med ustabil termohalin sirkulasjon (~10,4-10,3 ka BP), som skal være karakterisert av utpreget minimumsverdier i de bentiske karbonisotopene (Bond m.fl., 1997). Den laveste bentiske karbonisotopverdien som observeres i kjerne HM128-06, registreres ved ~10,5 ka BP og er på $-1,8\text{ ‰}$ (Figur 5.12). Denne perioden med småskala nedkjølingsintervall, er også identifisert i data fra lakustrine sedimenter, treringer, iskjerner og marine sedimentkjerner fra andre Nordatlantiske områder (Björck, 1995; Björck m.fl., 2001). Temperaturfluktuasjonene overlapper dessuten med en episode som Brathauer m.fl. (2000) definerte som Den boreale oscillasjonen i perioden ~10,45–10,25 ka BP. Ustabiliteten i den termohaline sirkulasjonen er sannsynligvis forårsaket av tre østover rettede smeltevannspulser fra Lake Agassiz, som er datert til forholdsvis ~10,6, 10,4 og 10,3 ka BP (Magny og Begeot, 2004; Teller m.fl., 2002). Sammenligner man disse aldrene med Figur 5.6, ser man at de er synkrone med tre markante lettisotopiske topper, og også tre topper i gradienten og som gir indikasjoner på høy grad av stratifisering (Figur 5.7).

Ved ~10,45 ka BP observeres det et brått og tydelig lettisotopisk signal i de bentiske verdiene (Figur 5.12), samtidig som området tilsynelatende er influert av en vestover rettet Arktisk front (Episode 10,5–10,45 ka BP, Tabell 4). Dette kan noe antyde at området nok en gang blir påvirket av brine. Et markant lettisotopisk signal i de bentiske vannmassene observeres også ved ~10,25 ka BP samtidig som det observeres en økende gradient (Figur 5.7), noe som understøttet hypotesen om at området opptil flere ganger påvirkes av brine.

Nedkjølingsintervallene (3 i alt) ved overflaten overskygger ikke at det er en slak tilsynelatende oppvarmingstrend i perioden. At endringene ved overflaten er synkrone med tilsvarende endringer i bunnvannmassene (Figur 5.15), tyder at de påvirker hele vannsøylen. Om dette er relatert til at frekvensen på tilførsler av smeltevann og brine ser ut til å være høy, eller små fluktuasjoner i Den arktiske front (se diskusjon over og Tabell 5), kan diskuteres. Men at episodene er ”pulsaktige” som ser ut til å gjentas med korte mellomrom (Episode 10,5–10,45, 10,45–10,3 og 10,3–10,25 ka BP, Tabell 4), og at område i utgangspunktet er preget av arktiske vannmasser, indikerer sannsynligvis pulser med smeltevann og brine. Det er derimot ikke sagt at ikke plasseringen til Den arktiske front likevel har påvirket området.

Intervall 10,25–9,95 ka BP

I perioden 10,25–10,05 ka BP observeres det en lettisotopisk trend i bunnvannsmassene, samtidig som det er tungisotopiske signal i vannmassene under overflaten (Tabell 4). Dette gir

indikasjoner på at vestavindene nok en gang tar seg opp, og øker tilførselen av kalde og ferske vannmasser til lokaliteten (Tabell 5). Et brått og kraftig lettisotopisk signal i bunnvannsmassene ved ~10,1 ka BP (Figur 5.6), kombinert med små endringer ved overflaten, vil da kunne gi indikasjoner på at området atter en gang påvirkes av brine (se diskusjonen over).

I perioden ~10,05–10,0 ka BP øker temperaturen tilsynelatende kraftig i både bunnvanns- (~1,2 °C) og overflatevannmassene (~2,0 °C) (Figur 5.15), noe som igjen kan være relatert til en smeltevannspuls (Meland m.fl., 2006) i kombinasjon med tilførsel av brine (Tabell 4 og 5). Dette kan videre understøttes av en høy gradient (Figur 5.7), som gir indikasjoner på kraftig stratifisering i vannsøylen. At det så observeres lett-/tungisotopiske signal i bunn-/overflatevannsmassene ved ~10,0–9,95 ka BP (Tabell 4), gir videre indikasjoner på at området fremdeles er influert av et sterkt vestavindsfelt og økt tilførsel av arktiske vannmasser. Dette understøttes av at ventilasjonen er høyere i overflatevannmassene enn ved bunnen (Figur 5.10 og 5.12). Videre viser gradienten at ”kommunikasjonen” mellom havbunnen og overflaten brått reduseres (Figur 5.7), noe som også gir indikasjoner på at vannsøylen er preget av både smeltevann og brine. I forhold til andre tilsynelatende smeltevannspulser frem til ~9,95 ka BP, virker denne svært kraftig. Ifølge Birks og Koc (2002) var klimaet fremdeles ustabil, og stigende temperaturer i perioden gav økt smelting av omkringliggende isdekker (Björck, 1995; Klitgaard-Kristensen m.fl., 2001). Smeltevannstilførsel kan ha forårsaket omorganiseringen av den termohaline sirkulasjonen, som videre kan forklare den kraftige nedkjølingen av overflatevannmassene. Dette kan understøttes av at de planktiske karbonisotopene viser et absolutt minimum ved ~10,0 ka BP (Figur 5.9).

Effekten er derimot kortvarig, og det skjer så en kraftig oppvarming i overflatevannmassene samtidig som bunnvannstemperaturen faller like brått og nesten like mye som den i utgangspunktet steg (BVT₁-kurven, Figur 5.15). At temperaturendringene ikke er like fremtredende i BVT₂-kurven (Figur 5.15) til tross for at kurvene er synkrone, gjør at det kan stilles spørsmål ved variasjonene i BVT₁-kurven og om de er reelle i dette tidsintervallet. Det er tidligere antydnet at enkelte av $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdiene som BVT₁-kurven bygger på, kan være noe tvilsomme da de er derivert utifra Mg/Ca-verdier som muligens kan være påvirket av forurensing (se Appendiks II, Kapittel 6.1 og 6.3.1; Intervall 11,35–11,05 ka BP). $\delta^{18}\text{O}_v$ -verdiene i dette tidsintervallet, er derimot derivert utifra Mg/Ca-verdier som ikke viser

tydelige tegn til forurensing. Følgelig gir i alle fall ikke dette noen grunn til å tvile på variasjonene som observeres i BVT₁-kurven.

Intervall 9,95–9,5 ka BP:

I perioden ~9,95–9,65 ka BP kan ikke små temperaturfluktuasjoner på <1,0 °C, skjule at det er en tydelig lettisotopisk trend i overflatevannmassene. Dette er noe merkverdig ettersom flere episoder med tungisotopiske signal i perioden (Episode ~9,0, 9,75 og 9,65 ka BP, Figur 5.10). Men disse episodene viser seg gjerne i nær tilknytning til lettisotopiske signal i overflatevannmassene, og ved ~9,85 og 9,7 ka BP er slike episoder forbundet med økt stratifisering av vannsøylen (Figur 5.7 og 5.9). Dette kan tyde på at området blir utsatt for opptil flere smeltevannspulser i perioden (se diskusjonen over), og at hyppigheten av dem er årsaken til den lettisotopiske trenden i vannmassene under overflaten.

At det i bunnvannsmassene i perioden er en slak tungisotopisk trend, gir indikasjoner på at området er påvirket av et svakere vestavindsfelt og en vestlig plassering av Den arktisk front. Små lettisotopiske signaler i bunnvannsmassene ved både ~9,9, 9,75 og 9,7 ka BP (Figur 5.12), kan da relateres til episoder med brinetilførsel (se diskusjonen over). Dette er noe som en økende grad av stratifisering som observeres ved ~9,9 ka BP (Figur 5.7), kan støtte oppunder. Men disse signalene er svært kortvarige, og viser seg kun som små temperaturfluktuasjoner i BVT₁-kurven (Figur 5.14).

Ved ~9,65 ka BP øker bunnvannsventilasjonen kraftig, noe som er sammenfallende med en markant økning i alle sedimentfraksjonene (Figur 5.1) og som indikerer endring i IRD-avsetningen. Ved ~9,6 ka BP har SST-kurven nådd sin høyeste verdi på ~13,25 °C, og fra en temperatur på ~10,5 °C ved 9,95 ka BP tilsier dette en oppvarming på nesten 3,0 °C. En tilsvarende trend er også observert i et studie gjort på diatomer fra Vøring Platået (Andersen m.fl., 2004). Oppvarmingen ser ut til å ha forårsaket oppbrekking av de kontinentale isdekkene. Isfjell fra isdekkene fraktes med havstrømmene for så å smelte i det varme vannet. Smeltingen gjør at sedimentkorn som isblokkene har plukket opp den gangen de var en del av et kontinentalt isdekke, avsettes på havbunnen og registreres som IRD. Smeltevannet fra isblokkene kan ha vært en medvirkende årsak til de lettisotopiske signalene som observeres i perioden (Figur 5.6), og videre svært fluktuerende overflateventilasjonen (Figur 5.9).

Ved ~9,55 ka BP observeres det et lettisotopisk signal i både overflate- og bunnvannsmassene (Figur 5.10 og 5.12), samtidig som området tilsynelatende er influert av arktiske vannmasser (se diskusjon over). Økende grad av stratifisering i vannsøylen (Figur 5.7), indikerer redusert kommunikasjon mellom havbunn og overflate. Dette kan videre tyde på at endringene ved havbunnen ikke har noe med endringene ved overflaten å gjøre. Det lettisotopiske signalet ved overflaten kan da gi indikasjoner på en smeltevannspuls, mens det ved bunnen kan antyde tilførsel av brine. At det i denne perioden også er en markant økning i flere av fraksjonene antyder IRD (Figur 5.1), og kan indikere at smeltevannskilden er isfjell som smelter. Videre frem mot ~9,5 ka BP er det tungisotopiske signal både ved havbunnen og under overflaten. Dette kan indikere at vestavindene øker på igjen, slik at hele vannsøylen til en viss grad influeres av arktiske vannmasser (se Tabell 5).

6.3.3 Holosen klimatiske optimum og Midt-Holosen

Det er her blitt gjort et forsøk på å tolke datasettene, men med visse forbehold ettersom disse to periodene er karakterisert av redusert tidsoppløsning. Dette medførte at tolkingen til tider ble noe vanskelig.

Intervall ~9,5-6,5 ka BP;

Overgangen til Holosen klimatiske optimum er preget av en gradvis reduksjon av stratifiseringen i vannsøylen (Figur 5.7), og kan tolkes som at "kommunikasjonen" mellom havbunn og overflate er gjenopprettet. Ved ~9,45 ka BP observeres det et lettisotopisk signal i overflatevannmassene (Tabell 4), som er etterfulgt av en tungisotopisk trend frem til ~9,3 ka BP (Figur 5.9). En lignende trend er også observert i to studier gjort på diatomer over Vøringplataet (Andersen m.fl., 2004; Birks og Koc, 2002), og kan muligens relateres til en smeltevannspuls fra Lake Agassiz som er datert til 9,5 ka BP (Magny og Begeot, 2004; Teller m.fl., 2002). Også i bunnvannsmassene observeres det et lettisotopisk signal ved ~9,45 ka BP (Figur 5.12). Ettersom det observeres høy grad av stratifisering akkurat da (Figur 5.7), kan dette indikere tilførsel av brine. Ettersom det også i bunnvannsmassene er en tungisotopisk trend videre frem til ~9,3 ka BP (Figur 5.11), gir det indikasjoner på at arktiske vannmasser influerer store deler av vannsøylen (se Tabell 5).

Økende grad av stratifisering i vannsøylen som er observert i perioden ~9,3-8,8 ka BP (Figur 5.7), kan tyde på at den lettisotopiske trenden i overflatevannmassene også videre er relatert til ferskvannstilførsel.

Fra ~8,65 ka BP øker de planktiske oksygenisotopene, og når to maksimumsverdier ved ~8,4 og 8,1 ka BP (Figur 5.13). Denne tilsynelatende nedkjølingen kan relateres til ”8,2 ka hendelsen” (e.g. Alley m.fl., 1997; Klitgaard-Kristensen m.fl., 1998; Renssen m.fl., 2001), som er antatt å være forårsaket av ferskvannstilførsel fra pro-glasiere innsjøer som var demt opp av Laurentide isdekket. Når isdekket så smeltet tilbake ble store mengder smeltevann frigitt ut i Nord-Atlanteren, og forårsaket en kortvarig nedkjøling av overflatevannmassene som videre førte til en redusert termohalin sirkulasjon (Magny og Begeot, 2004; Meissner og Clark, 2006; Renssen m.fl., 2001; Risebrobakken m.fl., 2003; Teller m.fl., 2002). At episoden her er registrert med 2 maksimum, kan indikere at den ikke bare var forårsaket av en men to smeltevannspulser. Dette er en hypotese som støttes opp av funn gjort av Teller m.fl. (2002). Han mener at den første pulsen kan ha vært den største, med et volum på ~3,6 Sv (Sverdrup). Den andre skal ha vært mindre (~1,6 Sv), og skjedd kort tid etterpå (Teller m.fl., 2002). At det derimot er 200 år mellom episodene i dette studiet (Figur 5.13), kan muligens ha noe med den dårlige aldersoppløsningen her å gjøre.

Et middels sterkt vestavindsfelt og en svakt østover rettet migrering av Den arktiske front ser (Tabell 5), i midlertidig også ut til å være medvirkende til forandringene i deler av denne perioden, ettersom det observeres tungisotopiske signal i overflate- og bunnvannsmassene fra ~8,65 til 8,5 ka BP. I perioden 8,1-7,7 ka BP ser det derimot ut til at området er preget av lettisotopiske signal igjen (Tabell 4 og Figur 5.9 og 5.11), noe som indikerer økt innflytelse av atlantiske vannmasser. Men det kan også bety tilførsel av smeltevann og brine (se Tabell 5).

Holosen klimatiske optimum har fått navnet sitt da det i denne perioden er observert temperaturer som er 4-5 °C varmere enn hva som observeres over Vøringplatået i dag (Andersen m.fl., 2004; Birks og Koc, 2002; Hopkins, 1991). Etter ”8,2 ka hendelsen”, øker overflatetemperaturene raskt igjen, og temperaturmaksimum på ~13,75 °C observeres ved ~7,7 og 7,1 ka BP. Dette er ca. 700 år senere enn temperaturmaksimumet som ble registrert i kjerne HM79-6/4 (Karpuz og Jansen, 1992), hentet fra en lokalitet noe lenger sør i forhold til kjerne HM128-06. Dette kan forklares med at det er dårlig aldersoppløsning her, noe som gjør aldersmodellen noe usikker. Men intervallet som de to maksimumstemperaturene danner,

ligger derimot innenfor temperaturmaksimumsintervallet (7,65–6,5 ka BP) som ble registrert for kjerne MD95-2011 □. Denne kjernen er tatt fra en lokalitet som ligger noe lenger nord i forhold til kjerne HM128-06.

Fra ~7,5 ka BP faller så overflatetemperaturen gradvis, og når et minimum (~12,75 °C) ved overgangen til Midt-Holosen. I bunnvannsmassene skjer det et brått temperaturfall på 0,5 °C, som når et minimum ved ~7,0 ka BP. Dette kan sannsynligvis relateres til at området da er preget av arktiske vannmasser, som følge av et middels sterkt vestavindsfelt presser Den arktiske front østover (se Tabell 4 og 5). Minimumet faller sammen med en svak økning i overflateventilasjonen, mens det derimot er reduksjon i ventilasjonen ved bunnen. Dette kan tyde på at vannmassene nok en gang er karakterisert av stratifisering, noe som understøttes av en høy gradient (Figur 5.7).

I perioden 7,0–6,5 ka BP er området preget av tungisotopiske signal under overflaten, mens det er lettisotopiske signal ved havbunn og overflate (Figur 5.9, 5.11 og Tabell 5). Dette kan tolkes som at et sterkt vestavindsfelt har forårsaket økt tilførselen av arktiske vannmasser, og samtidig forflyttet Den arktiske front nedover kontinentalskråningen (Figur 1.3). Slik blir kjernelokalitet influert av atlantiske vannmasser. Men det lettisotopiske signalet kan også bety tilførsel av brine (se Tabell 5). De bentiske $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene viser derimot tyngre verdier i første episode, for så å skifte til lettere i neste. Dette er motsatt av hva man ville forventet, og er vanskelig å forklare. Muligens er andre faktorer medvirkende her.

Intervall 6,5–5,0 ka BP;

I denne perioden viser oksygenisotopene svakt lettere verdier både ved havbunnen og overflaten, mens karbonisotopene derimot viser sterkt tungisotopiske trender. Dette kan gi indikasjoner på tilførsel av varmere atlantiske vannmasser, og i tillegg til økt sirkulasjon. Videre frem mot ~6,0 ka BP observeres det først lettisotopiske og så tungisotopiske signal ved overflaten (Figur 5.9). Dette er direkte motsatt av hva som skjer ved bunnen, og kan ha sammenheng med at gradienten øker brått og kraftig i siste del av perioden (Figur 5.7). Det kan tyde på at det som skjer ved havbunnen ikke har noe med det som skjer ved overflaten å gjøre. At de bentiske $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene er i motfase i forhold til $\delta^{18}\text{O}$ -verdiene (Figur 5.11), kan indikere at andre faktorer sannsynligvis har skylden for at $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene ikke varierer som forventet her (se diskusjonen over). Da gir dette videre indikasjoner på et økende vestavindsfelt, og presser den arktiske front nedover kontinentalskråningen. At vannmassene

under overflaten i utgangspunktet viser tendenser til oppvarming for så å kjøles ned igjen, kan tolkes som at overflaten gradvis blir mer influert av kaldere vannmasser ifra vest. De lettisotopiske signalene ved overflaten og havbunnen kan også bety tilførsel av smeltevann og brine, men signalene er heller små til helt å kunne tro på en slik forklaring.

Videre frem mot ~5,5 ka BP observeres det så en tilsynelatende oppvarming ved både overflaten og havbunnen (Figur 5.9 og 5.11), samtidig som $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene ser ut til å øke sterkt. Som tidligere nevnt kan dette gi indikasjoner på at sirkulasjonen i området øker, noe som igjen øker tilførselen av atlantiske vannmasser. Dette kan for så vidt understøttes av en minkende gradient (Figur 5.7), som indikerer at kommunikasjonen mellom havbunn og overflate også forbedres. At det også observeres svak oppvarming ved overflaten, kan bety at vestavindene løyer litt igjen slik at Den arktiske fronten trekker seg noe tilbake, men ikke mer enn at atlantiske vannmasser fremdeles påvirker bunnvannsmassene. At det da ved ~5,65 ka BP observeres en brå nedkjøling ved bunnen, kan så tyde på at nå er fronten forflyttet seg opp over kjernelokalitet igjen (Figur 1.3).

Ved ~5,5 ka BP er både overflate- og bunnvannsmassene nok en gang preget av tyngre $\delta^{18}\text{O}$ -verdier. At de bentiske $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene også øker, kan understøtte teorien over om at gi Den arktisk front trekker seg tilbake. Dersom det at de planktiske $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene derimot øker i forrige periode har en sammenheng med økt sirkulasjon, kan det at de nå minker videre bety at sirkulasjonen nå sakker litt igjen. Tunge oksygenisotoper ved både overflate og havbunn indikerer nok en gang tendenser til nedkjøling.

6.4 Den klimatiske og oseanografiske utviklingen over Vøringplataet, i forhold til et varierende vestavindsbelte og tilførsel av lettisotopiske vannmasser

Tidlig og Midt-Holosen ser ut til å være preget av ustabilitet og store klimatiske endringer. Flere faktorer (både lokale og mer globale) har sannsynligvis vært medvirkende til endringene, noe som til tider gjorde det vanskelig å skille ut klare tegn på storskala atmosfærisk pådriv. Ettersom man her ser på endringer som strekker seg over perioder på opptil flere hundre år, blir det for så vidt galt å forbinde dem til NAO, da dette sirkulasjonsmønsteret er kjent for å være relatert til endringer som skjer i et dekadisk

perspektiv (Jansen, Pers. komm.) (se Kapittel 1.2.1). Variasjonene i vannsøylen over Vøringplatået vil av den grunn bli vurdert oppimot hvordan styrken på vestavindene har skiftet, og videre hvordan dette har påvirket Den arktiske front i området.

Utifra datasettene ser det ut til at det er tilførsel av lettisotopiske vannmasser som sørger for de mest fremtredende variasjonene, og at et varierende vestavindsbelte har virket i bakgrunnen og slik forsterket eller forminsket signalene relatert til smeltevann og brine. I oppsummeringen under vil de to hypotesene (Kapittel 1.2.1 og 1.2.2) av den grunn diskuteres samlet.

Preboreal;

I perioden 11,36–11,25 ka BP ser det ut til at et sterkt vestavindsfelt påvirket området over Vøringplatået. Den arktiske front ble slik presset østover, og forårsaket at fronten forflyttet seg nedover kontinentalskråningen. Dette medførte lettisotopiske signal i bunnvannsmassene. Det kan derimot også tenkes at tilførsel av brine var medvirkende, ettersom signalet er noe kraftig og ”pulsaktig”. Men de er derimot ikke så kraftig som det signalene på brine var, under tidligere stadiale/glasiale tider (Dokken og Jansen, 1999). Det kan derimot tenkes at brine er blitt fraktet fra Arktis og Grønlandshavet (Blindheim m.fl., 2000; Mork og Blindheim, 2000; Risebrobakken m.fl., 2003; Aagaard m.fl., 1985), og under transporten blitt utsatt for miksing med andre vannmasser. Dette vil i så fall ført til uttynning av signalet, noe som kan være grunnen til at det ikke er så kraftig ved Vøringplatået. At temperaturen i overflatevannmassene har en gjennomsnittsverdi på $\sim 11,6$ °C, kan også støtte opp teorien om at brine er blitt transportert fra områder med kjøligere overflatevannmasser. Videre har *N. pachyderma* (sin) har et temperaturoptimum på $\sim 10,0$ °C, og arten vil migrere og registrere temperaturer dypere i vannsøylen dersom denne verdien overskrides (Weinelt m.fl., 2001). Dette indikerer at kanskje temperaturen ved overflaten i virkeligheten var høyere enn det SST-kurven i dette studiet viser (Figur 5.15), og slik et det enda mer usannsynlig med produksjon av brine over Vøringplatået i perioden. Slik er det flere ting som støtter opp om at den lettisotopiske vannmasser er blitt fraktet til Vøringplatået fra en annen lokalitet.

Fra 11,25–11,05 ka BP gir lettisotopiske signal (Tabell 4) ved overflaten og bunnen indikasjoner på at smeltevann og brine tilføres området over Vøringplatået. Et sterkt vestavindsfelt som ble konkludert med over, kan igjen ha fraktet vannmassene med seg fra Arktis eller Grønlandshavet. Hvor sterke disse vindene var, er vanskelig å si ettersom brine-

og smeltevanntsignalene ser ut til å dominere. Men de kan ha vært sterke (om ikke sterkere) slik som i perioden før, ettersom det lettisotopiske signalet i bunnvannsmassene er kraftigere nå. Det kan slik tenkes at økt innflytelse av atlantiske vannmasser, kan ha forsterket signalet. Det kan derimot også bety at produksjonen av brine har skjedd ved en lokalitet nærmere Vøringplataet, og slik er det ikke blitt tynnet så mye under transporten (se diskusjonen over).

I perioden 11,05–10,65 ka BP er det en helhetlig trend med nedkjøling i både overflate- og bunnvannsmassene, kombinert med tyngre $\delta^{13}\text{C}$ -verdier. Dette kan gi indikasjoner på at arktiske vannmasser får større innflytelse i vannsøylen over Vøringplataet. Det kan videre bety at tilførselen av brine og smeltevann minker, og viser seg kun som små lettisotopiske pulser i Figur 5.9 og 5.11. Slik er det grunn til å tro at vestavindene er i ferd med å løye litt, men ikke mer enn at arktiske vannmasser fremdeles influerer ved overflaten.

Ved ~10,65–10,5 ka BP observeres det et kraftig lettisotopisk signal igjen ved både overflaten bunnen i vannsøylen over Vøringplataet. Dette gir indikasjoner på enda mer tilførsel av smeltevann og brine. Styrken på signalene indikerer videre at vannmassene kan ha blitt produsert på en lokalitet i nærheten. Dette er noe merkverdig, ettersom temperaturene under overflaten er svært høye (se Appendiks III). Men området over Vøringplataet er ifølge flere andre studier (Birks og Koc, 2002; Birks m.fl., 2005; Hald m.fl., 1996; Koc m.fl., 1993), til en viss grad er influert av Atlanterhavsstrømmen som er antatt å ha kommet i sving igjen ved ~11,2 ka BP (Seppa m.fl., 2002). Da kan det være mulig at brine er blitt produsert i tilstøtende områder som ikke er påvirket av strømmen. Et lett-/tungisotopisk signal i bunn-/overflatevannsmassene ved ~10,6-10,5 ka BP (se Tabell 4), gir videre indikasjoner på at vestavindene er i ferd med å øke litt igjen.

Boreal;

Inngangen til Boreal er preget av nedkjøling av bunnvannsmassene, mens det samtidig ved overflaten skjer voldsomme temperaturfluktuasjoner. Nedkjølingen i bunnvannsmassene kan gi indikasjoner på at vestavindene løyer litt igjen (se diskusjonen over). De lettisotopiske svingningene ved overflaten kan videre muligens relateres til flere smeltevanntpulser. Pulsene kan relateres til en observert ustabilitet i den termohaline sirkulasjonen (Bond m.fl., 1997), noe som videre skal ha ført til nedkjøling. Perioden er slik også blitt identifisert i data fra lakustrine sedimenter, treringer, iskjerner og marine sedimentkjerner fra andre Nordatlantiske

områder (Björck, 1995; Björck m.fl., 2001), og er av Brathauer m.fl. (2000) definert som Den boreale oscillasjonen (~10,45–10,25 ka BP).

At temperaturen i bunnvannsmassene videre frem til ~10,0 ka BP ser ut til å øke, kan ha å gjøre med tilførsel av brine. Ettersom fluktuasjonene ser ut til å være samvarierende ved overflate og havbunn, indikerer at pulsene med tilførsel av lettisotopiske vannmasser skjer samtidig. Styrken på pulsene kan dessuten gi indikasjoner på at tilførselen skjer fra en lokalitet i nærheten av Vøringplataet (se diskusjonen over).

I perioden videre (10,0–9,5 ka BP) kan ikke små tilsynelatende temperaturfluktuasjoner skjule at det her er en oppvarmingstrend ved overflaten. Bunnvannsmassene er derimot preget av nedkjøling til tross for noen små temperaturvariasjoner, noe som understøtter forslaget i forrige avsnitt om at vestavindene har løyet litt. Arktiske vannmasser ser slik ut til å influere havbunnen igjen. Ettersom temperaturfluktuasjonene avsluttes med nedkjøling ved overgangen til Holosen klimatiske optimum, indikerer at de muligens kan relateres til tilførsel av brine og smeltevann. Kilden til smeltevann kan her ha vært isblokker, ettersom det i perioden observeres IRD-pulser (Figur 5.1).

Holosen klimatiske optimum;

Videre frem mot ~8,65 ka BP indikerer lettisotopiske signal ved overflaten en gradvis oppvarming, mens det derimot i bunnvannsmassene er tilsynelatende nedkjøling. Dette kan gi indikasjoner på at situasjonen som ble beskrevet i avsnittet over her gjentar seg, hvor det skjer smeltevann- og brinetilførsel og hvor Den arktiske front har en noe tilbaketrukket plassering som følge av et svakere vestavindsfelt. Ved ~8,25 ka BP observeres det så tungisotopiske signal ved overflaten, som kan være relatert til de tidligere indikasjonene på smeltevannstilførsel. Dette kan forklare hvorfor disse signalene ikke observeres i bunnvannsmassene.

Den tilsynelatende nedkjølingen i vannmassene under overflaten snur så ved ~8,1 ka BP, og det observeres videre oppvarming i både overflate- og bunnvannsmassene. Denne oppvarmingen som når et maksimum rundt 7,5 ka BP, er også registrert i andre studier (Andersen m.fl., 2004; Birks og Koc, 2002; Hopkins, 1991; Karpuz og Jansen, 1992) og er grunnen til at perioden heter det den heter. Årsaken til episoden kan i dette studiet se ut til å være forbundet med økt innflytelse av atlantiske vannmasser, som følge av at vestavindene

øker på igjen og forårsaker at Den arktiske front forflytter seg nedover kontinentalskråningen (se Figur 1.3 og Tabell 5). Men episoden kan også relateres til smeltevann- og brinetilførsel. Signalene er derimot ikke så markante og presise som observert tidligere, men dette kan igjen ha å gjøre med den reduserte tidsoppløsningen i aldersmodellen her.

Frem mot ~6,5 ka BP observeres det så nedkjøling igjen i overflate- og bunnvannsmassene, noe som kan understøtte forklaringen over om tidligere tilførsel av smeltevann og brine.

Midt-Holosen;

Signalene som observeres i perioden frem til ~5,4 ka BP, gir videre indikasjoner på en gradvis oppvarming i både overflate- og bunnvannsmassene igjen. Dette er kombinert med økende $\delta^{13}\text{C}$ -verdier. Som tidligere nevnt (Kapittel 6.3.3) kan dette antyde at sirkulasjonen (Atlantehavsstrømmen) øker, og at området over Vøringplataet registrerer økt innflytelse av atlantiske vannmasser. Dette vil i så fall tyde på at vestavindene slakker litt av igjen.

En annen forklaring kan være at det nok en gang tilføres lettisotopiske vannmasser til området, men dette vil ikke forklare hvorfor det samtidig registreres økende $\delta^{13}\text{C}$ -verdier. Dette må i så fall indikere at andre faktorer er medvirkende, til at de observerte $\delta^{13}\text{C}$ -verdiene ikke viser variasjoner som forventet.

KAPITTEL 7

❧ KONKLUSJON ❧

Denne hovedfagsoppgaven har hatt som mål å gjøre rede for endringer i den vertikale vannmassestrukturen, og videre vurdere i hvor stor grad de kan være knyttet til storskala atmosfæriske pådrivsmekanismer, som opererer over en tidsskala på opptil flere hundre år. Dette er blitt gjort ved å prøve å skille ut de signalene som kan være forbundet med migrering av Den arktiske front, da dens plassering vil være avhengig av styrken på vestavindene.

Det har derimot også vært et mål å vurdere i hvor stor grad endringene i vannsøylen kan relateres til tilførsel av lettisotopiske vannmasser, i utgangspunktet brine, men også smeltevann.

Datasettene viser tegn til at et sterkt (men varierende) vestavindsfelt har påvirket området over Vøringplatået gjennom hele tidlig Holosen, og sannsynligvis deler av Midt-Holosen. Slik har Den arktiske front hatt en fluktuerende bevegelse opp og ned kontinentalskråningen, og sørget for at kjernelokaliteten stadig ble influert av ulike vannmasser. Størst utslag i vannsøylen over Vøringplatået, ser det derimot ut til at tilførsler av lettisotopiske vannmasser dannet fra smeltevann eller ved brine-dannelse kan ha skyld i. Variabel styrke på de paleoklimatiske signalene, indikerer videre at kilden til vannmassene kan ha variert. Svake signaler antar jeg derfor kan være forbundet med vannmasser som er blitt fraktet langveis fra (e. g. Arktis og/eller Grønlandshavet), mens de sterke signalene sannsynligvis kan forbindes med vannmasser fra en mer lokal kilde.

KAPITTEL 8

☞ REFERANSER ☞

- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. og Clark, P.U.**, 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25(6): 483.
- Anand, P., Elderfield, H. og Conte, M.H.**, 2003. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series. *Paleoceanography*, 18(2).
- Andersen, C., Koc, N., Jennings, A. og Andrews, J.T.**, 2004. Nonuniform response of the major surface currents in the Nordic Seas to insolation forcing; implications for the Holocene climate variability. *Paleoceanography*, 19(2).
- Barbetti, M.J.**, 2004. Radiocarbon variations from the southern hemisphere, 10,350-9700 cal BP. Nuclear instruments & methods in physics research. Section B, Beam interactions with materials and atoms, 223-24: 366.
- Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Melieres, M.-A., Sonstegaard, E. og Duplessy, J.-C.**, 1994. The North Atlantic atmosphere-sea surface ¹⁴C gradient during the Younger Dryas climatic event. *Earth and Planetary Science Letters*, 126(4): 275-287.
- Bard, E.R.**, 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica et cosmochimica acta*, 62(12): 2025.
- Barker, S., Cacho, I., Benway, H. og Tachikawa, K.**, 2005. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 24(7-9): 821.
- Barker, S., Greaves, M. og Elderfield, H.**, 2003. A study of cleaning procedures used for foraminiferal Mg/Ca paleothermometry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4.
- Barnston, A.G. og Livezey, R.E.**, 1987. Classification, Seasonality And Persistence Of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*, 115(6): 1083.
- Bauch, D., Carstens, J. og Wefer, G.**, 1997. Oxygen isotope composition of living *Neogloboquadrina pachyderma* (sin) in the Arctic Ocean. *Earth And Planetary Science Letters*, 146(1-2): 47.
- Bauch, D., Erlenkeuser, H., Winckler, G., Pavlova, G. og Thiede, J.**, 2002. Carbon isotopes and habitat of polar planktic foraminifera in the Okhotsk Sea: the 'carbonate ion effect' under natural conditions. *Marine Micropaleontology*, 45(2): 83.
- Bauch, D., Schlosser, P. og Fairbanks, R.G.**, 1995. Fresh-Water Balance And The Sources Of Deep And Bottom Waters In The Arctic-Ocean Inferred From The Distribution Of (H₂O)-O-18. *Progress In Oceanography*, 35(1): 53.
- Bellucci, A. og Richards, K.J.**, 2006. Effects of NAO variability on the north Atlantic ocean circulation. *Geophysical Research Letters*, 33(2).
- Bemis, B.E., Spero, H.J., Bijma, J. og Lea, D.W.**, 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera; experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, 13(2): 150-160.
- Bemis, B.E., Spero, H.J., Lea, D.W. og Bijma, J.**, 2000. Temperature influence on the carbon isotopic composition of *Globigerina bulloides* and *Orbulina universa* (planktonic foraminifera). *Marine Micropaleontology*, 38(3-4): 213.

- Berger, W.H. og Jansen, E.**, 1995. Younger Dryas: ice collapse and super-fjord heat pump. In: J.E.v.H. S.R. Troelstra, G.M. Ganssen (Editor), *The Younger Dryas : proceedings of a Workshop at the Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences on 11-13 April 1994*, pp. 224.
- Berstad, I.M., Sejrup, H.P., Klitgaard, K.D. og Hafliðason, H.**, 2003. Variability in temperature and geometry of the Norwegian Current over the past 600 yr; stable isotope and grain size evidence from the Norwegian margin. *Jqs, Journal of Quaternary Science*. 18(7): 591-602.
- Bijma, J., Spero, H.J. og Lea, D.W.**, 1999. Reassessing foraminiferal stable isotope geochemistry; impact of the oceanic carbonate system (experimental results). Use of proxies in paleoceanography; examples from the South Atlantic. Springer, Berlin, 489-512 pp.
- Billups, K. og Schrag, D.P.**, 2002. Paleotemperatures and ice volume of the past 27 Myr revisited with paired Mg/ Ca and (super 18) O/ (super 16) O measurements on benthic Foraminifera. *Paleoceanography*.
- Birks, C.J.A. og Koc, N.**, 2002. A high-resolution diatom record of late-Quaternary sea-surface temperatures and oceanographic conditions from the eastern Norwegian Sea. *Boreas*, 31(4): 323.
- Birks, H.H., Kristensen, D.K., Dokken, T.M. og Andersson, C.**, 2005. Exploratory comparisons of quantitative temperature estimates over the last deglaciation in Norway and the Norwegian Sea. *Geophysical Monograph*, 158: 341-355.
- Bjerknes, J.**, 1959. The Recent Warming of the North Atlantic. . Rossby Memorial Volume. . Rockefeller Inst. Press in assoc. with Oxford University Press, 65-73 pp.
- Björck, J., Andren, T., Wastegard, S., Possnert, G. og Schoning, K.**, 2002. An event stratigraphy for the Last Glacial-Holocene transition in eastern middle Sweden: results from investigations of varved clay and terrestrial sequences. *Quaternary Science Reviews*, 21(12-13): 1489-1501.
- Björck, J. og Wastegard, S.**, 1999. Climate oscillations and tephrochronology in eastern middle Sweden during the last glacial-interglacial transition. *Journal of Quaternary Science*, 14(5): 399-410.
- Björck, S.**, 1995. A Review of the History of the Baltic Sea, 13.0-8.0 Ka Bp. *Quaternary International*, 27: 19-40.
- Björck, S., Kromer, B., Johnsen, S., Bennike, O., Hammarlund, D., Lemdahl, G., Possnert, G., Rasmussen, T.L., Wohlfarth, B., Hammer, C.U. og Spurk, M.**, 1996. Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science*, 274(5290): 1155-1160.
- Björck, S., Muscheler, R., Kromer, B., Andresen, C.S., Heinemeier, J., Johnsen, J., Johnsen, S.J., Conley, D., Koc, N., Spurk, M. og Veski, S.**, 2001. High-resolution analyses of an early Holocene climate event may imply decreased solar forcing as an important climate trigger. *Geology*, 29(12): 1107-1110.
- Björck, S., Rundgren, M., Ingolfsson, O. og Funder, S.**, 1997. The Preboreal oscillation around the Nordic seas; terrestrial and lacustrine responses. *JQS. Journal of Quaternary Science*, 12(6): 455-465.
- Blindheim, J.**, 1990. Arctic Intermediate Water In The Norwegian Sea. *Deep-Sea Research Part A-Oceanographic Research Papers*, 37(9): 1475-1489.
- Blindheim, J., Borovkov, V., Hansen, B., Malmberg, S.A., Turrell, W.R. og Osterhus, S.**, 2000. Upper layer cooling and freshening in the Norwegian Sea in relation to atmospheric forcing. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 47(4): 655-680.
- Blindheim, J. og Rey, F.**, 2004. Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s. *Ices Journal Of Marine Science*, 61(5): 846.
- Blindheim, J. og Østerhus, S.**, 2005. The Nordic seas, main oceanographic features. *Geophysical Monograph*, 158: 11-37.

- Blindheim, J. og Ådlandsvik, B.**, 1995. Episodic formation of intermediate water along Greenland Sea Arctic Front. ICES CM, Mini symposium, 6.
- Bojariu, R. og Gimeno, L.**, 2003. Predictability and numerical modelling of the North Atlantic Oscillation. *Earth-Science Reviews*, 63(1-2): 145-168.
- Bond, G., Showers, W.J., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. og Bonani, G.**, 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278(5341): 1257-1266.
- Bondevik, S., Birks, H.H., Gulliksen, S. og Mangerud, J.**, 1999. Late Weichselian Marine 14C Reservoir Ages at the Western Coast of Norway. *Quaternary Research*, 52(1): 104.
- Bondevik, S., Mangerud, J., Birks, H.H., Gulliksen, S. og Reimer, P.**, 2006. Changes in North Atlantic radiocarbon reservoir ages during the Allerod and Younger Dryas. *Science*, 312(5779): 1514.
- Braathauer, U., Brauer, A., Negendank, J.F.W., Zolitschka, B. og Anonymous**, 2000. Rasche Klimaänderungen am Beginn der heutigen Warmzeit. *Zweijahresbericht - GeoForschungsZentrum*, 1998-1999: 29-33.
- Bryn, P., Berg, K., Forsberg, C.F., Solheim, A. og Kvalstad, T.J.**, 2005. Explaining the Storegga Slide. *Marine and petroleum geology*, 22(1-2): 11-19.
- Bugge, T., Befring, S., Belderson, R.H., Eidvin, T., Jansen, E., Kenyon, N.H., Holtedahl, H. og Sejrup, H.P.**, 1987. A Giant 3-Stage Submarine Slide Off Norway. *Geo-Marine Letters*, 7(4): 191.
- Bugge, T., Belderson, R.H. og Kenyon, N.H.**, 1988. The Storegga Slide. *Philosophical Transactions Of The Royal Society Of London Series A-Mathematical Physical And Engineering Sciences*, 325(1586): 357.
- Caralp, M.H.**, 1989. Size and Morphology of the Benthic Foraminifer *Melonis Barleeanum* - Relationships with Marine Organic Matter. *Journal of foraminiferal research*, 19(3): 235.
- Charles, C.D., Wright, J.D. og Fairbanks, R.G.**, 1993. Thermodynamic Influences On The Marine Carbon-Isotope Record. *Paleoceanography*, 8(6): 691.
- Chave, K.E.**, 1954. Aspects Of The Biogeochemistry Of Magnesium .1. Calcareous Marine Organisms. *Journal Of Geology*, 62(3): 266.
- Craig, H.**, 1965. The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures* (Rongiorgi, E. ed.): 162-182.
- Craig, H. og Gordon, L.I.**, 1965. Deterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere I, *Proceedings of the Spoleto conference on Stable Isotopes in the Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, laboratoriodi di Geologia Nucleare, Piza, pp. 9-130.
- Curry, W.B. og Lohmann, G.P.**, 1982. Carbon Isotopic Changes In Benthic Foraminifera From The Western South-Atlantic - Reconstruction Of Glacial Abyssal Circulation Patterns. *Quaternary Research*, 18(2): 218.
- de Villiers, S., Greaves, M. og Elderfield, H.**, 2002. An intensity ratio calibration method for the accurate determination of Mg/Ca and Sr/Ca of marine carbonates by ICP-AES. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3.
- Deser, C., Walsh, J.E. og Timlin, M.S.**, 2000. Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends. *Journal Of Climate*, 13(3): 617.
- Dickson, R., Lazier, J., Meincke, J., Rhines, P. og Swift, J.**, 1996. Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress In Oceanography*, 38(3): 241.

- Dickson, R.R., Osborn, T.J., Hurrell, J.W., Meincke, J., Blindheim, J., Adlandsvik, B., Vinje, T., Alekseev, G. og Maslowski, W.**, 2000. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation. *Journal Of Climate*, 13(15): 2671.
- Dokken, T.M. og Jansen, E.**, 1999. Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period. *Nature*, 401(6752): 458-461.
- Dokken, T.M. og Jansen, E.**, 2002. De Nordiske hav-en "hovedbryter" i klimasystemet? *Cicerone*, 2002(2): 20-22.
- Duplessy, J.-C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L.D., Oppo, D. og Kallel, N.**, 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, 3(3): 343-360.
- Duplessy, J.-C., Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W.L., Ruddiman, W.F., Caralp, M. og Hendy, C.H.**, 1984. ¹³C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean; implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quaternary Research (New York)*, 21(2): 225-243.
- Duplessy, J.C., Ivanova, E., Murdmaa, I., Paterne, M. og Labeyrie, L.**, 2001. Holocene paleoceanography of the northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean. *Boreas*, 30(1): 2-16.
- Ebbesen, H. og Hald, M.**, 2004. Unstable Younger Dryas climate in the northeast North Atlantic. *Geology*, 32(8): 673-676.
- Eden, C. og Jung, T.**, 2001. North Atlantic Interdecadal Variability: Oceanic Response to the North Atlantic Oscillation (1865-1997). *Journal of Climate*, 14(5): 676-691.
- Elderfield, H.**, 2002. Climate change: Carbonate mysteries. *Science*, 296(5573): 1618.
- Elderfield, H., Bertram, C.J. og Erez, J.**, 1996. Biomineralization model for the incorporation of trace elements into foraminiferal calcium carbonate. *Earth And Planetary Science Letters*, 142(3-4): 409.
- Elderfield, H. og Ganssen, G.**, 2000. Past temperature and delta (super 18) O of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/ Ca ratios. *Nature (London)*, 405(6785): 442-445.
- Elderfield, H., Vautravers, M. og Cooper, M.**, 2002. The relationship between shell size and Mg/Ca, Sr/Ca, delta O-18, and delta C-13 of species of planktonic foraminifera. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3.
- Elderfield, H., Yu, J., Anand, P., Kiefer, T. og Nyland, B.**, 2006. Calibrations for benthic foraminiferal Mg/Ca paleothermometry and the carbonate ion hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, In Press, Corrected Proof.
- Eldholm, O., Thiede, J. og Taylor, E.**, 1989. The Norwegian continental margin; tectonic, volcanic, and paleoenvironmental framework, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Norwegian Sea; covering Leg 104 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, Bremerhaven, Germany, to St John's, Newfoundland, Sites 642-644, 19 June 1985-23 August 1985. Texas A & M University Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States*, pp. 5-26.
- Emiliani, C.**, 1955a. Mineralogical and chemical composition of the tests of certain pelagic foraminifera. *Micropaleontology*, 1(4): 377-380.
- Emiliani, C.**, 1955b. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63(6): 538-578.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H.A. og Urey, H.C.**, 1953. Revised Carbonate-Water Isotopic Temperature Scale. *Geological Society Of America Bulletin*, 64(11): 1315-1325.

- Ernst, S. og van der Zwaan, B.**, 2004. Effects of experimentally induced raised levels of organic flux and oxygen depletion on a continental slope benthic foraminiferal community. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 51(11): 1709.
- Fisher, T.G., Smith, D.G. og Andrews, J.T.**, 2002. Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. *Quaternary Science Reviews*, 21(8-9): 873-878.
- Fogelqvist, E., Blindheim, J., Tanhua, T., Osterhus, S., Buch, E. og Rey, F.**, 2003. Greenland-Scotland overflow studied by hydro-chemical multivariate analysis. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 50(1): 73.
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., Anschutz, P., Gremare, A. og Griveaud, C.**, 2005. Live foraminiferal faunas from a 2800 m deep lower canyon station from the Bay of Biscay: Faunal response to focusing of refractory organic matter. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 52(7): 1189.
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Chaillou, G., David, C., Anschutz, P. og Lafon, V.**, 2003. Seasonal and interannual variability of benthic foraminiferal faunas at 550 m depth in the Bay of Biscay. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 50(4): 457.
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, P. og Carbonel, P.**, 2002. Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 49(4): 751.
- Fontanier, C., Mackensen, A., Jorissen, F.J., Anschutz, P., Licari, L. og Griveaud, C.**, 2006. Stable oxygen and carbon isotopes of live benthic foraminifera from the Bay of Biscay: Microhabitat impact and seasonal variability. *Marine Micropaleontology*, 58(3): 159.
- Forman, S.L. og Polyak, L.**, 1997. Radiocarbon content of pre-bomb marine mollusks and variations in the C-14 reservoir age for coastal areas of the Barents and Kara seas, Russia. *Geophysical research letters*, 24(8): 885.
- Friedrich, O., Schmiedl, G. og Erlenkeuser, H.**, 2006. Stable isotope composition of Late Cretaceous benthic foraminifera from the southern South Atlantic: Biological and environmental effects. *Marine Micropaleontology*, 58(2): 135.
- Fronval, T., Jansen, E., Hafliðason, H. og Sejrup, H.P.**, 1998. Variability in surface and deep water conditions in the Nordic seas during the last interglacial period, Offshore Quaternary of the North East Atlantic margin. Pergamon, Oxford, United Kingdom, pp. 963-985.
- Furevik, T.**, 2000. On anomalous sea surface temperatures in the Nordic Seas. *Journal Of Climate*, 13(5): 1044.
- Furevik, T.**, 2001. Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980-1996. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 48(2): 383.
- Furevik, T. og Nilsen, J.E.Ø.**, 2005. Large-Scale Atmospheric Circulation Variability and its Impacts on the Nordic Seas Ocean Climate - a Review. In: D.e. al. (Editor), *The Nordic Seas: An Integrated Perspective*. AGU.
- Grossman, E.L.**, 1984a. Carbon Isotopic Fractionation In Live Benthic Foraminifera - Comparison With Inorganic Precipitate Studies. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 48(7): 1505.
- Grossman, E.L.**, 1984b. Stable Isotope Fractionation In Live Benthic Foraminifera From The Southern-California Borderland. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 47(3-4): 301.
- Grossman, E.L.**, 1987. Stable Isotopes In Modern Benthic Foraminifera - A Study Of Vital Effect. *Journal Of Foraminiferal Research*, 17(1): 48-61.
- Gulliksen, S.**, 1998. A calendar age estimate of the Younger Dryas-Holocene boundary at Krakenes, western Norway. *The Holocene*, 8(3): 249.

- Haflidason, H., Eiriksson, J. og van Kreveld, S.,** 2000. The tephrochronology of Iceland and the North Atlantic region during the Middle and Late Quaternary: a review. *Journal Of Quaternary Science*, 15(1): 3-22.
- Haflidason, H., Lien, R., Sejrup, H.P., Forsberg, C.F. og Bryn, P.,** 2005. The dating and morphometry of the Storegga Slide. *Marine and petroleum geology*, 22(1-2): 123-136.
- Hald, M. og Aspeli, R.,** 1997. Rapid climatic shifts of the northern Norwegian Sea during the last deglaciation and the Holocene. *Boreas*, 26(1): 15.
- Hald, M., Dokken, T. og Hagen, S.,** 1996. Palaeoceanography on the European Arctic Margin During the Last Deglaciation. Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins, 11. Geological Society Special Publications 275- pp.
- Hald, M., Dokken, T. og Mikalsen, G.,** 2001. Abrupt climatic change during the last interglacial-glacial cycle in the polar North Atlantic. *Marine Geology*, 176(1-4): 121-137.
- Hald, M. og Hagen, S.,** 1998. Early preboreal cooling in the Nordic seas region triggered by meltwater. *Geology*, 26(7): 615.
- Hansen, B. og Østerhus, S.,** 2000. North Atlantic-Nordic seas exchanges. *Progress in Oceanography*, 45(2): 109-208.
- Harris, C.L., Plueddemann, A.J. og Gawarkiewicz, G.G.,** 1998. Water mass distribution and polar front structure in the western Barents Sea. *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, 103(C2): 2905.
- Heinz, P.S.S.,** 2002. Time-response of cultured deep-sea benthic foraminifera to different algal diets. Deep-sea research. Part I, *Oceanographic research papers*, 49(3): 517.
- Hemleben, C., Spindler, M. og Anderson, O.R.,** 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer, New York, 363 pp.
- Henrich, R.,** 1986. A Calcite Dissolution Pulse In The Norwegian-Greenland Sea During The Last Deglaciation. *Geologische Rundschau*, 75(3): 805.
- Henriksen, S. og Vorren, T.O.,** 1996. Late Cenozoic sedimentation and uplift history on the mid-Norwegian continental shelf. *Global And Planetary Change*, 12(1-4): 171.
- Hjelstuen, B.O., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Nygard, A., Ceramicola, S. og Bryn, P.,** 2005. Late Cenozoic glacial history and evolution of the Storegga Slide area and adjacent slide flank regions, Norwegian continental margin. *Marine And Petroleum Geology*, 22(1-2): 57.
- Hopkins, T.S.,** 1991. The Gin Sea - A Synthesis Of Its Physical Oceanography And Literature-Review 1972-1985. *Earth-Science Reviews*, 30(3-4): 175.
- Hughen, K.A., Baillie, M.G.L.e.a. og Bard, E.,** 2004a. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46(3): 1059-1086.
- Hughen, K.A. og Overpeck, J.,** 1998. A new C-14 calibration data set for the last deglaciation based on marine varves. *Radiocarbon*, 40(1): 483.
- Hughen, K.J., Lehman, S.J., Southon, J., Overpeck, J., Marchal, O., Herring, C. og Trunbull, J.,** 2004b. C-14 activity and global carbon cycle changes over the past 50,000 years. *Science*, 303(5655): 202.
- Hurrell, J.W.,** 1995. Decadal Trends In The North-Atlantic Oscillation - Regional Temperatures And Precipitation. *Science*, 269(5224): 676-679.
- Hurrell, J.W.,** 1996. Influence of variations in extratropical wintertime teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophysical Research Letters*, 23(6): 665-668.

- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G. og Visbeck, M.,** 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation, The North Atlantic Oscillation; climatic significance and environmental impact. American Geophysical Union, Washington, DC, United States, pp. 1-35.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y. og Visbeck, M.,** 2001. The North Atlantic oscillation. *Science*, 291(5504): 603, 605.
- Hurrell, J.W. og van Loon, H.,** 1997. Decadal variations in climate associated with the north Atlantic oscillation. *Climatic Change*, 36(3-4): 301-326.
- Husum, K. og Hald, M.,** 2002. Early Holocene cooling events in Malangenfjord and the adjoining shelf, north-east Norwegian Sea. *Polar Research*, 21(2): 267.
- Hut, G.,** 1987. Consultants group meeting on stable isotope reference sample for geochemical and hydrological investigations, 16-18 september 1985., Vienna.
- Jansen, E.,** 1989. The use of stable oxygen and carbon isotope stratigraphy as a dating tool. *Quaternary International*.
- Jansen, E.,** 2000. "Havet tar- og havet gir" Havsirkulasjonens betydning for klimaendringer. *Det norske Vitenskaps-Akademi Årbok*: 319-335.
- Jansen, E.,** Pers. komm.
- Jansen, E., Befring, S., Bugge, T., Eidvin, T., Holtedahl, H. og Sejrup, H.P.,** 1987. Large Submarine Slides On The Norwegian Continental-Margin - Sediments, Transport And Timing. *Marine Geology*, 78(1-2): 77.
- Jansen, E. og Bjørklund, K.R.,** 1985. Surface Ocean Circulation In The Norwegian Sea 15,000 Bp To Present. *Boreas*, 14(3): 243.
- Jansen, E., Sejrup, H.P., Fjæran, T., Hald, M., Holtedahl, H. og Skarbø, O.,** 1983. Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 63: 117-146.
- Jansen, E., Slettemark, B., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L. og Rolfsen, S.,** 1989. Oxygen and carbon isotope stratigraphy and magnetostratigraphy of the last 2.8 ma; paleoclimatic comparisons between the Norwegian Sea and the North Atlantic, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Norwegian Sea; covering Leg 104 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, Bremerhaven, Germany, to St John's, Newfoundland, Sites 642-644, 19 June 1985-23 August 1985. Texas A & M University Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, pp. 255-269.
- Jansen, E. og Veum, T.,** 1990. Evidence for two-step deglaciation and its impact on North Atlantic deep-water circulation. *Nature (London)*, 343(6259): 612-616.
- Jansen, H., Zeebe, R.E. og Wolf-Gladrow, D.A.,** 2002. Modeling the dissolution of settling CaCO₃ in the ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 16(2).
- Johannessen, O.M.,** 1986. Brief overview of the physical oceanography. In: B.G. Hurdle (Editor), *The Nordic seas*. Springer-Verlag, New York, pp. 103-127.
- Johannessen, T.,** 1992. Stable isotopes as climate indicators in ocean and lake sediments. Dr. scient. avhandling, Geologisk Institutt, Universitetet i Bergen.
- Johannessen, T., Jansen, E., Flatoy, A. og Ravelo, A.C.,** 1993. The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian seas, Carbon cycling in the glacial ocean; constraints on the ocean's role in global change; quantitative approaches in paleoceanography. Springer Verlag, Berlin, Federal Republic of Germany, pp. 61-85.

- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. og Steffensen, J.P.**, 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature (London)*, 359(6393): 311-313.
- Johnsen, S.J., Dahl Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjornsdottir, A.E. og White, J.**, 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal Of Quaternary Science*, 16(4): 299-307.
- Jorissen, F.J., deStigter, H.C. og Widmark, J.G.V.**, 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26(1-4): 3.
- Karpuz, N.K. og Jansen, E.**, 1992. A high-resolution diatom record of the last deglaciation from the SE Norwegian Sea; documentation of rapid climatic changes. *Paleoceanography*, 7(4): 499-520.
- Keir, R.S.**, 1995. Is There A Component Of Pleistocene Co2 Change Associated With Carbonate Dissolution Cycles. *Paleoceanography*, 10(5): 871.
- Killworth, P.D.**, 1979. Chimney Formations In The Ocean. *Journal Of Physical Oceanography*, 9(3): 531.
- King, A.L. og Howard, W.R.**, 2004. Planktonic foraminiferal delta C-13 records from Southern Ocean sediment traps: New estimates of the oceanic Suess effect. *Global Biogeochemical Cycles*, 18(2).
- Kleiven, H.F., Jansen, E., Curry, W.B., Hodell, D.A. og Venz, K.**, 2003. Atlantic Ocean thermohaline circulation changes on orbital to suborbital timescales during the mid-Pleistocene. *Paleoceanography*, 18(1).
- Klitgaard-Kristensen, D., Rasmussen, T.L., Sejrup, H.P., Hafliadason, H. og van, W.T.C.E.**, 1998a. Rapid changes in the oceanic fronts in the Norwegian Sea during the last deglaciation; implications for the Younger Dryas cooling event, European North Atlantic Margin (ENAM I); sediment pathways, processes, and fluxes. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp. 177-188.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H.P. og Hafliadason, H.**, 2001. The last 18 kyr fluctuations in Norwegian Sea surface conditions and implications for the magnitude of climatic change: Evidence from the North Sea. *Paleoceanography*, 16(5): 455.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H.P., Hafliadason, H., Johnsen, S. og Spurk, M.**, 1998b. A regional 8200 cal. yr BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation? *Journal Of Quaternary Science*, 13(2): 165.
- Koc, N., Jansen, E. og Hafliadason, H.**, 1993. Paleooceanographic Reconstructions Of Surface Ocean Conditions In The Greenland, Iceland And Norwegian Seas Through The Last 14-Ka Based On Diatoms. *Quaternary Science Reviews*, 12(2): 115.
- Koc, N., Jansen, E., Hald, M. og Labeyrie, L.D.**, 1996. Late Glacial-Holocen Sea Surface Temperatures and Gradients between the North Atlantic and the Norwegian Sea: Implications for the Nordic Heat Pump. *Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins*, 11. Geological Society Special Publications 177-185 pp.
- Kohfeld, K.E., Fairbanks, R.G., Smith, S.L. og Walsh, I.D.**, 1996. Neogloboquadrina pachyderma (sinistral coiling) as paleoceanographic tracers in polar oceans: Evidence from northeast water Polynya plankton tows, sediment traps, and surface sediments. *Paleoceanography*, 11(6): 679.
- Laberg, J.S., Dahgren, K.I.T. og Vorren, T.O.**, 2005. The Eocene-Late Pliocene paleoenvironment in the Voring Plateau area, Norwegian Sea - paleoceanographic implications. *Marine Geology*, 214(1-3): 269.
- Lea, D.W.**, 2003. Element and Isotopic Proxies of Past Ocean Temperatures. In: H. Elderfield (Editor), *The Oceans and Marine Geochemistry. Treatise On Geochemistry (TOG)*. Elsevier, pp. 1-26.

- Lea, D.W., Bijma, J., Spero, H.J. og Archer, D.**, 1999a. Implications of a carbonate ion effect on shell carbon and oxygen isotopes for glacial ocean conditions. Use of proxies in paleoceanography; examples from the South Atlantic. Springer, Berlin, 513-522 pp.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K. og Spero, H.J.**, 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/ Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core, Ice sheets and sea level of the last glacial maximum. Pergamon, Oxford, United Kingdom, pp. 283-293.
- Lea, D.W., Mashiotta, T.A. og Spero, H.J.**, 1999b. Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 63(16): 2369.
- Lea, D.W., Pak, D.K. og Paradis, G.**, 2005. Influence of volcanic shards on foraminiferal Mg/Ca in a core from the Galapagos region. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6.
- Lear, C.H., Elderfield, H. og Wilson, P.A.**, 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/ Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*, 287(5451): 269-272.
- Lear, C.H., Rosenthal, Y. og Slowey, N.**, 2002. Benthic foraminiferal Mg/ Ca-paleothermometry; a revised core-top calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(19): 3375-3387.
- Lekens, W.A.H., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Petersen, G.O., Hjelstuen, B. og Knorr, G.**, 2005. Laminated sediments preceding Heinrich event 1 in the Northern North Sea and Southern Norwegian Sea: Origin, processes and regional linkage. *Marine Geology*, 216(1-2): 27.
- Levitan, M., Murdmaa, I.O., Ivanova, E.V., Bourtman, M.V., Krupskaya, V.V., Akhrimenko, N.O. og Eroshenko, D.V.**, 2005. History of sedimentation on the Voring plateau (Norwegian Sea) during the last 25 ka. *Lithology And Mineral Resources*, 40(6): 489.
- Liu, J.P., Milliman, J.D., Gao, S. og Cheng, P.**, 2004. Holocene development of the Yellow River subaqueous delta, North Yellow Sea. *Marine Geology*, 209(1-4): 45.
- Lubinski, D.J., Polyak, L. og Forman, S.L.**, 2001. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 14C ka: : foraminifera and stable isotopes. *Quaternary Science Reviews*, 20(18): 1851.
- Luterbacher, J., Schmutz, C., Gyalistras, D., Xoplaki, E. og Wanner, H.**, 1999. Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675. *Geophysical Research Letters*, 26(17): 2745.
- Lynch-Stieglitz, J., Stocker, T.F., Broecker, W.S. og Fairbanks, R.G.**, 1995. The Influence Of Air-Sea Exchange On The Isotopic Composition Of Oceanic Carbon - Observations And Modeling. *Global Biogeochemical Cycles*, 9(4): 653.
- Mackensen, A., Hubberten, H.W., Bickert, T., Fischer, G. og Fütterer, D.K.**, 1993. The Delta-C-13 In Benthic Foraminiferal Tests Of *Fontbotia-Wuellerstorfi* (Schwager) Relative To The Delta-C-13 Of Dissolved Inorganic Carbon In Southern-Ocean Deep-Water - Implications For Glacial Ocean Circulation Models. *Paleoceanography*, 8(5): 587.
- Mackensen, A., Schumacher, S., Radke, J. og Schmidt, D.N.**, 2000. Microhabitat preferences and stable carbon isotopes of endobenthic foraminifera: clue to quantitative reconstruction of oceanic new production? *Marine Micropaleontology*, 40(3): 233.
- Magny, M. og Begeot, C.**, 2004. Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quaternary Research*, 61(2): 181-192.
- Manabe, S. og Stouffer, R.J.**, 1997. Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: Comparison to Younger Dryas event (vol 12, pg 321, 1997). *Paleoceanography*, 12(5): 728.
- Mangerud, J. og Gulliksen, S.**, 1975. Apparent radiocarbon ages of Recent marine shells from Norway, Spitsbergen, and Arctic Canada. *Quaternary Research (New York)*, 5(2): 263-273.

- Marchitto, T.M. og deMenocal, P.B.**, 2003. Late Holocene variability of upper North Atlantic Deep Water temperature and salinity. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4.
- Marshall, J., Kushner, Y., Battisti, D., Chang, P., Czaja, A., Dickson, R., Hurrell, J., McCartney, M., Saravanan, R. og Visbeck, M.**, 2001. North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal Of Climatology*, 21(15): 1863.
- Martin, P.A. og Lea, D.W.**, 2002. A simple evaluation of cleaning procedures on fossil benthic foraminiferal Mg/ Ca. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems - G* (super 3).
- Martin, P.A., Lea, D.W., Rosenthal, Y., Shackleton, N.J., Sarnthein, M. og Papenfuss, T.**, 2002. Quaternary deep sea temperature histories derived from benthic foraminiferal Mg/ Ca. *Earth and Planetary Science Letters*, 198(1-2): 193-209.
- Martin, W.R., McNichol, A.P. og McCorkle, D.C.**, 2000. The radiocarbon age of calcite dissolving at the sea floor: Estimates from pore water data. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 64(8): 1391.
- Mashiotto, T.A., Lea, D.W. og Spero, H.J.**, 1999. Glacial-interglacial changes in subantarctic sea surface temperature and delta (super 18) O-water using foraminiferal Mg. *Earth and Planetary Science Letters*, 170(4): 417-432.
- Mashiotto, T.A., Lea, D.W. og Spero, H.J.**, 1999. Glacial-interglacial changes in subantarctic sea surface temperature and delta (super 18) O-water using foraminiferal Mg. *Earth and Planetary Science Letters*, 170(4): 417-432.
- Maslin, M.A., Shackleton, N.J. og Pflaumann, U.**, 1995. Surface water temperature, salinity, and density changes in the Northeast Atlantic during the last 45,000 years; Heinrich events, deep water formation, and climatic rebounds, The biogeochemical ocean flux study. American Geophysical Union, Washington, DC, United States, pp. 527-544.
- Mauritzen, C.**, 1996. Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge .1. Evidence for a revised circulation scheme. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 43(6): 769.
- McCorkle, D.C., Keigwin, L.D., Corliss, B.H. og Emerson, S.R.**, 1990. The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep sea benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 5(2): 161-185.
- McCorkle, D.C., Martin, P.A., Lea, D.W. og Klinkhammer, G.P.**, 1995. Evidence Of A Dissolution Effect On Benthic Foraminiferal Shell Chemistry - Delta-C-13, Cd/Ca, Ba/Ca, And Sr/Ca Results From The Ontong Java Plateau. *Paleoceanography*, 10(4): 699.
- Mehta, V.M., Suarez, M.J., Manganello, J.V. og Delworth, T.L.**, 2000. Oceanic influence on the North Atlantic Oscillation and associated Northern Hemisphere climate variations: 1959-1993. *Geophysical Research Letters*, 27(1): 121-124.
- Meissner, K.J. og Clark, P.U.**, 2006. Impact of floods versus routing events on the thermohaline circulation. *Geophysical Research Letters*, 33(15).
- Meland, M.Y., Dokken, T.M., Jansen, E. og Hevrøy, K.**, 2006. Water mass properties and exchange between the Nordic Seas and the northern North Atlantic during the period 22-6 ka: benthic oxygen isotopic evidence. Manuscript in preparation: 27 sider.
- Meland, M.Y., Jansen, E. og Elderfield, H.**, 2005. Constraints on SST estimates for the northern North Atlantic/Nordic Seas during the LGM. *Quaternary science reviews*, 24(7-9): 835-852.
- Midttun, L.**, 1985. Formation Of Dense Bottom Water In The Barents Sea. *Deep-Sea Research Part A-Oceanographic Research Papers*, 32(10): 1233.

- Mienert, J., Vanneste, M., Bunz, S., Andreassen, K., Hafliðason, H. og Sejrup, H.P.**, 2005. Ocean warming and gas hydrate stability on the mid-Norwegian margin at the Storegga Slide. *Marine And Petroleum Geology*, 22(1-2): 233.
- Mignot, J. og Frankignoul, C.**, 2005. The variability of the Atlantic meridional overturning circulation, the North Atlantic Oscillation, and the El Nino-Southern Oscillation in the Bergen Climate Model. *Journal Of Climate*, 18(13): 2361.
- Mjelde, R., Raum, T., Myhren, B., Shimamura, H., Murai, Y., Takanami, T., Karpuz, R. og Naess, U.**, 2005. Continent-ocean transition on the Voring Plateau, NE Atlantic, derived from densely sampled ocean bottom seismometer data. *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth*, 110(B5).
- Mork, K.A. og Blindheim, J.**, 2000. Variations in the Atlantic inflow to the Nordic Seas, 1955-1996. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 47(6): 1035-1057.
- Nürnberg, D.**, 1995. Magnesium In Tests Of Neogloboquadrina-Pachyderma Sinistral From High Northern And Southern Latitudes. *Journal Of Foraminiferal Research*, 25(4): 350-368.
- Nürnberg, D., Bijma, J. og Hemleben, C.**, 1996. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 60(5): 803-814.
- Nürnberg, D., Muller, A. og Schneider, R.R.**, 2000. Paleo-sea surface temperature calculations in the equatorial east Atlantic from Mg/Ca ratios in planktic foraminifera: A comparison to sea surface temperature estimates from U-37(K²), oxygen isotopes, and foraminiferal transfer function. *Paleoceanography*, 15(1): 124-134.
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N. og Mayeda, T.K.**, 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *The Journal of Chemical Physics*, 51(12): 5547-5558.
- Orvik, K.A. og Niiler, P.**, 2002. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic. *Geophysical Research Letters*, 29(19).
- Orvik, K.A., Skagseth, O. og Mork, M.**, 2001. Atlantic inflow to the Nordic Seas: current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations, 1995-1999. *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers*, 48(4): 937-957.
- Ostlund, H.G., Craig, H., Broecker, S.W.S. og Spenser, D.**, 1987. *GEOSECS Atlantic, Pacific, and Indian Ocean Expeditions, Shorebased Data and Graphics. GEOSECS Atlas Series, 7: 200 pp.*
- Perry, R.K.**, 1986. Bathymetry. In: B.G. Hurdle (Editor), *The Nordic seas*. Springer-Verlag, New York, pp. 212-234.
- Poole, D.A.R., Dokken, T.M., Hald, M. og Polyak, L.**, 2004. Stable isotope fractionation in recent benthic foraminifera from the barents and kara seas. University of Tromsø.
- Poulain, P.M., WarnVarnas, A. og Niiler, P.P.**, 1996. Near-surface circulation of the Nordic seas as measured by Lagrangian drifters. *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, 101(C8): 18237.
- Pozo-Vazquez, D., Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S. og Castro-Diez, Y.**, 2000. An analysis of the variability of the North Atlantic Oscillation in the time and the frequency domains. *International Journal Of Climatology*, 20(14): 1675.
- Ren, S.C., Skogseid, J. og Eldholm, O.**, 1998. Late Cretaceous-Paleocene extension on the Voring Volcanic Margin. *Marine Geophysical Researches*, 20(4): 343.
- Renssen, H., Goosse, H., Fichefet, T. og Campin, J.M.**, 2001. The 8.2 kyr BP event simulated by a global atmosphere-sea-ice-ocean model. *Geophysical Research Letters*, 28(8): 1567.

- Risebrobakken, B., Jansen, E., Andersson, C., Mjelde, E. og Hevroy, K., 2003.** A high-resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic seas. *Paleoceanography*, 18(1): 17.1-17.14.
- Robertson, A.W., Mechoso, C.R. og Kim, Y.J., 2000.** The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the north Atlantic oscillation. *Journal Of Climate*, 13(1): 122.
- Rodwell, M.J. og Folland, C.K., 2003.** Atlantic air-sea interaction and model validation. *Annals Of Geophysics*, 46(1): 47.
- Rodwell, M.J., Rowell, D.P. og Folland, C.K., 1999.** Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, 398(6725): 320-323.
- Rogers, J.C., 1984.** The Association Between The North-Atlantic Oscillation And The Southern Oscillation In The Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112(10): 1999-2015.
- Rosenthal, Y., Boyle, E.A. og Slowey, N., 1997.** Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine, and cadmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 61(17): 3633-3643.
- Rosenthal, Y., Field, M.P. og Sherrell, R.M., 1999.** Precise Determination of Element/Calcium Ratios in Calcareous Samples Using Sector Field Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry. *Analytical Chemistry*, 71(15): 3248-3253.
- Rosenthal, Y., Lear, C.H., Oppo, D.W. og Linsley, B.K., 2006.** Temperature and carbonate ion effects on Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic foraminifera: Aragonitic species *Hoeglundina elegans*. *Paleoceanography*, 21(1).
- Rosenthal, Y., Lohmann, G.P., Lohmann, K.C. og Sherrell, R.M., 2000.** Incorporation and preservation of Mg in Globigerinoides sacculifer: Implications for reconstructing the temperature and O-18/O-16 of seawater. *Paleoceanography*, 15(1): 135-145.
- Rosenthal, Y., Perron-Cashman, S., Lear, C.H., Bard, E., Barker, S., Billups, K., Bryan, M., Delaney, M.L., deMenocal, P.B., Dwyer, G.S., Elderfield, H., German, C.R., Greaves, M., Lea, D.W., Marchitto, T.M., Pak, D.K., Paradis, G.L., Russell, A.D., Schneider, R.R., Scheiderich, K., Stott, L., Tachikawa, K., Tappa, E., Thunell, R., Wara, M., Weldeab, S. og Wilson, P.A., 2004.** Interlaboratory comparison study of Mg/Ca and Sr/Ca measurements in planktonic Foraminifera for paleoceanographic research. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems - G (super 3)*, 5.
- Rudels, B., Bjork, G., Nilsson, J., Winsor, P., Lake, I. og Nohr, C., 2005.** The interaction between waters from the Arctic Ocean and the Nordic Seas north of Fram Strait and along the East Greenland Current: results from the Arctic Ocean-02 Oden expedition. *Journal Of Marine Systems*, 55(1-2): 1.
- Russell, A.D. og Spero, H.J., 2000.** Field examination of the oceanic carbonate ion effect on stable isotopes in planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 15(1): 43.
- Sanyal, A., Hemming, N.G., Hanson, G.N. og Broecker, W.S., 1995.** Evidence for a Higher Ph in the Glacial Ocean from Boron Isotopes in Foraminifera. *Nature*, 373(6511): 234-236.
- Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S.J.A., Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H. og Ganssen, G., 1994.** Changes In East Atlantic Deep-Water Circulation Over The Last 30,000 Years - 8 Time Slice Reconstructions. *Paleoceanography*, 9(2): 209.
- Schmidt, G.A., Bigg, G.R. og Rohling, E.J., 2006.** Global Seawater Oxygen-18 Database. <http://data.giss.nasa.gov/o18data/>.
- Seidenkrantz, M.-S., 1995.** *Cassidulina teretis* Tappan and *Cassidulina neoteretis* new species (foraminifera); stratigraphic markers for deep sea and outer shelf areas. *Journal of Micropalaeontology*, 14, Part 2: 145-157.

- Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Flatebo, T., Kristensen, D.K., Grosfjeld, K. og Larsen, E.,** 2001. Late-glacial to Holocene environmental changes and climate variability: evidence from Voldafjorden, western Norway. *Journal of Quaternary Science*, 16(2): 181-198.
- Seppa, H., Birks, H.H. og Birks, H.J.B.,** 2002. Rapid climatic changes during the Greenland stadial 1 (Younger Dryas) to early Holocene transition on the Norwegian Barents Sea coast. *Boreas*, 31(3): 215.
- Shackleton, N.J.,** 1974. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*; isotopic changes in the ocean during the last glacial. *Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique*, 219, Les Meth. quant. d'etude var. clim. au cours de Pleist.: 203-209.
- Shackleton, N.J.,** 1977. Carbon-13 in *Uvigerina*; tropical rainforest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans. Plenum Press, New York, N.Y., 401-427 pp.
- Shackleton, N.J., Le, J., Mix, A. og Hall, M.A.,** 1992. Carbon Isotope Records From Pacific Surface Waters And Atmospheric Carbon-Dioxide. *Quaternary Science Reviews*, 11(4): 387.
- Shackleton, N.J. og Pisias, N.G.,** 1985. Atmospheric carbon dioxide, orbital forcing, and climate. *Geophysical Monograph*, 32: 303-317.
- Simstich, J.,** 1999. Die ozeanische deckschichte des Europäischen Nordmeers im Abbild stabiler Isotope von Kalkgehäusen unterschiedlicher Planktonforaminiferenarten. *Berichte-reports*.
- Simstich, J., Sarnthein, M. og Erlenkeuser, H.,** 2003. Paired delta O-18 signals of *Neogloboquadrina pachyderma* (s) and *Turborotalita quinqueloba* show thermal stratification structure in Nordic Seas. *Marine Micropaleontology*, 48(1-2): 107-125.
- Skagseth, O. og Orvik, K.A.,** 2002. Identifying fluctuations in the Norwegian Atlantic Slope Current by means of empirical orthogonal functions. *Continental Shelf Research*, 22(4): 547.
- Skogseid, J. og Eldholm, O.,** 1989. Vøring Plateau continental margin; seismic interpretation, stratigraphy, and vertical movements, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Norwegian Sea; covering Leg 104 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, Bremerhaven, Germany, to St John's, Newfoundland, Sites 642-644, 19 June 1985-23 August 1985. Texas A & M University Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States*, pp. 993-1030.
- Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D.W. og Bemis, B.E.,** 1997. Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature (London)*, 390(6659): 497-500.
- Spero, H.J. og Lea, D.W.,** 1996. Experimental determination of stable isotope variability in *Globigerina bulloides*: Implications for paleoceanographic reconstructions. *Marine Micropaleontology*, 28(3-4): 231.
- Spero, H.J., Lerche, I. og Williams, D.F.,** 1991. Opening the carbon isotope "vital effect" black box; 2, Quantitative model for interpreting foraminiferal carbon isotope data. *Paleoceanography*, 6(6): 639-655.
- Stuvier og Reimer, P.J.,** 1993. *Calib*.
- Swift, J.H.,** 1986. The Arctic waters. In: B.G. Hurdle (Editor), *The Nordic seas*. Springer-Verlag, New York, pp. 129-153.
- Teller, J.T., Leverington, D.W. og Mann, J.D.,** 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21(8-9): 879-887.
- Urey, H.C.,** 1947. The Thermodynamic Properties Of Isotopic Substances. *Journal Of The Chemical Society(MAY)*: 562-581.

- Van der Zwaan, G.J.**, 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth-science reviews*, 46(1-4): 213.
- Veum, T., Jansen, E., Arnold, M., Beyer, I. og Duplessy, J.C.**, 1992. Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28,000 years. *Nature (London)*, 356(6372): 783-785.
- Viles, H.A. og Goudie, A.S.**, 2003. Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. *Earth-Science Reviews*, 61(1-2): 105-131.
- Volkman, R.**, 2000. Planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and the Fram Strait - Modern distribution and ecology. *Journal of Foraminiferal Research*, 30(3): 157-176.
- Volkman, R. og Mensch, M.**, 2001. Stable isotope composition (δ O-18, δ C-13) of living planktic foraminifers in the outer Laptev Sea and the Fram Strait. *Marine Micropaleontology*, 42(3-4): 163.
- Vorren, T.O., Laberg, J.S., Blaume, F., Dowdeswell, J.A., Kenyon, N.H., Mienert, J., Rumohr, J. og Werner, F.**, 1998. The Norwegian Greenland Sea continental margins: Morphology and late Quaternary sedimentary processes and environment. *Quaternary Science Reviews*, 17(1-3): 273.
- Waelbroeck, C., Mulitza, S., Spero, H., Dokken, T., Kiefer, T. og Cortijo, E.**, 2005. A global compilation of late Holocene planktonic foraminiferal δ O-18: relationship between surface water temperature and δ O-18. *Quaternary Science Reviews*, 24(7-9): 853.
- Wanner, H., Bronnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D.B. og Xoplaki, E.**, 2001. North Atlantic Oscillation - Concepts and studies. *Surveys In Geophysics*, 22(4): 321-382.
- Weinelt, M., Kuhnt, W., Sarnthein, M., Altenbach, A., Costello, O., Erlenkeuser, H., Pflaumann, U., Simstich, J., Struck, U., Thies, A., Trauth, M.H. og Vogelsang, E.**, 2001. Paleooceanographic proxies in the northern North Atlantic. *The northern North Atlantic; a changing environment*. Springer, Berlin, 319-352 pp.
- Wollenburg, J.E. og Mackensen, A.**, 1998. Living benthic foraminifers from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity. *Marine Micropaleontology*, 34(3-4): 153.
- Wright, J.D.**, 2001. Cenozoic climate- oxygen isotope evidence. Rutgers University, Department of Geology, pp. 1-15.
- Wunsch, C.**, 1999. The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bulletin Of The American Meteorological Society*, 80(2): 245-255.
- Zeebe, R.E.**, 1999. An explanation of the effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal oxygen isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(13-14): 2001.
- Østbø, M.**, 2000. Oxygen isotope characteristics of water masses and mixing in the Nordic Seas. Diplomoppgave, NTNU.
- Østerhus, S. og Gammelsrød, T.**, 1999. The abyss of the Nordic seas is warming. *Journal Of Climate*, 12(11): 3297.
- Aagaard, K., Swift, J.H. og Carmack, E.C.**, 1985. Thermohaline Circulation In The Arctic Mediterranean Seas. *Journal Of Geophysical Research-Oceans*, 90(NC3): 4833.

☞ **Appendiks** ☞

- I Sedimentfraksjoner**
 - a) Vektandel av hver fraksjon i gram
 - b) Den prosentvise andelen av hver fraksjon
- II Mg/Ca-resultater**
 - a) Elementintensiteter og konsentrasjoner
 - b) Mg/Ca-temperaturer og $\delta^{18}\text{O}_v$
- III Oksygenisotoper, temperaturer, salinitet og $\delta^{18}\text{O}_v$**
- IV Karbonisotoper**

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjernerøyp (cm)	Kalenderår BP(1950)	TØRRVEKT	>1mm	>0.5mm	>0.150mm	>0.063mm	<0,063mm
0,5	5380	15,1270	0,0860	0,0430	0,0260	0,2110	14,7610
1,5	5516	11,9510	0,0030	0,0030	0,0100	0,1420	11,7930
2,5	5651	20,0920	0,0010	0,0030	0,2300	0,3680	19,4900
3,5	5787	13,7240	0,0000	0,0010	0,0380	0,2030	13,4820
4,5	5923	15,9710	0,0000	0,0010	0,0300	0,1820	15,7580
5,5	6058	14,2630	0,0000	0,0000	0,0370	0,1640	14,0620
6,5	6194	15,6700	0,0000	0,0000	0,0150	0,1700	15,4850
7,5	6330	17,0910	0,0000	0,0000	0,1280	0,3360	16,6270
8,5	6465	10,8090	0,0000	0,0000	0,0080	0,3060	10,4950
9,5	6601	13,2820	0,0000	0,0000	0,0080	0,2000	13,0740
10,5	6737	13,6210	0,0000	0,0010	0,0040	0,0560	13,5600
11,5	6872	13,7620	0,0000	0,0000	0,0210	0,1440	13,5970
12,5	7008	11,6110	0,0000	0,0000	0,0770	0,1850	11,3490
13,5	7144	14,6880	0,0000	0,0000	0,0480	0,2090	14,4310
14,5	7279	13,5690	0,0000	0,0000	0,0410	0,1710	13,3570
15,5	7415	12,1490	0,0030	0,0010	0,0610	0,2290	11,8550
16,5	7551	14,3760	0,0000	0,0000	0,0310	0,2510	14,0940
17,5	7686	11,4380	0,0000	0,0020	0,0720	0,2370	11,1270
18,5	7822	14,4050	0,0060	0,0020	0,0340	0,2510	14,1120
19,5	7958	10,0480	0,0000	0,0000	0,0290	0,1290	9,8900
20,5	8093	11,5580	0,0000	0,0030	0,0050	0,0560	11,4940
21,5	8229	13,1130	0,0000	0,0000	0,0210	0,2020	12,8900
22,5	8365	13,3280	0,0000	0,0020	0,0310	0,2690	13,0260
23,5	8500	11,1840	0,0000	0,0000	0,0460	0,1900	10,9480
24,5	8636	13,8930	0,0130	0,0130	0,0240	0,3190	13,5240
25,5	8772	13,0470	0,0060	0,0000	0,0300	0,2210	12,7900
26,5	8907	13,9760	0,0160	0,0080	0,0450	0,2520	13,6550
27,5	9043	14,5120	0,0100	0,0550	0,0370	0,1920	14,2180
28,5	9179	13,2870	0,0000	0,0350	0,0220	0,1880	13,0420
29,5	9314	10,7440	0,0080	0,0230	0,0280	0,1300	10,5550
30,5	9450	11,5350	0,0340	0,0020	0,0030	0,0650	11,4310
31,5	9456	12,8820	0,0050	0,0270	0,0320	0,1300	12,6880
32,5	9461	13,5990	0,0000	0,0250	0,0810	0,2470	13,2460
33,5	9467	13,1800	0,0100	0,0060	0,1980	0,1930	12,7730
34,5	9472	11,4020	0,0000	0,0020	0,2000	0,2830	10,9170
35,5	9479	10,4950	0,0000	0,0340	0,1910	0,5000	9,7700
36,5	9483	13,1390	0,0000	0,0110	0,0970	0,2290	12,8020
37,5	9489	13,6720	0,0010	0,0060	0,0630	0,2460	13,3560
38,5	9495	11,4610	0,0000	0,0010	0,0970	0,2720	11,0910
39,5	9500	11,5570	0,0120	0,0090	0,1740	0,1780	11,1840
40,5	9506	12,2430	0,0000	0,0000	0,0610	0,0000	12,1820
41,5	9511	11,8250	0,0000	0,0000	0,0610	0,2520	11,5120
42,5	9517	11,1680	0,0000	0,0000	0,0770	0,1780	10,9130
43,5	9522	11,7460	0,0000	0,0010	0,0960	0,2460	11,4030
44,5	9528	12,4310	0,0000	0,0000	0,1770	0,2550	11,9990
45,5	9533	12,7360	0,0000	0,0130	0,1150	0,2750	12,3330
46,5	9539	13,5260	0,0000	0,0080	0,1470	0,3480	13,0230
47,5	9545	11,7360	0,0000	0,0030	0,0790	0,2410	11,4130
48,5	9550	11,6050	0,0000	0,0230	0,1040	0,2390	11,2390
49,5	9556	12,1460	0,0000	0,0220	0,1410	0,2720	11,7110
50,5	9561	12,3880	0,0000	0,0000	0,0050	0,0930	12,2900
51,5	9567	14,0840	0,0000	0,0320	0,2110	0,3080	13,5330
52,5	9572	11,8160	0,0000	0,0000	0,1940	0,3860	11,2360
53,5	9578	15,6230	0,0000	0,0020	0,2790	0,4540	14,8880

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	TØRRVEKT	>1mm	>0.5mm	>0.150mm	>0.063mm	<0,063mm
54,5	9583	12,7300	0,0000	0,0650	0,7620	0,4030	11,5000
55,5	9589	13,9080	0,0000	0,1780	0,4780	0,2710	12,9810
56,5	9595	11,5260	0,0000	0,0220	0,2580	0,2950	10,9510
57,5	9600	13,5960	0,0000	0,0210	0,2480	0,2480	13,0790
58,5	9606	12,5750	0,0000	0,0890	0,3750	0,2210	11,8900
59,5	9611	11,0900	0,0000	0,0160	0,1760	0,4620	10,4360
60,5	9617	14,4160	0,0000	0,0000	0,0060	0,0670	14,3430
61,5	9622	15,1590	0,0000	0,0730	0,6420	0,3460	14,0980
62,5	9628	12,0680	0,0000	0,0660	0,2220	0,3540	11,4260
63,5	9633	11,2830	0,0010	0,1750	0,4380	0,4250	10,2440
64,5	9639	14,8280	0,1680	0,0210	0,0990	0,3670	14,1730
65,5	9645	11,7650	0,8620	0,0120	0,0030	0,0730	10,8150
66,5	9650	13,3640	0,5430	0,0290	0,0120	0,1090	12,6710
67,5	9656	13,2960	0,0910	0,0280	0,3010	0,3090	12,5670
68,5	9661	11,3740	0,0000	0,0460	0,2240	0,4490	10,6550
69,5	9667	16,2870	0,0000	0,0010	0,0050	0,0900	16,1910
70,5	9672	13,4800	0,0000	0,0000	0,0080	0,0950	13,3770
71,5	9678	14,6230	0,0000	0,0010	0,0030	0,0930	14,5260
72,5	9683	14,3530	0,0000	0,0010	0,0120	0,1110	14,2290
73,5	9689	16,2240	0,0000	0,0010	0,0070	0,0820	16,1340
74,5	9695	18,1720	0,0000	0,0010	0,0070	0,1120	18,0520
75,5	9700	19,4480	0,0000	0,0010	0,0060	0,1010	19,3400
76,5	9708	18,8900	0,0000	0,0000	0,0070	0,1020	18,7810
77,5	9717	13,2620	0,0000	0,0010	0,0040	0,0590	13,1980
78,5	9725	15,6350	0,0000	0,0010	0,0080	0,0790	15,5470
79,5	9733	16,6150	0,0000	0,0000	0,0040	0,0910	16,5200
80,5	9742	14,7870	0,0000	0,0010	0,0050	0,0790	14,7020
81,5	9750	15,2750	0,0000	0,0010	0,0070	0,1030	15,1650
82,5	9758	14,2770	0,0000	0,0010	0,0080	0,0790	14,1900
83,5	9767	15,6160	0,0000	0,0010	0,0100	0,1010	15,5050
84,5	9775	17,3400	0,0000	0,0010	0,0110	0,1400	17,1890
85,5	9783	16,3050	0,0000	0,0010	0,0130	0,1030	16,1890
86,5	9792	21,0690	0,0000	0,0010	0,0170	0,1530	20,8990
87,5	9800	15,2020	0,0000	0,0010	0,0160	0,1060	15,0800
88,5	9808	19,2960	0,0000	0,0010	0,0230	0,1170	19,1560
89,5	9817	18,2270	0,0000	0,0010	0,0190	0,1010	18,1070
90,5	9825	14,7950	0,0000	0,0000	0,0080	0,0930	14,6940
91,5	9833	9,2890	0,0000	0,0000	0,0110	0,0740	9,2040
92,5	9842	14,0540	0,0000	0,0000	0,0180	0,0820	13,9540
93,5	9850	13,2270	0,0000	0,0000	0,0070	0,0820	13,1380
94,5	9858	14,5450	0,0000	0,0000	0,0050	0,0900	14,4500
95,5	9867	16,7820	0,0000	0,0000	0,0020	0,0920	16,6880
96,5	9875	11,5900	0,0000	0,0000	0,0040	0,0920	11,4940
97,5	9883	14,6170	0,0000	0,0000	0,0090	0,0790	14,5290
98,5	9892	16,6800	0,0000	0,0000	0,0160	0,1000	16,5640
99,5	9900	13,1100	0,0000	0,0000	0,0140	0,0890	13,0070
100,5	9908	11,9400	0,0000	0,0030	0,0110	0,0980	11,8280
101,5	9917	11,2800	0,0000	0,0030	0,0100	0,0770	11,1930
102,5	9925	14,6790	0,0000	0,0030	0,0090	0,0900	14,5800
103,5	9933	12,3220	0,0000	0,0030	0,0110	0,0750	12,2360
104,5	9942	9,6210	0,0000	0,0000	0,0040	0,0570	9,5600
105,5	9950	13,9510	0,0000	0,0000	0,0090	0,1040	13,8380
106,5	9953	15,4460	0,0000	0,0000	0,0050	0,1180	15,3230
107,5	9956	13,7150	0,0000	0,0000	0,0060	0,1010	13,6080

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	TØRRVEKT	>1mm	>0.5mm	>0.150mm	>0.063mm	<0,063mm
108,5	9959	14,0370	0,0000	0,0000	0,0070	0,1120	13,9180
109,5	9962	17,1910	0,0000	0,0000	0,0070	0,1320	17,0520
110,5	9965	13,7980	0,0000	0,0000	0,0090	0,1290	13,6600
111,5	9968	14,3970	0,0000	0,0000	0,0070	0,1220	14,2680
112,5	9971	15,0780	0,0000	0,0000	0,0140	0,1290	14,9350
113,5	9975	13,2280	0,0000	0,0000	0,0130	0,1300	13,0850
114,5	9978	15,1950	0,0000	0,0000	0,0160	0,1520	15,0270
115,5	9981	16,6250	0,0000	0,0000	0,0080	0,1470	16,4700
116,5	9984	17,0330	0,0000	0,0000	0,0080	0,1440	16,8810
117,5	9987	14,5870	0,0000	0,0000	0,0100	0,1220	14,4550
118,5	9990	14,1220	0,0000	0,0000	0,0090	0,1210	13,9920
119,5	9993	16,9650	0,0000	0,0000	0,0100	0,1630	16,7920
120,5	9996	15,3330	0,0000	0,0000	0,0150	0,1610	15,1570
121,5	9999	15,2140	0,0000	0,0000	0,0070	0,1660	15,0410
122,5	10002	18,1990	0,0000	0,0000	0,0110	0,1970	17,9910
123,5	10005	17,5090	0,0000	0,0000	0,0070	0,2020	17,3000
124,5	10008	14,9090	0,0000	0,0000	0,0080	0,1550	14,7460
125,5	10011	16,0930	0,0000	0,0000	0,0240	0,1450	15,9240
126,5	10014	15,3200	0,0000	0,0000	0,0210	0,1280	15,1710
127,5	10017	16,4430	0,0000	0,0000	0,0130	0,1390	16,2910
128,5	10020	14,1820	0,0000	0,0000	0,0080	0,1020	14,0720
129,5	10023	14,2580	0,0000	0,0000	0,0040	0,1030	14,1510
130,5	10026	14,2670	0,0000	0,0010	0,0120	0,0930	14,1610
131,5	10030	13,8060	0,0000	0,0010	0,0060	0,1110	13,6890
132,5	10033	18,2310	0,0000	0,0010	0,0170	0,1400	18,0740
133,5	10036	15,4600	0,0000	0,0010	0,0130	0,1230	15,3240
134,5	10039	15,2160	0,0000	0,0010	0,0040	0,1360	15,0760
135,5	10042	13,3210	0,0000	0,0010	0,0030	0,1060	13,2120
136,5	10045	17,0310	0,0000	0,0010	0,0060	0,1300	16,8950
137,5	10048	16,4610	0,0000	0,0010	0,0130	0,1380	16,3100
138,5	10051	11,7580	0,0000	0,0010	0,0090	0,0960	11,6530
139,5	10054	15,0870	0,0000	0,0010	0,0060	0,1260	14,9550
140,5	10057	14,0770	0,0000	0,0010	0,0410	0,2190	13,8160
141,5	10060	15,2170	0,0000	0,0010	0,0230	0,1050	15,0890
142,5	10068	14,0140	0,0000	0,0010	0,0070	0,1030	13,9040
143,5	10076						
144,5	10084	16,1200	0,0000	0,0010	0,0060	0,1080	16,0060
145,5	10092	16,2320	0,0000	0,0010	0,0120	0,1160	16,1040
146,5	10100	15,9870	0,0000	0,0010	0,0220	0,1390	15,8260
147,5	10109	16,5710	0,0000	0,0010	0,0150	0,1410	16,4150
148,5	10117	15,1300	0,0000	0,0010	0,1690	0,1260	14,8350
149,5	10125	10,5450	0,0000	0,0010	0,1310	0,1260	10,2880
150,5	10133	14,3490	0,0000	0,0010	0,0130	0,2500	14,0850
151,5	10141	13,3320	0,0000	0,0010	0,0070	0,1290	13,1960
152,5	10149	14,1230	0,0000	0,0010	0,0080	0,1180	13,9970
153,5	10157	12,0690	0,0000	0,0010	0,0060	0,1900	11,8730
154,5	10165	16,3100	0,0000	0,0010	0,0140	0,1890	16,1070
155,5	10173	14,7240	0,0000	0,0010	0,0060	0,1440	14,5740
156,5	10181	15,6470	0,0000	0,0010	0,0170	0,2180	15,4120
157,5	10189	16,1130	0,0000	0,0010	0,0320	0,2190	15,8620
158,5	10197	13,4610	0,0000	0,0020	0,0180	0,1740	13,2690
159,5	10205	11,4820	0,0000	0,0020	0,0080	0,1720	11,3020
160,5	10214	13,1050	0,0000	0,0020	0,0290	0,2520	12,8220
161,5	10222	16,3600	0,0000	0,0000	0,1860	0,4260	15,7480

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	TØRRVEKT	>1mm	>0.5mm	>0.150mm	>0.063mm	<0,063mm
162,5	10230	17,0680	0,0080	0,0010	0,1690	0,4850	16,4050
163,5	10238	17,0690	0,0000	0,0000	0,0140	0,3670	16,6880
164,5	10246	16,8830	0,0000	0,0000	0,0140	0,3320	16,5370
165,5	10254	14,7620	0,0000	0,0000	0,0080	0,2990	14,4550
166,5	10262	18,5290	0,0000	0,0000	0,0150	0,3950	18,1190
167,5	10270	15,5720	0,0000	0,0000	0,0190	0,3020	15,2510
168,5	10278	15,1240	0,0000	0,0000	0,0160	0,2660	14,8420
169,5	10286	15,9090	0,0000	0,0000	0,0070	0,2440	15,6580
170,5	10294	13,8770	0,0000	0,0000	0,0160	0,2730	13,5880
171,5	10301	13,6860	0,0000	0,0000	0,0010	0,2310	13,4540
172,5	10309	16,7210	0,0000	0,0000	0,0060	0,2170	16,4980
173,5	10317	14,0660	0,0000	0,0000	0,0110	0,1850	13,8700
174,5	10325	15,3880	0,0000	0,0000	0,0150	0,2170	15,1560
175,5	10333	18,9230	0,0000	0,0000	0,0370	0,2780	18,6080
176,5	10341	15,4020	0,0000	0,0000	0,0130	0,2100	15,1790
177,5	10349	17,5610	0,0000	0,0000	0,0220	0,2600	17,2790
178,5	10356	16,9730	0,0000	0,0000	0,0210	0,2550	16,6970
179,5	10364	15,8150	0,0000	0,0000	0,0100	0,2560	15,5490
180,5	10372	14,4430	0,0000	0,0000	0,0110	0,2610	14,1710
181,5	10380	18,6090	0,0000	0,0000	0,0130	0,3290	18,2670
182,5	10388	16,5420	0,0000	0,0000	0,0070	0,3050	16,2300
183,5	10396	15,8550	0,0000	0,0000	0,0050	0,2140	15,6360
184,5	10403	16,4450	0,0000	0,0000	0,0190	0,1770	16,2490
185,5	10411	16,6250	0,0000	0,0000	0,0100	0,1410	16,4740
186,5	10419	14,7460	0,0000	0,0000	0,0090	0,1420	14,5950
187,5	10427	17,0840	0,0000	0,0000	0,0060	0,2020	16,8760
188,5	10435	18,8860	0,0000	0,0000	0,0080	0,1890	18,6890
189,5	10443	15,3860	0,0000	0,0000	0,0160	0,1840	15,1860
190,5	10451	12,3290	0,0010	0,0000	0,0060	0,1630	12,1590
191,5	10458	13,3490	0,0000	0,0000	0,0070	0,1510	13,1910
192,5	10466	13,6100	0,0000	0,0000	0,0070	0,1770	13,4260
193,5	10474	13,5590	0,0000	0,0000	0,0250	0,1910	13,3430
194,5	10482	19,3710	0,0000	0,0000	0,0140	0,2280	19,1290
195,5	10490	12,4560	0,0000	0,0000	0,0040	0,1310	12,3210
196,5	10498	13,3990	0,0000	0,0000	0,0050	0,1330	13,2610
197,5	10506	15,4590	0,0000	0,0000	0,0080	0,1860	15,2650
198,5	10513	13,8520	0,0000	0,0000	0,0060	0,1440	13,7020
199,5	10521	15,9590	0,0000	0,0000	0,0070	0,1500	15,8020
200,5	10529	13,3320	0,0000	0,0010	0,0150	0,1840	13,1320
201,5	10537	14,8270	0,0000	0,0000	0,0070	0,1630	14,6570
202,5	10545	13,2830	0,0000	0,0000	0,0070	0,1130	13,1630
203,5	10553	14,6760	0,0000	0,0000	0,0080	0,1300	14,5380
204,5	10560	14,0330	0,0000	0,0000	0,0090	0,1130	13,9110
205,5	10568	18,9370	0,0000	0,0000	0,0120	0,1820	18,7430
206,5	10576	12,1040	0,0000	0,0000	0,0050	0,1200	11,9790
207,5	10584	16,5210	0,0000	0,0000	0,0090	0,2320	16,2800
208,5	10592	14,8930	0,0000	0,0000	0,0070	0,1440	14,7420
209,5	10600	14,7530	0,0000	0,0000	0,0030	0,1100	14,6400
210,5	10608	12,3650	0,0000	0,0000	0,0080	0,0910	12,2660
211,5	10615	11,9370	0,0000	0,0000	0,0050	0,0970	11,8350
212,5	10623	11,7160	0,0000	0,0000	0,0070	0,0870	11,6220
213,5	10631	13,4210	0,0000	0,0000	0,0120	0,0950	13,3140
214,5	10639	15,0960	0,0000	0,0000	0,0080	0,1350	14,9530
215,5	10647	12,2570	0,0000	0,0000	0,0080	0,0990	12,1500

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredyp (cm)	Kalenderår BP(1950)	TØRRVEKT	>1mm	>0.5mm	>0.150mm	>0.063mm	<0,063mm
216,5	10655	15,3930	0,0000	0,0000	0,0080	0,1120	15,2730
217,5	10662	15,7030	0,0000	0,0000	0,0080	0,1060	15,5890
218,5	10670	14,0270	0,0000	0,0000	0,0040	0,1010	13,9220
219,5	10678	14,6660	0,0000	0,0000	0,0110	0,1520	14,5030
220,5	10686	12,1930	0,0000	0,0000	0,0070	0,2290	11,9570
221,5	10694	15,2430	0,0000	0,0000	0,0160	0,7780	14,4490
222,5	10702	13,7740	0,0000	0,0000	0,0170	0,3960	13,3610
223,5	10710	16,3570	0,0000	0,0000	0,0150	0,2650	16,0770
224,5	10717	14,9150	0,0000	0,0000	0,0240	0,1930	14,6980
225,5	10725	16,7890	0,0000	0,0000	0,0160	0,2140	16,5590
226,5	10733	14,7560	0,0000	0,0000	0,0150	0,1960	14,5450
227,5	10741	13,9100	0,0000	0,0000	0,0140	0,1730	13,7230
228,5	10749	14,0260	0,0000	0,0000	0,0090	0,1490	13,8680
229,5	10757	14,9620	0,0000	0,0000	0,0080	0,1480	14,8060
230,5	10764	13,3770	0,0010	0,0000	0,0080	0,1010	13,2670
231,5	10772	14,1800	0,0000	0,0000	0,0090	0,1230	14,0480
232,5	10780	15,3830	0,0000	0,0000	0,0110	0,1450	15,2270
233,5	10788	15,3870	0,0000	0,0000	0,0080	0,2130	15,1660
234,5	10796	15,2170	0,0000	0,0000	0,0060	0,1690	15,0420
235,5	10804	16,0140	0,0000	0,0000	0,0100	0,1680	15,8360
236,5	10812	13,7750	0,0000	0,0000	0,0060	0,1540	13,6150
237,5	10819	12,4410	0,0000	0,0000	0,0040	0,1710	12,2660
238,5	10827	13,6920	0,0000	0,0000	0,0060	0,2180	13,4680
239,5	10835	15,0720	0,0000	0,0000	0,0060	0,2130	14,8530
240,5	10843	14,6900	0,0000	0,0050	0,0120	0,1600	14,5130
241,5	10851	16,6030	0,0000	0,0000	0,0080	0,2430	16,3520
242,5	10859	14,3550	0,0000	0,0000	0,0080	0,2070	14,1400
243,5	10867	14,9420	0,0000	0,0000	0,0090	0,1460	14,7870
244,5	10874	15,5190	0,0000	0,0000	0,0220	0,1610	15,3360
245,5	10882	13,4120	0,0000	0,0000	0,0080	0,1250	13,2790
246,5	10890	16,9280	0,0000	0,0000	0,0210	0,1650	16,7420
247,5	10900	13,4490	0,0000	0,0000	0,0080	0,1480	13,2930
248,5	10910	16,9260	0,0000	0,0000	0,0200	0,1910	16,7150
249,5	10920	17,4150	0,0000	0,0000	0,0140	0,1720	17,2290
250,5	10930	15,0390	0,0000	0,0010	0,0110	0,1260	14,9010
251,5	10940	16,8510	0,0000	0,0000	0,0150	0,1880	16,6480
252,5	10950	16,6630	0,0000	0,0000	0,0220	0,2030	16,4380
253,5	10960	19,5790	0,0000	0,0000	0,0240	0,2370	19,3180
254,5	10970	16,3650	0,0000	0,0000	0,0190	0,2630	16,0830
255,5	10980	19,0020	0,0000	0,0000	0,0140	0,2230	18,7650
256,5	10990	16,5630	0,0000	0,0000	0,0190	0,1930	16,3510
257,5	11000	16,4220	0,0000	0,0000	0,0080	0,1770	16,2370
258,5	11010	17,1870	0,0000	0,0000	0,0140	0,1270	17,0460
259,5	11020	13,7060	0,0000	0,0000	0,0060	0,0820	13,6180
260,5	11030	13,9900	0,0000	0,0020	0,0070	0,1040	13,8770
261,5	11040	13,1990	0,0000	0,0000	0,0090	0,0890	13,1010
262,5	11050	14,4880	0,0000	0,0000	0,0150	0,1010	14,3720
263,5	11060	11,8450	0,0000	0,0000	0,0080	0,1050	11,7320
264,5	11070	14,7690	0,0000	0,0000	0,0090	0,1000	14,6600
265,5	11080	17,8990	0,0000	0,0000	0,0110	0,1250	17,7630
266,5	11090	16,3130	0,0000	0,0000	0,0090	0,1470	16,1570
267,5	11100	19,8500	0,0000	0,0000	0,0110	0,2030	19,6360
268,5	11110	14,5450	0,0000	0,0000	0,0100	0,0950	14,4400
269,5	11120	15,5990	0,0000	0,0000	0,0140	0,1180	15,4670

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	TØRRVEKT	>1mm	>0.5mm	>0.150mm	>0.063mm	<0,063mm
270,5	11130	15,0920	0,0000	0,0010	0,0120	0,0910	14,9880
271,5	11140	17,4990	0,0000	0,0000	0,0120	0,1050	17,3820
272,5	11150	14,8940	0,0000	0,0000	0,0090	0,1120	14,7730
273,5	11160	13,1770	0,0000	0,0000	0,0120	0,1000	13,0650
274,5	11170	18,8820	0,0000	0,0000	0,0110	0,1190	18,7520
275,5	11180	12,9220	0,0000	0,0000	0,0090	0,0710	12,8420
276,5	11190	15,5260	0,0000	0,0000	0,0060	0,0950	15,4250
277,5	11200	16,3790	0,0000	0,0000	0,0060	0,0840	16,2890
278,5	11210	11,7930	0,0000	0,0000	0,0050	0,0530	11,7350
279,5	11220	19,6530	0,0000	0,0000	0,0450	0,3340	19,2740
280,5	11230	15,4690	0,0000	0,0030	0,0080	0,0970	15,3610
281,5	11240	15,0780	0,0000	0,0000	0,0120	0,1230	14,9430
282,5	11250	13,1360	0,0000	0,0000	0,0070	0,1010	13,0280
283,5	11260	17,6650	0,0000	0,0000	0,0120	0,1300	17,5230
284,5	11270	15,0260	0,0000	0,0000	0,0060	0,0960	14,9240
285,5	11280	16,5940	0,0000	0,0000	0,0070	0,0720	16,5150
286,5	11290	12,8190	0,0000	0,0000	0,0060	0,0580	12,7550
287,5	11300	11,4900	0,0000	0,0000	0,0060	0,0600	11,4240
288,5	11310	17,8370	0,0000	0,0010	0,1380	0,2190	17,4790
289,5	11320	20,7670	0,0000	0,0000	0,1390	0,2400	20,3870
290,5	11330	13,0990	0,0000	0,0000	0,0060	0,0610	13,0310
291,5	11340	12,2030	0,0000	0,0010	0,0050	0,0600	12,1380
292,5	11350	28,2750	0,0230	0,0120	0,0190	0,1550	28,0660

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	<0,063mm %	>0.063mm %	>0.150mm %	>0.5mm %	>1,0mm %
0,5	5380	97,5805	1,3949	0,1719	0,2843	0,5685
1,5	5516	98,6779	1,1882	0,0837	0,0251	0,0251
2,5	5651	97,0038	1,8316	1,1447	0,0149	0,0050
3,5	5787	98,2367	1,4792	0,2769	0,0073	0,0000
4,5	5923	98,6663	1,1396	0,1878	0,0063	0,0000
5,5	6058	98,5908	1,1498	0,2594	0,0000	0,0000
6,5	6194	98,8194	1,0849	0,0957	0,0000	0,0000
7,5	6330	97,2851	1,9659	0,7489	0,0000	0,0000
8,5	6465	97,0950	2,8310	0,0740	0,0000	0,0000
9,5	6601	98,4340	1,5058	0,0602	0,0000	0,0000
10,5	6737	99,5522	0,4111	0,0294	0,0073	0,0000
11,5	6872	98,8010	1,0464	0,1526	0,0000	0,0000
12,5	7008	97,7435	1,5933	0,6632	0,0000	0,0000
13,5	7144	98,2503	1,4229	0,3268	0,0000	0,0000
14,5	7279	98,4376	1,2602	0,3022	0,0000	0,0000
15,5	7415	97,5800	1,8849	0,5021	0,0082	0,0247
16,5	7551	98,0384	1,7460	0,2156	0,0000	0,0000
17,5	7686	97,2810	2,0720	0,6295	0,0175	0,0000
18,5	7822	97,9660	1,7425	0,2360	0,0139	0,0417
19,5	7958	98,4275	1,2838	0,2886	0,0000	0,0000
20,5	8093	99,4463	0,4845	0,0433	0,0260	0,0000
21,5	8229	98,2994	1,5405	0,1601	0,0000	0,0000
22,5	8365	97,7341	2,0183	0,2326	0,0150	0,0000
23,5	8500	97,8898	1,6989	0,4113	0,0000	0,0000
24,5	8636	97,3440	2,2961	0,1727	0,0936	0,0936
25,5	8772	98,0302	1,6939	0,2299	0,0000	0,0460
26,5	8907	97,7032	1,8031	0,3220	0,0572	0,1145
27,5	9043	97,9741	1,3230	0,2550	0,3790	0,0689
28,5	9179	98,1561	1,4149	0,1656	0,2634	0,0000
29,5	9314	98,2409	1,2100	0,2606	0,2141	0,0745
30,5	9450	99,0984	0,5635	0,0260	0,0173	0,2948
31,5	9456	98,4940	1,0092	0,2484	0,2096	0,0388
32,5	9461	97,4042	1,8163	0,5956	0,1838	0,0000
33,5	9467	96,9120	1,4643	1,5023	0,0455	0,0759
34,5	9472	95,7464	2,4820	1,7541	0,0175	0,0000
35,5	9479	93,0919	4,7642	1,8199	0,3240	0,0000
36,5	9483	97,4351	1,7429	0,7383	0,0837	0,0000
37,5	9489	97,6887	1,7993	0,4608	0,0439	0,0073
38,5	9495	96,7717	2,3733	0,8463	0,0087	0,0000
39,5	9500	96,7725	1,5402	1,5056	0,0779	0,1038
40,5	9506	99,5018	0,0000	0,4982	0,0000	0,0000
41,5	9511	97,3531	2,1311	0,5159	0,0000	0,0000
42,5	9517	97,7167	1,5938	0,6895	0,0000	0,0000
43,5	9522	97,0799	2,0943	0,8173	0,0085	0,0000
44,5	9528	96,5248	2,0513	1,4239	0,0000	0,0000
45,5	9533	96,8357	2,1592	0,9030	0,1021	0,0000
46,5	9539	96,2812	2,5728	1,0868	0,0591	0,0000
47,5	9545	97,2478	2,0535	0,6731	0,0256	0,0000
48,5	9550	96,8462	2,0595	0,8962	0,1982	0,0000
49,5	9556	96,4186	2,2394	1,1609	0,1811	0,0000
50,5	9561	99,2089	0,7507	0,0404	0,0000	0,0000
51,5	9567	96,0878	2,1869	1,4982	0,2272	0,0000
52,5	9572	95,0914	3,2668	1,6418	0,0000	0,0000
53,5	9578	95,2954	2,9060	1,7858	0,0128	0,0000

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	<0,063mm %	>0.063mm %	>0.150mm %	>0.5mm %	>1,0mm %
54,5	9583	90,3378	3,1658	5,9859	0,5106	0,0000
55,5	9589	93,3348	1,9485	3,4369	1,2798	0,0000
56,5	9595	95,0113	2,5594	2,2384	0,1909	0,0000
57,5	9600	96,1974	1,8241	1,8241	0,1545	0,0000
58,5	9606	94,5527	1,7575	2,9821	0,7078	0,0000
59,5	9611	94,1028	4,1659	1,5870	0,1443	0,0000
60,5	9617	99,4936	0,4648	0,0416	0,0000	0,0000
61,5	9622	93,0009	2,2825	4,2351	0,4816	0,0000
62,5	9628	94,6801	2,9334	1,8396	0,5469	0,0000
63,5	9633	90,7915	3,7667	3,8819	1,5510	0,0089
64,5	9639	95,5827	2,4750	0,6677	0,1416	1,1330
65,5	9645	91,9252	0,6205	0,0255	0,1020	7,3268
66,5	9650	94,8144	0,8156	0,0898	0,2170	4,0632
67,5	9656	94,5171	2,3240	2,2638	0,2106	0,6844
68,5	9661	93,6786	3,9476	1,9694	0,4044	0,0000
69,5	9667	99,4106	0,5526	0,0307	0,0061	0,0000
70,5	9672	99,2359	0,7047	0,0593	0,0000	0,0000
71,5	9678	99,3367	0,6360	0,0205	0,0068	0,0000
72,5	9683	99,1361	0,7734	0,0836	0,0070	0,0000
73,5	9689	99,4453	0,5054	0,0431	0,0062	0,0000
74,5	9695	99,3396	0,6163	0,0385	0,0055	0,0000
75,5	9700	99,4447	0,5193	0,0309	0,0051	0,0000
76,5	9708	99,4230	0,5400	0,0371	0,0000	0,0000
77,5	9717	99,5174	0,4449	0,0302	0,0075	0,0000
78,5	9725	99,4372	0,5053	0,0512	0,0064	0,0000
79,5	9733	99,4282	0,5477	0,0241	0,0000	0,0000
80,5	9742	99,4252	0,5343	0,0338	0,0068	0,0000
81,5	9750	99,2799	0,6743	0,0458	0,0065	0,0000
82,5	9758	99,3906	0,5533	0,0560	0,0070	0,0000
83,5	9767	99,2892	0,6468	0,0640	0,0064	0,0000
84,5	9775	99,1292	0,8074	0,0634	0,0058	0,0000
85,5	9783	99,2886	0,6317	0,0797	0,0061	0,0000
86,5	9792	99,1931	0,7262	0,0807	0,0047	0,0000
87,5	9800	99,1975	0,6973	0,1052	0,0066	0,0000
88,5	9808	99,2745	0,6063	0,1192	0,0052	0,0000
89,5	9817	99,3416	0,5541	0,1042	0,0055	0,0000
90,5	9825	99,3173	0,6286	0,0541	0,0000	0,0000
91,5	9833	99,0849	0,7966	0,1184	0,0000	0,0000
92,5	9842	99,2885	0,5835	0,1281	0,0000	0,0000
93,5	9850	99,3271	0,6199	0,0529	0,0000	0,0000
94,5	9858	99,3469	0,6188	0,0344	0,0000	0,0000
95,5	9867	99,4399	0,5482	0,0119	0,0000	0,0000
96,5	9875	99,1717	0,7938	0,0345	0,0000	0,0000
97,5	9883	99,3980	0,5405	0,0616	0,0000	0,0000
98,5	9892	99,3046	0,5995	0,0959	0,0000	0,0000
99,5	9900	99,2143	0,6789	0,1068	0,0000	0,0000
100,5	9908	99,0620	0,8208	0,0921	0,0251	0,0000
101,5	9917	99,2287	0,6826	0,0887	0,0266	0,0000
102,5	9925	99,3256	0,6131	0,0613	0,0204	0,0000
103,5	9933	99,3021	0,6087	0,0893	0,0243	0,0000
104,5	9942	99,3660	0,5925	0,0416	0,0000	0,0000
105,5	9950	99,1900	0,7455	0,0645	0,0000	0,0000
106,5	9953	99,2037	0,7640	0,0324	0,0000	0,0000
107,5	9956	99,2198	0,7364	0,0437	0,0000	0,0000

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	<0,063mm %	>0.063mm %	>0.150mm %	>0.5mm %	>1,0mm %
108,5	9959	99,1522	0,7979	0,0499	0,0000	0,0000
109,5	9962	99,1914	0,7678	0,0407	0,0000	0,0000
110,5	9965	98,9999	0,9349	0,0652	0,0000	0,0000
111,5	9968	99,1040	0,8474	0,0486	0,0000	0,0000
112,5	9971	99,0516	0,8556	0,0929	0,0000	0,0000
113,5	9975	98,9190	0,9828	0,0983	0,0000	0,0000
114,5	9978	98,8944	1,0003	0,1053	0,0000	0,0000
115,5	9981	99,0677	0,8842	0,0481	0,0000	0,0000
116,5	9984	99,1076	0,8454	0,0470	0,0000	0,0000
117,5	9987	99,0951	0,8364	0,0686	0,0000	0,0000
118,5	9990	99,0795	0,8568	0,0637	0,0000	0,0000
119,5	9993	98,9803	0,9608	0,0589	0,0000	0,0000
120,5	9996	98,8521	1,0500	0,0978	0,0000	0,0000
121,5	9999	98,8629	1,0911	0,0460	0,0000	0,0000
122,5	10002	98,8571	1,0825	0,0604	0,0000	0,0000
123,5	10005	98,8063	1,1537	0,0400	0,0000	0,0000
124,5	10008	98,9067	1,0396	0,0537	0,0000	0,0000
125,5	10011	98,9499	0,9010	0,1491	0,0000	0,0000
126,5	10014	99,0274	0,8355	0,1371	0,0000	0,0000
127,5	10017	99,0756	0,8453	0,0791	0,0000	0,0000
128,5	10020	99,2244	0,7192	0,0564	0,0000	0,0000
129,5	10023	99,2495	0,7224	0,0281	0,0000	0,0000
130,5	10026	99,2570	0,6519	0,0841	0,0070	0,0000
131,5	10030	99,1525	0,8040	0,0435	0,0072	0,0000
132,5	10033	99,1388	0,7679	0,0932	0,0055	0,0000
133,5	10036	99,1203	0,7956	0,0841	0,0065	0,0000
134,5	10039	99,0799	0,8938	0,0263	0,0066	0,0000
135,5	10042	99,1817	0,7957	0,0225	0,0075	0,0000
136,5	10045	99,2015	0,7633	0,0352	0,0059	0,0000
137,5	10048	99,0827	0,8383	0,0790	0,0061	0,0000
138,5	10051	99,1070	0,8165	0,0765	0,0085	0,0000
139,5	10054	99,1251	0,8352	0,0398	0,0066	0,0000
140,5	10057	98,1459	1,5557	0,2913	0,0071	0,0000
141,5	10060	99,1588	0,6900	0,1511	0,0066	0,0000
142,5	10068	99,2151	0,7350	0,0500	0,0071	0,0000
143,5	10076					
144,5	10084	99,2928	0,6700	0,0372	0,0062	0,0000
145,5	10092	99,2114	0,7146	0,0739	0,0062	0,0000
146,5	10100	98,9929	0,8695	0,1376	0,0063	0,0000
147,5	10109	99,0586	0,8509	0,0905	0,0060	0,0000
148,5	10117	98,0502	0,8328	1,1170	0,0066	0,0000
149,5	10125	97,5628	1,1949	1,2423	0,0095	0,0000
150,5	10133	98,1602	1,7423	0,0906	0,0070	0,0000
151,5	10141	98,9799	0,9676	0,0525	0,0075	0,0000
152,5	10149	99,1078	0,8355	0,0566	0,0071	0,0000
153,5	10157	98,3760	1,5743	0,0497	0,0083	0,0000
154,5	10165	98,7554	1,1588	0,0858	0,0061	0,0000
155,5	10173	98,9813	0,9780	0,0407	0,0068	0,0000
156,5	10181	98,4981	1,3932	0,1086	0,0064	0,0000
157,5	10189	98,4423	1,3592	0,1986	0,0062	0,0000
158,5	10197	98,5737	1,2926	0,1337	0,0149	0,0000
159,5	10205	98,4323	1,4980	0,0697	0,0174	0,0000
160,5	10214	97,8405	1,9229	0,2213	0,0153	0,0000
161,5	10222	96,2592	2,6039	1,1369	0,0000	0,0000

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	<0,063mm %	>0.063mm %	>0.150mm %	>0.5mm %	>1,0mm %
162,5	10230	96,1155	2,8416	0,9902	0,0059	0,0469
163,5	10238	97,7679	2,1501	0,0820	0,0000	0,0000
164,5	10246	97,9506	1,9665	0,0829	0,0000	0,0000
165,5	10254	97,9203	2,0255	0,0542	0,0000	0,0000
166,5	10262	97,7873	2,1318	0,0810	0,0000	0,0000
167,5	10270	97,9386	1,9394	0,1220	0,0000	0,0000
168,5	10278	98,1354	1,7588	0,1058	0,0000	0,0000
169,5	10286	98,4223	1,5337	0,0440	0,0000	0,0000
170,5	10294	97,9174	1,9673	0,1153	0,0000	0,0000
171,5	10301	98,3048	1,6879	0,0073	0,0000	0,0000
172,5	10309	98,6663	1,2978	0,0359	0,0000	0,0000
173,5	10317	98,6066	1,3152	0,0782	0,0000	0,0000
174,5	10325	98,4923	1,4102	0,0975	0,0000	0,0000
175,5	10333	98,3354	1,4691	0,1955	0,0000	0,0000
176,5	10341	98,5521	1,3635	0,0844	0,0000	0,0000
177,5	10349	98,3942	1,4806	0,1253	0,0000	0,0000
178,5	10356	98,3739	1,5024	0,1237	0,0000	0,0000
179,5	10364	98,3181	1,6187	0,0632	0,0000	0,0000
180,5	10372	98,1167	1,8071	0,0762	0,0000	0,0000
181,5	10380	98,1622	1,7680	0,0699	0,0000	0,0000
182,5	10388	98,1139	1,8438	0,0423	0,0000	0,0000
183,5	10396	98,6187	1,3497	0,0315	0,0000	0,0000
184,5	10403	98,8081	1,0763	0,1155	0,0000	0,0000
185,5	10411	99,0917	0,8481	0,0602	0,0000	0,0000
186,5	10419	98,9760	0,9630	0,0610	0,0000	0,0000
187,5	10427	98,7825	1,1824	0,0351	0,0000	0,0000
188,5	10435	98,9569	1,0007	0,0424	0,0000	0,0000
189,5	10443	98,7001	1,1959	0,1040	0,0000	0,0000
190,5	10451	98,6211	1,3221	0,0487	0,0000	0,0081
191,5	10458	98,8164	1,1312	0,0524	0,0000	0,0000
192,5	10466	98,6481	1,3005	0,0514	0,0000	0,0000
193,5	10474	98,4070	1,4087	0,1844	0,0000	0,0000
194,5	10482	98,7507	1,1770	0,0723	0,0000	0,0000
195,5	10490	98,9162	1,0517	0,0321	0,0000	0,0000
196,5	10498	98,9701	0,9926	0,0373	0,0000	0,0000
197,5	10506	98,7451	1,2032	0,0517	0,0000	0,0000
198,5	10513	98,9171	1,0396	0,0433	0,0000	0,0000
199,5	10521	99,0162	0,9399	0,0439	0,0000	0,0000
200,5	10529	98,4998	1,3801	0,1125	0,0075	0,0000
201,5	10537	98,8534	1,0993	0,0472	0,0000	0,0000
202,5	10545	99,0966	0,8507	0,0527	0,0000	0,0000
203,5	10553	99,0597	0,8858	0,0545	0,0000	0,0000
204,5	10560	99,1306	0,8052	0,0641	0,0000	0,0000
205,5	10568	98,9756	0,9611	0,0634	0,0000	0,0000
206,5	10576	98,9673	0,9914	0,0413	0,0000	0,0000
207,5	10584	98,5413	1,4043	0,0545	0,0000	0,0000
208,5	10592	98,9861	0,9669	0,0470	0,0000	0,0000
209,5	10600	99,2341	0,7456	0,0203	0,0000	0,0000
210,5	10608	99,1994	0,7359	0,0647	0,0000	0,0000
211,5	10615	99,1455	0,8126	0,0419	0,0000	0,0000
212,5	10623	99,1977	0,7426	0,0597	0,0000	0,0000
213,5	10631	99,2027	0,7078	0,0894	0,0000	0,0000
214,5	10639	99,0527	0,8943	0,0530	0,0000	0,0000
215,5	10647	99,1270	0,8077	0,0653	0,0000	0,0000
216,5	10655	99,2204	0,7276	0,0520	0,0000	0,0000

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	<0,063mm %	>0.063mm %	>0.150mm %	>0.5mm %	>1,0mm %
217,5	10662	99,2740	0,6750	0,0509	0,0000	0,0000
218,5	10670	99,2514	0,7200	0,0285	0,0000	0,0000
219,5	10678	98,8886	1,0364	0,0750	0,0000	0,0000
220,5	10686	98,0645	1,8781	0,0574	0,0000	0,0000
221,5	10694	94,7911	5,1040	0,1050	0,0000	0,0000
222,5	10702	97,0016	2,8750	0,1234	0,0000	0,0000
223,5	10710	98,2882	1,6201	0,0917	0,0000	0,0000
224,5	10717	98,5451	1,2940	0,1609	0,0000	0,0000
225,5	10725	98,6301	1,2746	0,0953	0,0000	0,0000
226,5	10733	98,5701	1,3283	0,1017	0,0000	0,0000
227,5	10741	98,6556	1,2437	0,1006	0,0000	0,0000
228,5	10749	98,8735	1,0623	0,0642	0,0000	0,0000
229,5	10757	98,9574	0,9892	0,0535	0,0000	0,0000
230,5	10764	99,1777	0,7550	0,0598	0,0000	0,0075
231,5	10772	99,0691	0,8674	0,0635	0,0000	0,0000
232,5	10780	98,9859	0,9426	0,0715	0,0000	0,0000
233,5	10788	98,5637	1,3843	0,0520	0,0000	0,0000
234,5	10796	98,8500	1,1106	0,0394	0,0000	0,0000
235,5	10804	98,8885	1,0491	0,0624	0,0000	0,0000
236,5	10812	98,8385	1,1180	0,0436	0,0000	0,0000
237,5	10819	98,5934	1,3745	0,0322	0,0000	0,0000
238,5	10827	98,3640	1,5922	0,0438	0,0000	0,0000
239,5	10835	98,5470	1,4132	0,0398	0,0000	0,0000
240,5	10843	98,7951	1,0892	0,0817	0,0340	0,0000
241,5	10851	98,4882	1,4636	0,0482	0,0000	0,0000
242,5	10859	98,5023	1,4420	0,0557	0,0000	0,0000
243,5	10867	98,9627	0,9771	0,0602	0,0000	0,0000
244,5	10874	98,8208	1,0374	0,1418	0,0000	0,0000
245,5	10882	99,0084	0,9320	0,0596	0,0000	0,0000
246,5	10890	98,9012	0,9747	0,1241	0,0000	0,0000
247,5	10900	98,8401	1,1005	0,0595	0,0000	0,0000
248,5	10910	98,7534	1,1284	0,1182	0,0000	0,0000
249,5	10920	98,9320	0,9877	0,0804	0,0000	0,0000
250,5	10930	99,0824	0,8378	0,0731	0,0066	0,0000
251,5	10940	98,7953	1,1157	0,0890	0,0000	0,0000
252,5	10950	98,6497	1,2183	0,1320	0,0000	0,0000
253,5	10960	98,6669	1,2105	0,1226	0,0000	0,0000
254,5	10970	98,2768	1,6071	0,1161	0,0000	0,0000
255,5	10980	98,7528	1,1736	0,0737	0,0000	0,0000
256,5	10990	98,7200	1,1652	0,1147	0,0000	0,0000
257,5	11000	98,8735	1,0778	0,0487	0,0000	0,0000
258,5	11010	99,1796	0,7389	0,0815	0,0000	0,0000
259,5	11020	99,3579	0,5983	0,0438	0,0000	0,0000
260,5	11030	99,1923	0,7434	0,0500	0,0143	0,0000
261,5	11040	99,2575	0,6743	0,0682	0,0000	0,0000
262,5	11050	99,1993	0,6971	0,1035	0,0000	0,0000
263,5	11060	99,0460	0,8864	0,0675	0,0000	0,0000
264,5	11070	99,2620	0,6771	0,0609	0,0000	0,0000
265,5	11080	99,2402	0,6984	0,0615	0,0000	0,0000
266,5	11090	99,0437	0,9011	0,0552	0,0000	0,0000
267,5	11100	98,9219	1,0227	0,0554	0,0000	0,0000
268,5	11110	99,2781	0,6531	0,0688	0,0000	0,0000
269,5	11120	99,1538	0,7565	0,0897	0,0000	0,0000
270,5	11130	99,3109	0,6030	0,0795	0,0066	0,0000

Appendiks I Sedimentfraksjoner

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	<0,063mm %	>0.063mm %	>0.150mm %	>0.5mm %	>1,0mm %
271,5	11140	99,3314	0,6000	0,0686	0,0000	0,0000
272,5	11150	99,1876	0,7520	0,0604	0,0000	0,0000
273,5	11160	99,1500	0,7589	0,0911	0,0000	0,0000
274,5	11170	99,3115	0,6302	0,0583	0,0000	0,0000
275,5	11180	99,3809	0,5495	0,0696	0,0000	0,0000
276,5	11190	99,3495	0,6119	0,0386	0,0000	0,0000
277,5	11200	99,4505	0,5129	0,0366	0,0000	0,0000
278,5	11210	99,5082	0,4494	0,0424	0,0000	0,0000
279,5	11220	98,0715	1,6995	0,2290	0,0000	0,0000
280,5	11230	99,3018	0,6271	0,0517	0,0194	0,0000
281,5	11240	99,1047	0,8158	0,0796	0,0000	0,0000
282,5	11250	99,1778	0,7689	0,0533	0,0000	0,0000
283,5	11260	99,1962	0,7359	0,0679	0,0000	0,0000
284,5	11270	99,3212	0,6389	0,0399	0,0000	0,0000
285,5	11280	99,5239	0,4339	0,0422	0,0000	0,0000
286,5	11290	99,5007	0,4525	0,0468	0,0000	0,0000
287,5	11300	99,4256	0,5222	0,0522	0,0000	0,0000
288,5	11310	97,9929	1,2278	0,7737	0,0056	0,0000
289,5	11320	98,1702	1,1557	0,6693	0,0000	0,0000
290,5	11330	99,4809	0,4657	0,0458	0,0000	0,0000
291,5	11340	99,4673	0,4917	0,0410	0,0082	0,0000
292,5	11350	99,2608	0,5482	0,0672	0,0424	0,0813

Appendiks II Mg/Ca-resultater

Kjerneredyp (cm)	Linjeintensiteter						Konsentrasjoner					Intensitetskons.	
	Al	Ca	Fe	Mg	Mn	Ti	Si	Mg/Ca	Al/Ca	Fe/Ca	Fe/Mg	Mn/Ca	Mg/Ca
	396.15 ppm	315.887 ppm	238.2 ppm	285.213 ppm	257.61 ppm	336.122 ppm	251.611 intensity	$\frac{\text{Mg } 285.213}{\text{Ca } 315.887}$ mmol/mol	$\frac{\text{Al } 396.15}{\text{Ca } 315.887}$ mmol/mol	$\frac{\text{Fe } 238.2}{\text{Ca } 315.887}$ mmol/mol	$\frac{\text{Fe } 238.2}{\text{Mg } 285.213}$ mol/mol	$\frac{\text{Mn } 257.61}{\text{Ca } 315.887}$ mmol/mol	$\frac{\text{Mg } 285.213}{\text{Ca } 315.887}$ mmol/mol
4,5		91,8	0,011	0,042	0,028	0,000	85,139 c	0,745	0,000	0,089	0,119	0,223	0,777
6,5		95,8	0,014	0,046	0,038	0,000	106,74 c	0,790	0,000	0,107	0,135	0,288	0,824
24,5		96,8	0,019	0,050	0,039	0,000	82,929 c	0,844	0,000	0,144	0,170	0,294	0,880
25,5	0,091	92,4	0,030	0,050	0,038	0,001	1535,7 c	0,894	1,468	0,236	0,264	0,300	0,913
30,5		92,5	0,022	0,050	0,046	0,001	95,637 c	0,884	0,000	0,167	0,189	0,364	0,920
46,5		97,6	0,026	0,054	0,045	0,001	204,71 c	0,905	0,000	0,192	0,212	0,335	0,942
53,5	0,068	93,0	0,036	0,051	0,043	0,001	1932,7 c	0,903	1,092	0,277	0,306	0,340	0,921
55,5		102,2	0,022	0,053	0,043	0,001	111,74 c	0,847	0,000	0,154	0,181	0,308	0,884
76,5		97,6	0,022	0,054	0,049	0,001	93,853 c	0,913	0,000	0,164	0,180	0,363	0,951
83,5		96,5	0,024	0,055	0,051	0,001	89,761 c	0,940	0,000	0,181	0,192	0,388	0,978
103,5		98,0	0,028	0,058	0,057	0,000	93,265 c	0,977	0,000	0,203	0,208	0,421	1,016
111,5		98,1	0,029	0,057	0,060	0,000	83,690 c	0,966	0,000	0,214	0,221	0,443	1,005
116,5		98,5	0,030	0,057	0,058	0,001	83,514 c	0,959	0,000	0,218	0,227	0,429	0,998
119,5		89,3	0,026	0,054	0,059	0,001	90,713 c	0,992	0,000	0,208	0,210	0,482	1,029
123,5		98,7	0,030	0,058	0,061	0,001	83,946 c	0,967	0,000	0,215	0,222	0,450	1,006
147,5		98,7	0,031	0,061	0,060	0,000	92,831 c	1,014	0,000	0,224	0,221	0,447	1,055
153,5	0,057	98,1	0,037	0,060	0,062	0,002	2039,7 c	1,004	0,861	0,273	0,273	0,463	1,018
155,5	0,058	97,2	0,036	0,059	0,060	0,002	2169,1 c	1,000	0,884	0,267	0,267	0,451	1,015
157,5	0,041	96,5	0,030	0,061	0,051	0,001	1486,9 c	1,040	0,625	0,226	0,218	0,386	1,052
160,5		99,3	0,030	0,066	0,066	0,001	82,973 c	1,088	0,000	0,218	0,200	0,486	1,131
176,5		97,6	0,026	0,062	0,057	0,001	81,491 c	1,045	0,000	0,194	0,186	0,424	1,086
191,5	0,041	93,7	0,030	0,063	0,054	0,001	1760,1 c	1,114	0,657	0,230	0,207	0,421	1,124
192,5	0,042	90,8	0,033	0,062	0,053	0,001	1914,5 c	1,136	0,687	0,260	0,230	0,425	1,145
197,5	0,057	92,6	0,041	0,062	0,052	0,002	2118,3 c	1,118	0,918	0,314	0,282	0,413	1,127
252,5	0,052	90,0	0,036	0,064	0,070	0,002	2208,5 c	1,172	0,861	0,288	0,246	0,565	1,179
258,5	0,045	90,8	0,044	0,070	0,078	0,001	1658,7 c	1,282	0,740	0,345	0,270	0,626	1,283
272,5	0,039	93,7	0,042	0,071	0,081	0,001	1700,7 c	1,257	0,619	0,323	0,258	0,633	1,259
273,5	0,047	91,6	0,048	0,081	0,084	0,001	2240,7 c	1,457	0,763	0,373	0,257	0,665	1,446

Appendike II Mg/Ca-resultater

Kjernerdyb (cm)	Kalenderår BP(1950)	Intensitets- konsentrasjon	Jernkorrigerede intensitetskons.	Kalsifiserings- temp. (°C)	$\delta^{18}\text{O}_v$ (SMOW) (Shackleton)
		Mg/Ca <u>Mg 285.213</u> Ca 315.887 mmol/mol	Mg/Ca <u>Mg 285.213</u> Ca 315.887 mmol/mol		(Ikke korrigeret for isvolum)
4,5	5923	0,777	0,688	-0,2252	0,312
6,5	6194	0,824	0,717	-0,1329	0,292
24,5	8636	0,880	0,736	-0,0740	0,507
25,5	8772	0,913	0,677	-0,2603	0,474
30,5	9450	0,920	0,752	-0,0242	0,344
46,5	9539	0,942	0,751	-0,0296	0,406
53,5	9578	0,921	0,644	-0,3625	0,078
55,5	9589	0,884	0,730	-0,0926	0,371
76,5	9708	0,951	0,787	0,0834	0,391
83,5	9767	0,978	0,797	0,1166	0,494
103,5	9933	1,016	0,813	0,1660	0,717
111,5	9968	1,005	0,792	0,0995	0,524
116,5	9984	0,998	0,780	0,0615	0,469
119,5	9993	1,029	0,821	0,1915	0,593
123,5	10005	1,006	0,791	0,0982	0,472
147,5	10109	1,055	0,831	0,2209	0,632
153,5	10157	1,018	0,744	-0,0490	0,414
155,5	10173	1,015	0,747	-0,0395	0,408
157,5	10189	1,052	0,826	0,2047	0,633
160,5	10214	1,131	0,913	0,4784	0,671
176,5	10341	1,086	0,892	0,4139	0,641
191,5	10458	1,124	0,893	0,4163	0,393
192,5	10466	1,145	0,884	0,3876	0,580
197,5	10506	1,127	0,812	0,1619	0,603
252,5	10950	1,179	0,891	0,4092	0,482
258,5	11010	1,283	0,937	0,5533	0,476
272,5	11150	1,259	0,935	0,5477	0,364
273,5	11160	1,446	1,072	0,9764	0,712

Kalenderår BP(1950)	5380 5516 5651 5787 5923 6058 6194 6330 6465 6601 6737 6872 7008 7144 7279 7415 7551 7686 7822 7958 8093 8229 8365 8500 8636
Kjernerdyb (cm)	0,5 1,5 2,5 3,5 4,5 5,5 6,5 7,5 8,5 9,5 10,5 11,5 12,5 13,5 14,5 15,5 16,5 17,5 18,5 19,5 20,5 21,5 22,5 23,5 24,5
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy.</i> (sin), 5 pkt	2,41 2,38 2,36 2,32 2,32 2,33 2,34 2,36 2,41 2,43 2,44 2,46 2,46 2,44 2,45 2,45 2,43 2,41 2,41 2,42 2,44 2,47 2,51
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy.</i> (sin)	2,49 2,53 2,23 2,36 2,57 2,16 2,21 2,47 2,20 2,27 2,61 2,33 2,48 2,50 2,64 2,17 2,33 2,76 2,50 2,33 2,26 2,42 2,32 2,44 2,68
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigeret for isvolum, 5 pkt	4,37 4,30 4,28 4,31 4,31 4,28 4,37 4,34 4,37 4,37 4,43 4,31 4,31 4,32 4,35 4,30 4,35 4,40 4,39 4,40 4,46 4,50 4,48
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigeret for isvolum	4,62 4,42 4,15 4,29 4,38 4,25 4,34 4,32 4,25 4,25 4,69 4,20 4,44 4,27 4,53 4,10 4,21 4,50 4,42 4,24 4,35 4,46 4,46 4,47 4,53
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i>	4,72 4,52 4,25 4,40 4,50 4,37 4,46 4,44 4,38 4,38 4,83 4,35 4,59 4,42 4,68 4,26 4,38 4,67 4,59 4,42 4,53 4,64 4,65 4,66 4,73
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin) korrigeret for isvolum og vitaleffekt	1,22 1,00 1,02 1,04 0,92 1,20 1,23 0,95 1,16 1,08 1,18 0,98 1,07 0,87 0,99 1,03 0,99 0,85 1,03 1,02 1,19 1,14 1,25 1,13 0,95
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin) korrigeret for isvolum, 5 pkt	1,94 1,93 1,98 1,96 1,99 2,02 2,02 1,97 1,99 1,93 1,92 1,89 1,89 1,84 1,87 1,88 1,91 1,94 2,02 2,04 2,03 1,99 1,96
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin) korrigeret for isvolum	2,12 1,89 1,91 1,94 1,82 2,09 2,13 1,85 2,05 1,98 2,08 1,87 1,97 1,77 1,89 1,93 1,89 1,75 1,92 1,92 2,09 2,04 2,15 2,03 1,85
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin)	2,22 2,00 2,02 2,05 1,94 2,22 2,25 1,98 2,19 2,12 2,22 2,02 2,12 1,92 2,04 2,09 2,05 1,92 2,10 2,09 2,27 2,22 2,34 2,22 2,05
$\delta^{18}\text{O}$ Isvolum korreksjonsfaktor	0,1029 0,1068 0,1107 0,1146 0,1185 0,1224 0,1264 0,1303 0,1342 0,1381 0,1420 0,1459 0,1498 0,1538 0,1577 0,1616 0,1655 0,1694 0,1733 0,1773 0,1811 0,1851 0,1890 0,1929 0,1968

Kalenderår BP(1950)	8772 8907 9043 9179 9314 9450 9456 9461 9467 9472 9479 9483 9489 9495 9500 9506 9511 9517 9522 9528 9533 9539 9545 9550 9556 9561 9567
Kjernerdyb (cm)	25,5 26,5 27,5 28,5 29,5 30,5 31,5 32,5 33,5 34,5 35,5 36,5 37,5 38,5 39,5 40,5 41,5 42,5 43,5 44,5 45,5 46,5 47,5 48,5 49,5 50,5 51,5
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i> , 5 pkt	2,50 2,47 2,43 2,39 2,35 2,35 2,39 2,41 2,45 2,49 2,53 2,54 2,56 2,57 2,57 2,56 2,56 2,56 2,54 2,53 2,51 2,50 2,49 2,49 2,47 2,47 2,46
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i>	2,68 2,49 2,48 2,31 2,07 2,22 2,76 2,26 2,42 2,44 2,60 2,58 2,56 2,59 2,67 2,45 2,47 2,69 2,53 2,53 2,56 2,42 2,42 2,54 2,37 2,77 2,32
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigeret for isvolum, 5 pkt	4,51 4,49 4,46 4,42 4,47 4,44 4,47 4,48 4,50 4,47 4,47 4,46 4,45 4,47 4,45 4,46 4,47 4,48 4,47 4,46 4,44 4,40 4,38 4,40 4,38 4,36 4,34
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigeret for isvolum	4,55 4,39 4,58 4,39 4,41 4,36 4,64 4,43 4,49 4,48 4,43 4,53 4,42 4,42 4,43 4,54 4,45 4,47 4,48 4,48 4,46 4,46 4,35 4,31 4,36 4,54 4,33
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i>	4,75 4,59 4,78 4,60 4,62 4,57 4,86 4,65 4,71 4,71 4,65 4,76 4,64 4,64 4,65 4,76 4,67 4,69 4,71 4,70 4,68 4,64 4,57 4,54 4,59 4,76 4,55
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigeret for isvolum og vitaleffekt	0,98 1,01 1,20 1,18 1,44 1,24 0,98 1,27 1,17 1,14 0,93 1,05 0,96 0,93 0,86 1,19 1,08 0,87 1,05 1,05 1,00 1,10 1,02 0,88 1,09 0,86 1,11
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigeret for isvolum, 5 pkt	1,95 1,96 2,06 2,11 2,10 2,12 2,12 2,06 2,00 2,01 1,95 1,90 1,85 1,90 1,90 1,89 1,91 1,95 1,91 1,91 1,95 1,91 1,90 1,91 2,00 1,92 1,89 1,89 1,87 1,92
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigeret for isvolum	1,87 1,91 2,09 2,08 2,34 2,13 1,88 2,17 2,07 2,04 1,83 1,95 1,86 1,83 1,76 2,09 1,98 1,77 1,95 1,95 1,90 2,00 1,92 1,78 1,99 1,76 2,01
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i>	2,07 2,11 2,30 2,29 2,56 2,35 2,10 2,39 2,29 2,27 2,05 2,17 2,08 2,05 1,98 2,31 2,20 1,99 2,18 2,17 2,12 2,22 2,15 2,00 2,21 1,99 2,23
$\delta^{18}\text{O}$ Isvolum korreksjonsfaktor	0,2007 0,2046 0,2086 0,2125 0,2164 0,2203 0,2205 0,2206 0,2208 0,2209 0,2211 0,2212 0,2214 0,2216 0,2217 0,2219 0,2221 0,2222 0,2224 0,2225 0,2227 0,2229 0,2230 0,2232 0,2234 0,2235 0,2237

Kalenderår BP(1950)	9572	9578	9583	9589	9595	9600	9606	9611	9617	9622	9628	9633	9639	9645	9650	9656	9661	9667	9672	9678	9683	9689	9695	9700	9708	9717	9725
Kjernerdyb (cm)	52,5	53,5	54,5	55,5	56,5	57,5	58,5	59,5	60,5	61,5	62,5	63,5	64,5	65,5	66,5	67,5	68,5	69,5	70,5	71,5	72,5	73,5	74,5	75,5	76,5	77,5	78,5
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i> , 5 pkt	2,46	2,46	2,50	2,50	2,49	2,48	2,45	2,42	2,42	2,41	2,41	2,41	2,30	2,18	2,10	2,00		2,06	2,19	2,32	2,46	2,55	2,54	2,53	2,50	2,45	2,43
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i>	2,45	2,17	2,61	2,68	2,54	2,53	2,58	2,02	2,45	2,52	2,31	2,69	2,36	2,05	2,57	2,33		2,39	2,52	2,36	2,86	2,50	2,48	2,62	2,63	2,19	2,41
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	4,34	4,31	4,31	4,37	4,42	4,43	4,46	4,48	4,42	4,42	4,40	4,38	4,39	4,43	4,43	4,44	4,48	4,49	4,53	4,54	4,57	4,54	4,51	4,47	4,47	4,46	4,47
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum	4,27	4,19	4,37	4,40	4,31	4,58	4,45	4,43	4,53	4,40	4,32	4,42	4,35	4,41	4,47	4,51	4,41	4,40	4,62	4,51	4,70	4,51	4,51	4,47	4,37	4,47	4,51
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i>	4,49	4,41	4,60	4,63	4,53	4,81	4,68	4,65	4,75	4,62	4,54	4,64	4,58	4,64	4,69	4,74	4,64	4,62	4,85	4,73	4,92	4,73	4,74	4,70	4,60	4,69	4,73
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum og vitaleffekt	0,92	1,12	0,87	0,83	0,87	1,15	0,98	1,51	1,17	0,98	1,11	0,83	1,09	1,47	1,00	1,28		1,11	1,20	1,25	0,94	1,10	1,13	0,95	0,84	1,37	1,20
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	1,87	1,87	1,82	1,87	1,84	1,97	2,04	2,06	2,05	2,02	1,93	1,99	2,00	2,03						2,02	2,02	1,97	1,89	1,98	2,00	1,96	2,06
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum	1,82	2,02	1,77	1,73	1,77	2,05	1,88	2,41	2,07	1,88	2,01	1,72	1,99	2,37	1,90	2,18		2,01	2,10	2,15	1,84	2,00	2,03	1,85	1,74	2,27	2,10
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i>	2,04	2,24	1,99	1,95	1,99	2,28	2,10	2,64	2,30	2,10	2,23	1,95	2,22	2,59	2,12	2,41		2,24	2,33	2,38	2,07	2,23	2,26	2,08	1,97	2,50	2,32
$\delta^{18}\text{O}$ Isvolum korreksjonsfaktor	0,2238	0,2240	0,2241	0,2243	0,2245	0,2246	0,2248	0,2249	0,2251	0,2253	0,2254	0,2256	0,2257	0,2259	0,2261	0,2262	0,2264	0,2266	0,2267	0,2269	0,2270	0,2272	0,2274	0,2275	0,2277	0,2280	0,2282

Kalenderår BP(1950)	9733	9742	9750	9758	9767	9775	9783	9792	9800	9808	9817	9825	9833	9842	9850	9858	9867	9875	9883	9892	9900	9908	9917	9925	9933	9942	9950
Kjernerdyb (cm)	79,5	80,5	81,5	82,5	83,5	84,5	85,5	86,5	87,5	88,5	89,5	90,5	91,5	92,5	93,5	94,5	95,5	96,5	97,5	98,5	99,5	100,5	101,5	102,5	103,5	104,5	105,5
$\delta^{18}O$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i> , 5 pkt	2,41	2,38	2,38	2,38	2,37	2,38	2,40	2,42	2,44	2,48	2,49	2,50	2,48	2,48	2,42	2,29	2,17	2,08	1,97		2,02	2,11	2,15	2,17	2,19	2,15	2,13
$\delta^{18}O$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i>	2,64	2,19	2,46	2,32	2,25	2,57	2,39	2,23	2,38	2,67	2,47	2,63	2,32	2,78	2,23	2,35	2,28	2,73	1,81		2,50	2,64	2,63	2,24	1,83	2,35	1,56
$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	4,50	4,48	4,47	4,47	4,49	4,46	4,48	4,51	4,51	4,47	4,48	4,49	4,46	4,46	4,46	4,49	4,47	4,45	4,44	4,47	4,46	4,49	4,55	4,53	4,51	4,50	4,50
$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum	4,50	4,52	4,51	4,36	4,47	4,48	4,64	4,38	4,43	4,62	4,50	4,44	4,40	4,49	4,46	4,52	4,42	4,56	4,38	4,39	4,48	4,54	4,51	4,55	4,68	4,39	4,41
$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i>	4,72	4,75	4,74	4,59	4,70	4,71	4,87	4,61	4,66	4,85	4,73	4,68	4,63	4,73	4,69	4,75	4,65	4,79	4,61	4,62	4,71	4,77	4,74	4,78	4,91	4,63	4,64
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum og vitaleffekt	0,95	1,44	1,15	1,14	1,32	1,01	1,34	1,24	1,15	1,05	1,13	0,92	1,18	0,82	1,34	1,27	1,24	0,93	1,67		1,08	1,00	0,98	1,41	1,95	1,15	1,95
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	2,12	2,08	2,10	2,11	2,09	2,11	2,11	2,06	2,08	2,00	1,98	1,92	1,98	2,00	2,07	2,02	2,19						2,18	2,20	2,39	2,48	2,40
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum	1,85	2,34	2,05	2,04	2,22	1,91	2,24	2,14	2,05	1,94	2,03	1,82	2,08	1,72	2,24	2,17	2,14	1,83	2,57		1,98	1,90	1,88	2,31	2,85	2,05	2,85
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i>	2,08	2,57	2,28	2,27	2,45	2,14	2,47	2,37	2,28	2,18	2,26	2,05	2,31	1,95	2,47	2,40	2,37	2,06	2,80		2,21	2,14	2,12	2,54	3,08	2,28	3,08
$\delta^{18}O$ Isvolum korreksjonsfaktor	0,2285	0,2287	0,2290	0,2292	0,2294	0,2297	0,2299	0,2302	0,2304	0,2306	0,2309	0,2311	0,2313	0,2316	0,2318	0,2321	0,2323	0,2326	0,2328	0,2330	0,2333	0,2335	0,2338	0,2340	0,2342	0,2345	0,2347

Kalenderår BP(1950)	9953	9956	9959	9962	9965	9968	9971	9975	9978	9981	9984	9987	9990	9993	9996	9999	10002	10005	10008	10011	10014	10017	10020	10023	10026	10030	10033
Kjernerdyb (cm)	106,5	107,5	108,5	109,5	110,5	111,5	112,5	113,5	114,5	115,5	116,5	117,5	118,5	119,5	120,5	121,5	122,5	123,5	124,5	125,5	126,5	127,5	128,5	129,5	130,5	131,5	132,5
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i> , 5 pkt	2,16	2,13	2,07	2,00	1,93		2,01	2,16	2,29	2,42	2,49	2,44	2,38	2,29	2,23	2,18	2,15	2,14	2,19	2,24	2,28	2,33	2,37	2,34	2,31	2,28	2,24
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i>	2,12	2,66	2,23	2,44	1,98		2,37	2,53	2,32	2,85	2,61	2,31	2,52	2,08	2,42	1,98	2,21	1,82	2,29	2,33	2,11	2,31	2,69	2,48	2,16	2,32	2,14
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	4,45	4,47	4,46	4,47	4,44	4,45	4,44	4,47	4,46	4,45	4,46	4,48	4,47	4,47	4,50	4,49	4,48	4,47	4,46	4,47	4,46	4,48	4,50	4,51	4,50	4,52	4,51
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum	4,49	4,55	4,42	4,48	4,39	4,50	4,42	4,44	4,45	4,52	4,46	4,39	4,49	4,54	4,46	4,47	4,53	4,45	4,48	4,41	4,42	4,58	4,43	4,57	4,50	4,46	4,56
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i>	4,72	4,78	4,65	4,72	4,62	4,74	4,65	4,67	4,69	4,76	4,69	4,63	4,73	4,78	4,70	4,71	4,76	4,69	4,72	4,65	4,66	4,82	4,66	4,81	4,73	4,70	4,79
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum og vitaleffekt	1,47	0,99	1,29	1,15	1,51		1,14	1,01	1,24	0,77	0,94	1,18	1,08	1,56	1,14	1,60	1,42	1,73	1,29	1,18	1,42	1,37	0,84	1,20	1,44	1,24	1,51
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	2,27	2,27	2,18						1,92	1,93	1,94	2,01	2,08	2,21	2,26	2,39	2,34	2,34	2,31	2,30	2,12	2,10	2,15	2,12	2,15	2,28	2,29
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum	2,37	1,89	2,19	2,05	2,41		2,04	1,91	2,14	1,67	1,84	2,08	1,98	2,46	2,04	2,50	2,32	2,63	2,19	2,08	2,32	2,27	1,74	2,10	2,34	2,14	2,41
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma (sin)</i>	2,60	2,12	2,42	2,28	2,64		2,28	2,14	2,37	1,90	2,08	2,31	2,21	2,70	2,28	2,73	2,55	2,87	2,43	2,32	2,55	2,51	1,98	2,33	2,58	2,38	2,65
$\delta^{18}\text{O}$ Isvolum korreksjonsfaktor	0,2348	0,2349	0,2350	0,2351	0,2352	0,2352	0,2353	0,2354	0,2355	0,2356	0,2357	0,2358	0,2359	0,2360	0,2360	0,2361	0,2362	0,2363	0,2364	0,2365	0,2366	0,2367	0,2367	0,2368	0,2369	0,2370	0,2371

Kalenderår BP(1950)	10036	10039	10042	10045	10048	10051	10054	10057	10060	10068	10076	10084	10092	10100	10109	10117	10125	10133	10141	10149	10157	10165	10173	10181	10189	10197	10205	
Kjernerdyb (cm)	133,5	134,5	135,5	136,5	137,5	138,5	139,5	140,5	141,5	142,5	143,5	144,5	145,5	146,5	147,5	148,5	149,5	150,5	151,5	152,5	153,5	154,5	155,5	156,5	157,5	158,5	159,5	
$\delta^{18}O$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i> , 5 pkt	2,22	2,22	2,23	2,24	2,14	2,04	1,86	1,66		1,52		1,68	1,84	1,97	2,04	2,12	2,15	2,20	2,24	2,27	2,32	2,34	2,35	2,36	2,37	2,37	2,37	2,35
$\delta^{18}O$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i>	2,11	2,39	1,87	2,56	2,30	2,18	2,36	1,77		2,46		2,25	2,44	1,84	2,29	1,75	2,16	2,36	2,28	2,19	2,36	2,43	2,27	2,29	2,51	2,38	2,34	2,34
$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	4,50	4,50	4,47	4,47	4,50	4,50								4,39	4,39	4,41	4,47	4,45	4,47	4,49	4,47	4,50	4,52	4,55	4,54	4,56	4,52	4,52
$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum	4,53	4,51	4,43	4,45	4,41	4,57	4,64	4,43		4,62		4,40	4,41	4,25	4,58	4,30	4,42	4,52	4,54	4,46	4,43	4,51	4,42	4,66	4,58	4,58	4,47	4,47
$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i>	4,77	4,75	4,67	4,68	4,65	4,81	4,87	4,67		4,85		4,64	4,65	4,48	4,81	4,54	4,66	4,76	4,78	4,70	4,67	4,76	4,67	4,90	4,82	4,82	4,71	4,71
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum og vitaleffekt	1,52	1,22	1,67	0,98	1,20	1,49	1,38	1,76		1,26		1,25	1,07	1,51	1,39	1,64	1,36	1,26	1,36	1,37	1,17	1,19	1,25	1,47	1,17	1,30	1,22	1,22
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	2,33	2,28	2,22	2,21	2,24	2,26								2,27	2,29	2,33	2,30	2,30	2,20	2,17	2,17	2,19	2,15	2,17	2,18	2,18	2,14	2,14
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum	2,42	2,12	2,57	1,88	2,10	2,39	2,28	2,66		2,16		2,15	1,97	2,41	2,29	2,54	2,26	2,16	2,26	2,27	2,07	2,09	2,15	2,37	2,07	2,20	2,12	2,12
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i>	2,66	2,36	2,80	2,12	2,34	2,63	2,52	2,90		2,40		2,39	2,21	2,65	2,53	2,78	2,50	2,40	2,50	2,51	2,31	2,33	2,39	2,61	2,31	2,44	2,36	2,36
$\delta^{18}O$ Isvolum korreksjonsfaktor	0,2372	0,2373	0,2374	0,2375	0,2375	0,2376	0,2377	0,2378	0,2379	0,2381	0,2384	0,2386	0,2388	0,2390	0,2393	0,2395	0,2398	0,2400	0,2402	0,2405	0,2407	0,2409	0,2412	0,2414	0,2416	0,2418	0,2418	0,2421

Kalenderår BP(1950)	Kjernerdyb (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ C. neot. - N. pacy. (sin), 5 pkt	$\delta^{18}\text{O}$ C. neot. - N. pacy. (sin)	$\delta^{18}\text{O}$ C. neoteretis korrigeret for isvolum, 5 pkt	$\delta^{18}\text{O}$ C. neoteretis korrigeret for isvolum	$\delta^{18}\text{O}$ C. neoteretis	$\delta^{18}\text{O}$ N. pachyderma (sin) korrigeret for isvolum og vitaleffekt	$\delta^{18}\text{O}$ N. pachyderma (sin) korrigeret for isvolum, 5 pkt	$\delta^{18}\text{O}$ N. pachyderma (sin) korrigeret for isvolum	$\delta^{18}\text{O}$ N. pachyderma (sin)	$\delta^{18}\text{O}$ Isvolum korreksjonsfaktor
10214	160,5	2,34	2,39	4,51	4,54	4,78	1,25	2,16	2,15	2,40	0,2423
10222	161,5	2,31	2,26	4,45	4,42	4,66	1,26	2,16	2,16	2,40	0,2426
10230	162,5	2,28	2,39	4,46	4,55	4,79	1,26	2,18	2,16	2,40	0,2428
10238	163,5	2,26	2,05	4,45	4,27	4,51	1,32	2,21	2,22	2,47	0,2430
10246	164,5	2,26	2,31	4,46	4,52	4,77	1,32	2,20	2,22	2,46	0,2433
10254	165,5	2,17	2,21	4,45	4,50	4,74	1,39	2,20	2,29	2,53	0,2435
10262	166,5	2,09	2,36	4,50	4,48	4,72	1,22	2,22	2,12	2,36	0,2437
10270	167,5	1,98	2,34		4,48	4,73	1,25		2,15	2,39	0,2440
10278	168,5	1,87	2,18		4,50	4,74	1,42		2,32	2,56	0,2442
10286	169,5										0,2444
10294	170,5	1,82	2,36		4,80	5,05	1,55		2,44	2,69	0,2446
10301	171,5	1,88	1,66		4,38	4,62	1,81		2,71	2,96	0,2448
10309	172,5	2,01	2,26	4,55	4,57	4,82	1,41	2,40	2,31	2,56	0,2451
10317	173,5	2,13	2,37	4,52	4,53	4,78	1,27	2,37	2,17	2,41	0,2453
10325	174,5	2,23	2,10	4,55	4,47	4,72	1,47	2,23	2,37	2,62	0,2455
10333	175,5	2,25	2,33	4,50	4,62	4,87	1,39	2,20	2,29	2,53	0,2458
10341	176,5	2,23	2,53	4,51	4,53	4,78	1,10	2,27	2,00	2,24	0,2460
10349	177,5	2,18	2,20	4,52	4,36	4,60	1,26	2,28	2,16	2,40	0,2462
10356	178,5	2,13	2,00	4,52	4,55	4,79	1,65	2,48	2,55	2,79	0,2464
10364	179,5	2,11	2,16	4,52	4,55	4,80	1,49	2,46	2,39	2,64	0,2467
10372	180,5	2,11	1,32	4,57	4,63	4,88	2,41	2,51	3,31	3,56	0,2469
10380	181,5	2,18	2,64	4,56	4,51	4,76	0,98	2,42	1,88	2,12	0,2471
10388	182,5	2,23	2,21	4,56	4,63	4,87	1,52	2,34	2,42	2,67	0,2474
10396	183,5	2,28	2,38	4,54	4,49	4,74	1,21	2,13	2,11	2,36	0,2476
10403	184,5	2,31	2,53	4,56	4,51	4,76	1,08	2,24	1,98	2,23	0,2478
10411	185,5	2,32	2,32	4,52	4,57	4,82	1,35	2,22	2,25	2,50	0,2480
10419	186,5	2,25	2,14	4,54	4,58	4,82	1,54	2,22	2,44	2,69	0,2483

Kalenderår BP(1950)	10427	10435	10443	10451	10458	10466	10474	10482	10490	10498	10506	10513	10521	10529	10537	10545	10553	10560	10568	10576	10584	10592	10600	10608	10615	10623	10631
Kjernerdyb (cm)	187,5	188,5	189,5	190,5	191,5	192,5	193,5	194,5	195,5	196,5	197,5	198,5	199,5	200,5	201,5	202,5	203,5	204,5	205,5	206,5	207,5	208,5	209,5	210,5	211,5	212,5	213,5
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i> , 5 pkt	2,19	2,13	2,06	2,02	2,05	2,10	2,15	2,22	2,29	2,29	2,29	2,29	2,26	2,21	2,20	2,17	2,11	2,07	2,05	2,04	2,05	2,11	2,15	2,16	2,13	2,09	1,95
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i>	2,15	2,47	2,24	1,23	1,96	2,16	2,39	2,33	2,29	2,09	2,33	2,66	2,35	1,66	2,35	2,32	2,24	1,99	1,96	1,98	1,71	2,20	2,35	2,42	2,07	2,25	1,79
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigeret for isvolum, 5 pkt	4,54	4,54	4,48	4,48	4,47	4,49	4,49	4,52	4,54	4,54	4,51	4,51	4,53	4,53	4,53	4,51	4,50	4,42	4,41	4,40	4,38	4,37	4,43	4,39	4,38	4,38	4,38
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigeret for isvolum	4,47	4,59	4,51	4,55	4,28	4,48	4,53	4,59	4,58	4,42	4,56	4,54	4,44	4,61	4,51	4,58	4,51	4,46	4,51	4,45	4,18	4,46	4,40	4,41	4,38	4,50	4,27
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i>	4,71	4,84	4,75	4,80	4,53	4,73	4,78	4,84	4,83	4,67	4,81	4,79	4,69	4,86	4,76	4,83	4,76	4,71	4,76	4,70	4,43	4,72	4,65	4,66	4,63	4,76	4,53
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin) korrigeret for isvolum og vitaleffekt	1,41	1,23	1,37	2,42	1,42	1,41	1,25	1,36	1,40	1,42	1,33	0,98	1,19	2,04	1,25	1,36	1,37	1,57	1,64	1,57	1,56	1,36	1,15	1,09	1,41	1,36	1,52
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin) korrigeret for isvolum, 5 pkt	2,28	2,49	2,47	2,47	2,47	2,47	2,27	2,27	2,25	2,20	2,16	2,29	2,26	2,26	2,34	2,42	2,34	2,40	2,44	2,44	2,36	2,25	2,22	2,17	1,72	1,79	2,42
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin) korrigeret for isvolum	2,31	2,13	2,27	3,32	2,32	2,31	2,15	2,26	2,30	2,32	2,23	1,88	2,09	2,94	2,15	2,26	2,27	2,47	2,54	2,47	2,46	2,26	2,05	1,99	2,31	2,26	2,49
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin)	2,56	2,38	2,52	3,57	2,57	2,56	2,40	2,51	2,55	2,57	2,48	2,13	2,34	3,19	2,40	2,51	2,52	2,72	2,79	2,72	2,72	2,52	2,30	2,24	2,57	2,51	2,74
$\delta^{18}\text{O}$ Isvolum korreksjonsfaktor	0,2485	0,2487	0,2489	0,2492	0,2494	0,2496	0,2498	0,2501	0,2503	0,2505	0,2508	0,2510	0,2512	0,2514	0,2517	0,2519	0,2521	0,2523	0,2526	0,2528	0,2530	0,2532	0,2535	0,2537	0,2539	0,2541	0,2544

Kalenderår BP(1950)	Kjernerdyb (cm)	$\delta^{18}O$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i> , 5 pkt	$\delta^{18}O$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i>	$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum	$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i>	$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum og vitaleffekt	$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum	$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i>	$\delta^{18}O$ Isvolum korreksjonsfaktor
10639	214,5	1,81	1,94	4,42	4,34	4,59	1,50	1,94	2,40	2,65	0,2546
10647	215,5	1,71	1,78		4,42	4,68	1,74	2,64	2,64	2,90	0,2548
10655	216,5	1,62	2,13		4,55	4,81	1,53	2,43	2,43	2,68	0,2551
10662	217,5										0,2553
10670	218,5	1,60	1,69		4,43	4,69	1,84	2,74	2,74	2,99	0,2555
10678	219,5	1,68	2,18		4,44	4,70	1,36	2,26	2,26	2,52	0,2557
10686	220,5	1,74	1,62	4,45	4,58	4,84	2,06	2,96	2,96	3,21	0,2560
10694	221,5	1,83	2,12	4,42	4,42	4,68	1,41	2,53	2,31	2,56	0,2562
10702	222,5	1,90	1,89	4,41	4,37	4,63	1,58	2,53	2,48	2,73	0,2564
10710	223,5	1,90	1,64	4,36	4,27	4,53	1,73	2,42	2,63	2,89	0,2566
10717	224,5	1,93	2,11	4,33	4,38	4,64	1,37	2,43	2,27	2,53	0,2568
10725	225,5	1,96	1,95	4,35	4,36	4,62	1,51	2,46	2,41	2,67	0,2571
10733	226,5	1,98	1,93	4,42	4,26	4,52	1,43	2,39	2,33	2,59	0,2573
10741	227,5	2,02	1,83	4,47	4,49	4,74	1,76	2,42	2,66	2,92	0,2575
10749	228,5	2,08	2,36	4,49	4,63	4,89	1,37	2,45	2,27	2,53	0,2578
10757	229,5	2,09	2,16	4,57	4,60	4,86	1,54	2,49	2,44	2,70	0,2580
10764	230,5	2,10	1,93	4,56	4,48	4,74	1,65	2,39	2,55	2,81	0,2582
10772	231,5	2,13	2,13	4,54	4,64	4,90	1,62	2,44	2,52	2,77	0,2584
10780	232,5	2,14	2,29	4,52	4,46	4,72	1,27	2,41	2,17	2,43	0,2587
10788	233,5	2,13	1,95	4,52	4,49	4,75	1,65	2,34	2,55	2,81	0,2589
10796	234,5	2,15	2,26	4,47	4,51	4,77	1,35	2,30	2,25	2,50	0,2591
10804	235,5	2,15	2,25	4,49	4,47	4,73	1,32	2,37	2,22	2,48	0,2594
10812	236,5	2,12	2,12	4,50	4,43	4,69	1,42	2,33	2,32	2,58	0,2596
10819	237,5	2,10	2,03	4,49	4,53	4,79	1,60	2,39	2,50	2,76	0,2598
10827	238,5	2,08	2,23	4,52	4,57	4,83	1,44	2,46	2,34	2,60	0,2600
10835	239,5	2,05	1,84	4,50	4,43	4,69	1,68	2,47	2,58	2,84	0,2603
10843	240,5	2,03	2,07	4,53	4,65	4,91	1,67	2,50	2,57	2,83	0,2605

Kalenderår BP(1950)	10851	10859	10867	10874	10882	10890	10900	10910	10920	10930	10940	10950	10960	10970	10980	10990	11000	11010	11020	11030	11040	11050	11060	11070	11080	11090	11100
Kjernerdyb (cm)	241,5	242,5	243,5	244,5	245,5	246,5	247,5	248,5	249,5	250,5	251,5	252,5	253,5	254,5	255,5	256,5	257,5	258,5	259,5	260,5	261,5	262,5	263,5	264,5	265,5	266,5	267,5
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i> , 5 pkt	2,01	1,99	1,97	1,96	1,96	1,96	1,97	1,99	1,99	1,98	1,99	1,99	1,99	2,01	2,05	2,08	2,10	2,12	2,12	2,11	2,08	2,05	2,04	2,03	2,02	2,04	2,05
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i>	2,01	2,02	2,07	1,80	1,89	2,01	1,92	2,09	2,02	1,91	2,07	2,05	1,73	2,00	2,13	2,17	2,10	2,01	2,29	2,12	2,14	1,90	2,01	2,26	1,69	2,01	2,16
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	4,51	4,48	4,43	4,48	4,43	4,43	4,45	4,41	4,38	4,36	4,34	4,33	4,40	4,37	4,40	4,39	4,42	4,39	4,37	4,29	4,27	4,27	4,23	4,26	4,32	4,33	4,34
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum	4,36	4,67	4,46	4,25	4,40	4,61	4,45	4,46	4,32	4,20	4,47	4,37	4,36	4,24	4,55	4,36	4,50	4,33	4,38	4,40	4,24	4,11	4,22	4,37	4,19	4,42	4,39
$\delta^{18}\text{O}$ <i>C. neoteretis</i>	4,62	4,94	4,72	4,51	4,66	4,87	4,71	4,73	4,58	4,47	4,73	4,64	4,63	4,51	4,82	4,63	4,77	4,60	4,66	4,68	4,52	4,39	4,50	4,65	4,48	4,70	4,67
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin) korrigert for isvolum og vitaleffekt	1,45	1,76	1,49	1,54	1,60	1,70	1,63	1,47	1,40	1,40	1,50	1,42	1,73	1,34	1,52	1,29	1,50	1,41	1,19	1,38	1,20	1,31	1,31	1,21	1,60	1,50	1,33
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin) korrigert for isvolum, 5 pkt	2,51	2,48	2,47	2,52	2,49	2,49	2,46	2,42	2,38	2,34	2,39	2,37	2,40	2,36	2,37	2,31	2,28	2,25	2,24	2,20	2,18	2,18	2,23	2,29	2,29	2,30	2,30
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin) korrigert for isvolum	2,35	2,65	2,39	2,44	2,50	2,60	2,53	2,37	2,30	2,29	2,39	2,32	2,63	2,24	2,42	2,19	2,39	2,31	2,09	2,28	2,10	2,21	2,21	2,11	2,50	2,40	2,23
$\delta^{18}\text{O}$ <i>N. pachyderma</i> (sin)	2,61	2,92	2,65	2,71	2,77	2,86	2,79	2,64	2,57	2,56	2,66	2,59	2,90	2,51	2,69	2,46	2,67	2,59	2,36	2,56	2,38	2,49	2,49	2,39	2,79	2,69	2,51
$\delta^{18}\text{O}$ Isvolum korreksjonsfaktor	0,2607	0,2609	0,2612	0,2614	0,2616	0,2618	0,2630	0,2641	0,2653	0,2665	0,2676	0,2688	0,2699	0,2711	0,2722	0,2734	0,2745	0,2757	0,2768	0,2780	0,2791	0,2803	0,2815	0,2826	0,2838	0,2849	0,2861

Kalenderår BP(1950)	11110	11120	11130	11140	11150	11160	11170	11180	11190	11200	11210	11220	11230	11240	11250	11260	11270	11280	11290	11300	11310	11320	11330	11340	11350
Kjernerdyb (cm)	268,5	269,5	270,5	271,5	272,5	273,5	274,5	275,5	276,5	277,5	278,5	279,5	280,5	281,5	282,5	283,5	284,5	285,5	286,5	287,5	288,5	289,5	290,5	291,5	292,5
$\delta^{18}O$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i> , 5 pkt	2,04	2,03	2,02	1,99	2,00	2,03	2,04	2,03	2,01	1,97	1,91	1,86	1,87	1,87	1,87	1,90	1,94	1,95	1,97	2,00	2,04	1,98	1,85		
$\delta^{18}O$ <i>C. neot. - N. pacy. (sin)</i>	2,06	2,26	2,04	1,67	1,82	2,16	2,12	2,18	2,02	2,16	1,73	1,51	2,08	1,92	1,79	1,79	2,16	1,86	1,93	2,02	2,07	1,95	2,12	2,23	2,28
$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	4,35	4,32	4,28	4,31	4,30	4,34	4,36	4,45	4,38	4,38	4,37	4,39	4,32	4,37	4,39	4,39	4,38	4,40	4,39	4,35	4,35	4,36	4,38		
$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i> korrigert for isvolum	4,30	4,39	4,24	4,27	4,22	4,44	4,33	4,43	4,38	4,66	4,12	4,30	4,41	4,46	4,33	4,33	4,44	4,42	4,38	4,41	4,32	4,23	4,39	4,43	4,55
$\delta^{18}O$ <i>C. neoteretis</i>	4,58	4,68	4,53	4,56	4,51	4,73	4,62	4,72	4,67	4,95	4,42	4,60	4,71	4,76	4,63	4,64	4,74	4,72	4,69	4,72	4,63	4,54	4,70	4,74	4,86
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum og vitaleffekt	1,34	1,23	1,30	1,70	1,50	1,38	1,31	1,35	1,46	1,60	1,50	1,90	1,43	1,64	1,64	1,65	1,38	1,65	1,55	1,49	1,36	1,38	1,37	1,30	1,37
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum, 5 pkt	2,24	2,28	2,31	2,32	2,34	2,35	2,30	2,32	2,34	2,46	2,47	2,51	2,52	2,55	2,45	2,49	2,47	2,44	2,39	2,39	2,33	2,28	2,25		
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i> korrigert for isvolum	2,24	2,13	2,20	2,59	2,39	2,28	2,21	2,25	2,36	2,49	2,39	2,79	2,33	2,54	2,54	2,55	2,28	2,55	2,45	2,39	2,26	2,28	2,27	2,20	2,27
$\delta^{18}O$ <i>N. pachyderma (sin)</i>	2,53	2,42	2,49	2,89	2,69	2,57	2,51	2,55	2,65	2,79	2,69	3,09	2,63	2,84	2,84	2,85	2,58	2,86	2,76	2,70	2,57	2,59	2,58	2,51	2,59
$\delta^{18}O$ Isvolum korreksjonsfaktor	0,2872	0,2884	0,2895	0,2907	0,2918	0,2930	0,2942	0,2953	0,2965	0,2976	0,2988	0,2999	0,3011	0,3022	0,3034	0,3045	0,3057	0,3068	0,3080	0,3092	0,3103	0,3115	0,3126	0,3138	0,3149

Kalenderår BP(1950)	5380	5516	5651	5787	5923	6058	6194	6330	6465	6601	6737	6872	7008	7144	7279	7415	7551	7686	7822	7958	8093	8229	8365	8500	8636
Kjernerdyb (cm)	0,5	1,5	2,5	3,5	4,5	5,5	6,5	7,5	8,5	9,5	10,5	11,5	12,5	13,5	14,5	15,5	16,5	17,5	18,5	19,5	20,5	21,5	22,5	23,5	24,5
Salinitet	34,90	34,89	34,88	34,88	34,87	34,86	34,82	34,81	34,81	34,80	34,79	34,78	34,78	34,77	34,76	34,76	34,75	34,74	34,74	34,73	34,72	34,71	34,71	34,70	35,08
$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigeret for isvolum	0,209	0,205	0,201	0,198	0,194	0,190	0,166	0,162	0,158	0,154	0,150	0,146	0,142	0,138	0,134	0,130	0,126	0,123	0,119	0,115	0,111	0,107	0,103	0,099	0,311
BVT ($^{\circ}\text{C}$) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	-0,10	0,60	1,57	1,05	0,73	1,21	0,90	0,97	1,21	1,21	-0,36	1,37	0,52	1,12	0,21	1,73	1,33	0,30	0,58	1,23	0,84	0,46	0,44	0,41	0,19
BVT ($^{\circ}\text{C}$) (Shackleton)	-0,10	0,60	1,57	1,05	0,73	1,21	0,82	0,89	1,14	1,14	-0,43	1,29	0,44	1,05	0,14	1,66	1,26	0,23	0,51	1,16	0,77	0,39	0,37	0,34	0,88
SST ($^{\circ}\text{C}$) (Shackleton)	12,95	13,92	13,83	13,73	14,24	13,07	12,92	14,10	13,24	13,55	13,13	14,00	13,60	14,44	13,94	13,75	13,93	14,54	13,79	13,81	13,10	13,31	12,84	13,34	14,09

Kalenderår BP(1950)	Kjernerdyb (cm)	Salinitet	$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigert for isvolum	BWT ($^{\circ}\text{C}$) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	BWT ($^{\circ}\text{C}$) (Shackleton)	SST ($^{\circ}\text{C}$) (Shackleton)
8772	25,5	35,01	0,273	0,12	0,69	13,99
8907	26,5	35,01	0,269	0,69	1,27	13,86
9043	27,5	35,00	0,265	0,04	0,62	13,07
9179	28,5	34,99	0,261	0,70	1,28	13,14
9314	29,5	34,98	0,257	0,64	1,21	12,03
9450	30,5	34,74	0,123	0,82	0,93	12,90
9456	31,5	34,74	0,123	-0,17	-0,06	13,97
9461	32,5	34,74	0,123	0,55	0,66	12,73
9467	33,5	34,74	0,123	0,34	0,45	13,17
9472	34,5	34,74	0,123	0,37	0,48	13,27
9479	35,5	34,74	0,122	0,56	0,67	14,17
9483	36,5	34,74	0,122	0,19	0,30	13,67
9489	37,5	34,74	0,122	0,60	0,71	14,06
9495	38,5	34,74	0,122	0,59	0,70	14,19
9500	39,5	34,74	0,122	0,56	0,67	14,49
9506	40,5	34,74	0,122	0,16	0,27	13,08
9511	41,5	34,74	0,121	0,49	0,60	13,53
9517	42,5	34,74	0,121	0,43	0,54	14,43
9522	43,5	34,74	0,121	0,37	0,48	13,65
9528	44,5	34,74	0,121	0,38	0,49	13,68
9533	45,5	34,74	0,121	0,45	0,56	13,89
9539	46,5	34,85	0,183	0,59	0,93	13,45
9545	47,5	34,85	0,183	0,86	1,20	13,79
9550	48,5	34,85	0,183	0,98	1,32	14,41
9556	49,5	34,85	0,183	0,80	1,14	13,51
9561	50,5	34,85	0,183	0,18	0,51	14,47
9567	51,5	34,85	0,183	0,92	1,26	13,42

Kalenderår BP(1950)	Kjernerdyb (cm)	Salinitet	$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigeret for isvolum	BWT (°C) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	BWT (°C) (Shackleton)	SST (°C) (Shackleton)
9572	52,5	34,85	0,182	1,14	1,48	14,24
9578	53,5	34,26	-0,146	1,43	0,59	13,38
9583	54,5	34,26	-0,146	0,76	-0,07	14,46
9589	55,5	34,79	0,147	0,65	0,86	14,63
9595	56,5	34,79	0,147	0,99	1,20	14,43
9600	57,5	34,79	0,146	0,02	0,23	13,24
9606	58,5	34,79	0,146	0,48	0,69	13,99
9611	59,5	34,79	0,146	0,57	0,78	11,75
9617	60,5	34,78	0,146	0,22	0,43	13,16
9622	61,5	34,78	0,146	0,68	0,89	13,99
9628	62,5	34,78	0,146	0,96	1,17	13,43
9633	63,5	34,78	0,145	0,61	0,82	14,63
9639	64,5	34,78	0,145	0,85	1,06	13,50
9645	65,5	34,78	0,145	0,62	0,83	11,93
9650	66,5	34,78	0,145	0,42	0,63	13,89
9656	67,5	34,78	0,145	0,26	0,47	12,70
9661	68,5	34,78	0,145	0,63	0,84	13,42
9667	69,5	34,78	0,145	0,68	0,89	13,04
9672	70,5	34,78	0,144	-0,11	0,10	12,83
9678	71,5	34,78	0,144	0,29	0,50	14,15
9683	72,5	34,78	0,144	-0,38	-0,17	13,45
9689	73,5	34,78	0,144	0,29	0,49	13,34
9695	74,5	34,78	0,144	0,28	0,49	14,08
9700	75,5	34,78	0,144	0,41	0,61	14,57
9708	76,5	34,82	0,164	0,76	1,04	12,31
9717	77,5	34,82	0,163	0,43	0,71	13,06
9725	78,5	34,82	0,163	0,29	0,57	

Kalenderår BP(1950)	Kjernerdyb (cm)	Salinitet	$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigeret for isvolum	BWT (°C) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	BWT (°C) (Shackleton)	SST (°C) (Shackleton)
9733	79,5	34,82	0,163	0,33	0,61	14,08
9742	80,5	34,81	0,163	0,23	0,52	12,05
9750	81,5	34,81	0,162	0,27	0,55	13,24
9758	82,5	34,81	0,162	0,80	1,08	13,28
9767	83,5	35,00	0,264	0,43	1,08	12,53
9775	84,5	35,00	0,264	0,38	1,02	13,83
9783	85,5	35,00	0,264	-0,17	0,47	12,45
9792	86,5	35,00	0,263	0,74	1,39	12,85
9800	87,5	35,00	0,263	0,56	1,21	13,27
9808	88,5	34,99	0,263	-0,10	0,54	13,69
9817	89,5	34,99	0,263	0,31	0,95	13,32
9825	90,5	34,99	0,263	0,51	1,16	14,23
9833	91,5	34,99	0,262	0,67	1,32	13,13
9842	92,5	34,99	0,262	0,33	0,98	14,66
9850	93,5	34,99	0,262	0,45	1,10	12,47
9858	94,5	34,99	0,262	0,24	0,89	12,76
9867	95,5	34,99	0,261	0,61	1,26	12,89
9875	96,5	34,99	0,261	0,11	0,75	14,17
9883	97,5	34,99	0,261	0,73	1,38	11,09
9892	98,5	34,99	0,261	0,70	1,35	
9900	99,5	34,99	0,260	0,39	1,04	13,54
9908	100,5	34,99	0,260	0,17	0,81	13,87
9917	101,5	34,99	0,260	0,28	0,93	13,96
9925	102,5	34,99	0,260	0,15	0,80	12,17
9933	103,5	35,39	0,483	-0,31	1,13	9,96
9942	104,5	35,39	0,483	0,69	2,15	13,26
9950	105,5	35,39	0,482	0,64	2,10	9,95

Kalenderår BP(1950)	Kjerneredy (cm)	Salinitet	$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigeret for isvolum	BWT (°C) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	BWT (°C) (Shackleton)	SST (°C) (Shackleton)
9953	106,5	35,39	0,482	0,36	1,81	11,93
9956	107,5	35,39	0,482	0,14	1,59	13,94
9959	108,5	35,39	0,482	0,61	2,06	12,68
9962	109,5	35,39	0,482	0,38	1,83	13,27
9965	110,5	35,39	0,482	0,71	2,17	11,75
9968	111,5	35,04	0,289	0,31	1,06	13,28
9971	112,5	35,04	0,288	0,61	1,36	13,85
9975	113,5	35,04	0,288	0,53	1,29	12,89
9978	114,5	35,04	0,288	0,48	1,23	14,88
9981	115,5	35,04	0,288	0,24	0,99	14,12
9984	116,5	34,94	0,234	0,46	1,02	13,13
9987	117,5	34,94	0,234	0,70	1,26	13,56
9990	118,5	34,94	0,233	0,33	0,89	11,53
9993	119,5	35,16	0,357	0,15	1,15	13,29
9996	120,5	35,16	0,356	0,44	1,44	11,39
9999	121,5	35,16	0,356	0,40	1,40	12,13
10002	122,5	35,16	0,356	0,21	1,21	10,84
10005	123,5	34,95	0,236	0,49	1,06	12,65
10008	124,5	34,95	0,236	0,38	0,95	13,12
10011	125,5	34,95	0,236	0,63	1,20	12,13
10014	126,5	34,95	0,236	0,58	1,15	12,33
10017	127,5	34,95	0,236	0,03	0,59	14,57
10020	128,5	34,95	0,236	0,57	1,14	13,06
10023	129,5	34,95	0,236	0,05	0,62	12,04
10026	130,5	34,95	0,235	0,33	0,90	12,86
10030	131,5	34,94	0,235	0,45	1,02	11,73
10033	132,5	34,94	0,235	0,11	0,67	

Kalenderår BP(1950)	Kjerneredyp (cm)	Salinitet	$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigeret for isvolum	BWT (°C) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	BWT (°C) (Shackleton)	SST (°C) (Shackleton)
10036	133,5	34,94	0,235	0,20	0,77	11,70
10039	134,5	34,94	0,235	0,27	0,84	12,94
10042	135,5	34,94	0,235	0,55	1,12	11,11
10045	136,5	34,94	0,235	0,51	1,08	13,96
10048	137,5	34,94	0,235	0,64	1,21	13,02
10051	138,5	34,94	0,235	0,06	0,63	11,83
10054	139,5	34,94	0,235	-0,17	0,40	12,28
10057	140,5	34,94	0,235	0,55	1,12	10,72
10060	141,5	34,94	0,234			
10068	142,5	34,94	0,234	-0,10	0,47	12,79
10076	143,5	34,94	0,234			
10084	144,5	34,94	0,234	0,66	1,23	12,81
10092	145,5	34,94	0,234	0,63	1,20	13,57
10100	146,5	34,94	0,233	1,22	1,80	11,75
10109	147,5	35,23	0,393	0,05	1,18	12,24
10117	148,5	35,23	0,392	1,03	2,19	11,20
10125	149,5	35,23	0,392	0,61	1,75	12,39
10133	150,5	35,23	0,392	0,24	1,39	12,79
10141	151,5	35,23	0,392	0,19	1,33	12,38
10149	152,5	35,22	0,392	0,44	1,58	12,33
10157	153,5	34,83	0,173	0,55	0,91	13,15
10165	154,5	34,83	0,173	0,26	0,62	13,10
10173	155,5	34,82	0,167	0,58	0,92	12,82
10181	156,5	34,82	0,166	-0,24	0,09	11,92
10189	157,5	35,22	0,391	0,03	1,17	13,18
10197	158,5	35,22	0,391	0,04	1,18	12,64
10205	159,5	35,22	0,391	0,43	1,58	12,95

Kalenderår BP(1950)	Kjerneredy (cm)	Salinitet	$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigeret for isvolum	BWT ($^{\circ}\text{C}$) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	BWT ($^{\circ}\text{C}$) (Shackleton)	SST ($^{\circ}\text{C}$) (Shackleton)
10214	160,5	35,29	0,428	0,16	1,44	12,82
10222	161,5	35,29	0,428	0,60	1,88	12,79
10230	162,5	35,29	0,428	0,15	1,43	12,79
10238	163,5	35,29	0,428	1,13	2,43	12,52
10246	164,5	35,29	0,428	0,22	1,51	12,55
10254	165,5	35,29	0,427	0,33	1,61	12,26
10262	166,5	35,29	0,427	0,38	1,67	12,97
10270	167,5	35,29	0,427	0,37	1,66	12,84
10278	168,5	35,29	0,427	0,33	1,61	12,12
10286	169,5	35,29	0,426			
10294	170,5	35,29	0,426	-0,75	0,52	11,60
10301	171,5	35,29	0,426	0,75	2,04	10,51
10309	172,5	35,29	0,426	0,05	1,33	12,15
10317	173,5	35,29	0,426	0,19	1,47	12,75
10325	174,5	35,29	0,425	0,41	1,69	11,91
10333	175,5	35,29	0,425	-0,11	1,16	12,26
10341	176,5	35,23	0,395	0,21	1,38	13,48
10349	177,5	35,23	0,395	0,82	2,00	12,80
10356	178,5	35,23	0,394	0,14	1,31	11,19
10364	179,5	35,23	0,394	0,14	1,31	11,82
10372	180,5	35,23	0,394	-0,16	1,00	8,10
10380	181,5	35,23	0,394	0,26	1,44	13,99
10388	182,5	35,23	0,394	-0,14	1,03	11,71
10396	183,5	35,23	0,393	0,34	1,52	12,99
10403	184,5	35,23	0,393	0,26	1,44	13,55
10411	185,5	35,23	0,393	0,05	1,22	12,40
10419	186,5	35,23	0,393	0,04	1,21	11,62

Kalenderår BP(1950)	Kjernerdyb (cm)	Salinitet	$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigeret for isvolum	BWT (°C) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	BWT (°C) (Shackleton)	SST (°C) (Shackleton)
10427	187,5	35,23	0,392	0,43	1,61	12,16
10435	188,5	35,23	0,392	-0,02	1,15	12,93
10443	189,5	35,23	0,392	0,29	1,47	12,33
10451	190,5	35,23	0,392	0,13	1,30	8,05
10458	191,5	34,78	0,144	1,09	1,38	12,12
10466	192,5	35,12	0,330	0,40	1,35	12,16
10474	193,5	35,12	0,330	0,19	1,14	12,84
10482	194,5	35,11	0,330	-0,01	0,94	2,36
10490	195,5	35,11	0,330	0,02	0,97	12,22
10498	196,5	35,11	0,330	0,61	1,57	12,11
10506	197,5	35,15	0,352	0,09	1,12	12,48
10513	198,5	35,15	0,352	0,19	1,22	13,97
10521	199,5	35,15	0,351	0,54	1,58	13,10
10529	200,5	35,15	0,351	-0,07	0,96	9,57
10537	201,5	35,15	0,351	0,29	1,32	12,82
10545	202,5	35,15	0,351	0,02	1,05	12,38
10553	203,5	35,15	0,351	0,28	1,32	12,34
10560	204,5	35,15	0,350	0,47	1,51	11,52
10568	205,5	35,15	0,350	0,29	1,33	11,20
10576	206,5	35,15	0,350	0,49	1,53	11,50
10584	207,5	35,15	0,350	1,47	2,52	11,53
10592	208,5	35,15	0,349	0,44	1,48	12,36
10600	209,5	35,15	0,349	0,67	1,72	13,25
10608	210,5	35,15	0,349	0,63	1,67	13,50
10615	211,5	35,15	0,349	0,75	1,79	12,15
10623	212,5	35,15	0,349	0,30	1,34	12,39
10631	213,5	35,15	0,348	1,12	2,17	

Kalenderår BP(1950)	Kjerneredyp (cm)	Salinitet	$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigeret for isvolum	BWT (°C) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	BWT (°C) (Shackleton)	SST (°C) (Shackleton)
10639	214,5	35,15	0,348	0,88	1,93	11,79
10647	215,5	35,15	0,348	0,59	1,63	10,79
10655	216,5	35,15	0,348	0,13	1,16	11,68
10662	217,5	35,15	0,347			
10670	218,5	35,15	0,347	0,56	1,60	10,40
10678	219,5	35,15	0,347	0,52	1,56	12,37
10686	220,5	35,14	0,347	0,03	1,06	9,51
10694	221,5	35,14	0,346	0,58	1,63	12,18
10702	222,5	35,14	0,346	0,77	1,81	11,46
10710	223,5	35,14	0,346	1,12	2,17	10,84
10717	224,5	35,14	0,346	0,74	1,78	12,31
10725	225,5	35,14	0,346	0,82	1,86	11,74
10733	226,5	35,14	0,345	1,16	2,21	12,07
10741	227,5	35,14	0,345	0,36	1,40	10,72
10749	228,5	35,14	0,345	-0,16	0,87	12,32
10757	229,5	35,14	0,345	-0,04	0,99	11,63
10764	230,5	35,14	0,344	0,39	1,43	11,17
10772	231,5	35,14	0,344	-0,20	0,83	11,31
10780	232,5	35,14	0,344	0,44	1,48	12,73
10788	233,5	35,14	0,344	0,33	1,37	11,18
10796	234,5	35,14	0,344	0,28	1,32	12,43
10804	235,5	35,14	0,343	0,41	1,45	12,52
10812	236,5	35,14	0,343	0,55	1,59	12,13
10819	237,5	35,14	0,343	0,21	1,24	11,37
10827	238,5	35,14	0,343	0,08	1,11	12,05
10835	239,5	35,14	0,342	0,57	1,62	11,04
10843	240,5	35,14	0,342	-0,20	0,83	11,08

Kalenderår BP(1950)	Kjernerdyb (cm)	Salinitet	$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigeret for isvolum	BWT (°C) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	BWT (°C) (Shackleton)	SST (°C) (Shackleton)
10851	241,5	35,14	0,342	0,82	1,87	12,00
10859	242,5	35,14	0,342	-0,31	0,72	10,74
10867	243,5	35,14	0,341	0,46	1,50	11,83
10874	244,5	35,13	0,341	1,21	2,26	11,61
10882	245,5	35,13	0,341	0,67	1,72	11,36
10890	246,5	35,13	0,341	-0,07	0,96	10,95
10900	247,5	35,13	0,340	0,49	1,53	11,24
10910	248,5	35,13	0,338	0,44	1,48	11,90
10920	249,5	35,13	0,337	0,97	2,02	12,20
10930	250,5	35,13	0,336	1,37	2,43	12,23
10940	251,5	35,12	0,335	0,43	1,47	11,81
10950	252,5	34,91	0,213	0,77	1,37	12,11
10960	253,5	34,90	0,212	0,81	1,42	10,86
10970	254,5	34,90	0,211	1,26	1,87	12,46
10980	255,5	34,90	0,210	0,15	0,75	11,72
10990	256,5	34,90	0,209	0,82	1,43	12,67
11000	257,5	34,90	0,208	0,31	0,92	11,81
11010	258,5	34,88	0,200	0,93	1,52	12,16
11020	259,5	34,88	0,199	0,74	1,32	13,09
11030	260,5	34,88	0,198	0,66	1,25	12,28
11040	261,5	34,88	0,196	1,24	1,83	13,03
11050	262,5	34,87	0,195	1,71	2,31	12,57
11060	263,5	34,87	0,194	1,31	1,90	12,59
11070	264,5	34,87	0,193	0,78	1,36	13,01
11080	265,5	34,87	0,192	1,40	2,00	11,37
11090	266,5	34,87	0,191	0,60	1,19	11,77
11100	267,5	34,86	0,190	0,70	1,29	12,51

Kalenderår BP(1950)	Kjerneredyp (cm)	Salinitet	$\delta^{18}\text{O}_v$ korrigeret for isvolum	BWT (°C) (Shackleton) konstant $\delta^{18}\text{O}_v$	BWT (°C) (Shackleton)	SST (°C) (Shackleton)
11110	268,5	34,86	0,188	1,03	1,62	12,44
11120	269,5	34,86	0,187	0,70	1,28	12,92
11130	270,5	34,86	0,186	1,24	1,83	12,64
11140	271,5	34,85	0,185	1,13	1,72	10,99
11150	272,5	34,65	0,072	1,33	1,52	11,81
11160	273,5	35,27	0,419	0,51	1,95	12,29
11170	274,5	35,27	0,417	0,92	2,37	12,56
11180	275,5	35,27	0,416	0,57	2,00	12,41
11190	276,5	35,27	0,415	0,74	2,18	11,97
11200	277,5	35,27	0,414	-0,25	1,17	11,40
11210	278,5	35,26	0,413	1,66	3,12	11,81
11220	279,5	35,26	0,412	1,01	2,46	10,17
11230	280,5	35,26	0,410	0,63	2,07	12,07
11240	281,5	35,26	0,409	0,46	1,89	11,20
11250	282,5	35,25	0,408	0,93	2,37	11,22
11260	283,5	35,25	0,407	0,91	2,35	11,18
11270	284,5	35,25	0,406	0,54	1,97	12,29
11280	285,5	35,25	0,405	0,61	2,05	11,16
11290	286,5	35,25	0,404	0,74	2,18	11,58
11300	287,5	35,24	0,402	0,62	2,06	11,84
11310	288,5	35,24	0,401	0,94	2,39	12,39
11320	289,5	35,24	0,400	1,28	2,73	12,28
11330	290,5	35,24	0,399	0,70	2,14	12,34
11340	291,5	35,24	0,398	0,57	2,00	12,63
11350	292,5	35,23	0,397	0,14	1,57	12,32

Appendiks IV Karbonisotoper

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyderma</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyderma</i> , 5 pkt	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.neoteretis</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.neoteretis</i> , 5 pkt
0,5	5380	0,01		-1,00	
1,5	5516	0,27		-1,21	
2,5	5651	0,23	0,17	-0,77	-0,93
3,5	5787	0,30	0,13	-0,73	-0,94
4,5	5923	0,05	0,06	-0,96	-0,94
5,5	6058	-0,20	-0,02	-1,02	-1,02
6,5	6194	-0,05	-0,10	-1,24	-1,09
7,5	6330	-0,17	-0,10	-1,16	-1,16
8,5	6465	-0,11	-0,11	-1,10	-1,21
9,5	6601	0,06	-0,15	-1,30	-1,17
10,5	6737	-0,26	-0,14	-1,25	-1,21
11,5	6872	-0,27	-0,16	-1,05	-1,22
12,5	7008	-0,11	-0,17	-1,34	-1,21
13,5	7144	-0,21	-0,11	-1,18	-1,20
14,5	7279	0,03	-0,06	-1,23	-1,21
15,5	7415	-0,01	-0,09	-1,22	-1,23
16,5	7551	0,00	-0,08	-1,08	-1,22
17,5	7686	-0,24	-0,11	-1,42	-1,22
18,5	7822	-0,18	-0,13	-1,15	-1,22
19,5	7958	-0,11	-0,12	-1,22	-1,24
20,5	8093	-0,10	-0,13	-1,24	-1,21
21,5	8229	0,02	-0,09	-1,15	-1,22
22,5	8365	-0,26	-0,11	-1,27	-1,25
23,5	8500	0,02	-0,11	-1,20	-1,25
24,5	8636	-0,21	-0,13	-1,37	-1,26
25,5	8772	-0,12	-0,08	-1,27	-1,26
26,5	8907	-0,08	-0,07	-1,16	-1,32
27,5	9043	-0,02	-0,02	-1,27	-1,31
28,5	9179	0,06	0,04	-1,51	-1,33
29,5	9314	0,08	0,04	-1,32	-1,38
30,5	9450	0,15	0,05	-1,37	-1,37
31,5	9456	-0,06	0,03	-1,40	-1,34
32,5	9461	0,00	0,02	-1,27	-1,31
33,5	9467	-0,01	-0,02	-1,33	-1,29
34,5	9472	0,00	0,00	-1,20	-1,29
35,5	9479	-0,03	-0,01	-1,27	-1,27
36,5	9483	0,03	-0,03	-1,38	-1,20
37,5	9489	-0,03	-0,09	-1,16	-1,24
38,5	9495	-0,12	-0,12	-0,98	-1,28
39,5	9500	-0,30	-0,17	-1,39	-1,28
40,5	9506	-0,20	-0,20	-1,50	-1,34
41,5	9511	-0,22	-0,19	-1,38	-1,40
42,5	9517	-0,14	-0,17	-1,42	-1,33
43,5	9522	-0,09	-0,15	-1,33	-1,28
44,5	9528	-0,19	-0,14	-1,04	-1,25
45,5	9533	-0,12	-0,16	-1,24	-1,22
46,5	9539	-0,17	-0,17	-1,24	-1,20
47,5	9545	-0,21	-0,18	-1,25	-1,25
48,5	9550	-0,14	-0,20	-1,25	-1,33
49,5	9556	-0,24	-0,22	-1,25	-1,34
50,5	9561	-0,23	-0,25	-1,67	-1,31
51,5	9567	-0,28	-0,28	-1,27	-1,34

Appendiks IV Karbonisotoper

Kjernerdyb (cm)	Kalenderår BP(1950)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyderma</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyderma</i> , 5 pkt	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.neoteretis</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.neoteretis</i> , 5 pkt
52,5	9572	-0,35	-0,30	-1,13	-1,36
53,5	9578	-0,28	-0,33	-1,39	-1,32
54,5	9583	-0,38	-0,33	-1,35	-1,33
55,5	9589	-0,36	-0,26	-1,45	-1,39
56,5	9595	-0,28	-0,20	-1,33	-1,38
57,5	9600	-0,02	-0,11	-1,40	-1,39
58,5	9606	0,03	-0,10	-1,39	-1,42
59,5	9611	0,06	-0,08	-1,36	-1,41
60,5	9617	-0,28	-0,10	-1,61	-1,43
61,5	9622	-0,17	-0,16	-1,27	-1,47
62,5	9628	-0,14	-0,22	-1,52	-1,53
63,5	9633	-0,26	-0,17	-1,59	-1,55
64,5	9639	-0,24	-0,18	-1,66	-1,60
65,5	9645	-0,05	-0,15	-1,69	-1,61
66,5	9650	-0,21	-0,09	-1,54	-1,58
67,5	9656	0,04	-0,08	-1,55	-1,54
68,5	9661			-1,45	-1,54
69,5	9667	-0,18	-0,10	-1,49	-1,52
70,5	9672	-0,16	-0,16	-1,65	-1,48
71,5	9678	-0,20	-0,22	-1,46	-1,46
72,5	9683	-0,27	-0,25	-1,36	-1,47
73,5	9689	-0,31	-0,29	-1,33	-1,48
74,5	9695	-0,29	-0,32	-1,55	-1,51
75,5	9700	-0,36	-0,34	-1,67	-1,53
76,5	9708	-0,37	-0,34	-1,64	-1,58
77,5	9717	-0,36	-0,36	-1,48	-1,57
78,5	9725	-0,31	-0,35	-1,58	-1,53
79,5	9733	-0,38	-0,33	-1,48	-1,48
80,5	9742	-0,35	-0,29	-1,49	-1,49
81,5	9750	-0,25	-0,29	-1,38	-1,48
82,5	9758	-0,17	-0,28	-1,54	-1,54
83,5	9767	-0,31	-0,24	-1,51	-1,50
84,5	9775	-0,30	-0,22	-1,77	-1,51
85,5	9783	-0,18	-0,24	-1,30	-1,48
86,5	9792	-0,14	-0,23	-1,42	-1,45
87,5	9800	-0,25	-0,22	-1,38	-1,39
88,5	9808	-0,29	-0,24	-1,37	-1,43
89,5	9817	-0,26	-0,29	-1,48	-1,46
90,5	9825	-0,28	-0,34	-1,53	-1,47
91,5	9833	-0,38	-0,31	-1,54	-1,48
92,5	9842	-0,52	-0,32	-1,44	-1,48
93,5	9850	-0,11	-0,32	-1,41	-1,49
94,5	9858	-0,32	-0,31	-1,45	-1,50
95,5	9867	-0,29	-0,24	-1,62	-1,55
96,5	9875	-0,32	-0,22	-1,59	-1,52
97,5	9883	-0,16	-0,20	-1,67	-1,53
98,5	9892			-1,30	-1,47
99,5	9900	-0,24	-0,25	-1,46	-1,47
100,5	9908	-0,40	-0,23	-1,36	-1,41
101,5	9917	-0,43	-0,31	-1,57	-1,49
102,5	9925	-0,08	-0,33	-1,38	-1,46
103,5	9933	-0,38	-0,27	-1,67	-1,43
104,5	9942	-0,38	-0,24	-1,35	-1,42

Appendiks IV Karbonisotoper

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyderma</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyderma,</i> 5 pkt	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.neoteretis</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.neoteretis,</i> 5 pkt
105,5	9950	-0,09	-0,35	-1,20	-1,43
106,5	9953	-0,30	-0,28	-1,49	-1,35
107,5	9956	-0,59	-0,24	-1,43	-1,36
108,5	9959	-0,03	-0,27	-1,30	-1,37
109,5	9962	-0,16	-0,21	-1,36	-1,34
110,5	9965	-0,26	-0,16	-1,29	-1,30
111,5	9968			-1,34	-1,27
112,5	9971	-0,35	-0,28	-1,19	-1,24
113,5	9975	-0,42	-0,33	-1,17	-1,24
114,5	9978	-0,38	-0,34	-1,21	-1,23
115,5	9981	-0,51	-0,31	-1,28	-1,20
116,5	9984	-0,05	-0,29	-1,28	-1,18
117,5	9987	-0,20	-0,24	-1,08	-1,21
118,5	9990	-0,31	-0,20	-1,03	-1,25
119,5	9993	-0,12	-0,21	-1,38	-1,26
120,5	9996	-0,32	-0,20	-1,46	-1,30
121,5	9999	-0,10	-0,16	-1,34	-1,39
122,5	10002	-0,14	-0,20	-1,31	-1,38
123,5	10005	-0,14	-0,22	-1,48	-1,36
124,5	10008	-0,33	-0,27	-1,32	-1,35
125,5	10011	-0,41	-0,32	-1,38	-1,36
126,5	10014	-0,32	-0,46	-1,26	-1,35
127,5	10017	-0,42	-0,46	-1,34	-1,35
128,5	10020	-0,84	-0,42	-1,45	-1,33
129,5	10023	-0,33	-0,43	-1,32	-1,35
130,5	10026	-0,18	-0,39	-1,29	-1,35
131,5	10030	-0,36	-0,23	-1,33	-1,33
132,5	10033	-0,22	-0,22	-1,37	-1,31
133,5	10036	-0,07	-0,20	-1,32	-1,27
134,5	10039	-0,25	-0,16	-1,24	-1,28
135,5	10042	-0,08	-0,16	-1,10	-1,25
136,5	10045	-0,16	-0,15	-1,35	-1,27
137,5	10048	-0,23	-0,18	-1,22	-1,24
138,5	10051	-0,04	-0,16	-1,44	-1,28
139,5	10054	-0,36	-0,13	-1,07	-1,01
140,5	10057	-0,01	-0,13	-1,30	-1,08
141,5	10060				
142,5	10068	-0,24	-0,10	-1,57	-0,84
143,5	10076				
144,5	10084	-0,25	-0,21	-1,34	-1,11
145,5	10092	-0,47	-0,21	-1,37	-1,05
146,5	10100	-0,10	-0,26	-1,27	-1,32
147,5	10109	-0,24	-0,24	-1,26	-1,31
148,5	10117	-0,26	-0,19	-1,36	-1,33
149,5	10125	-0,13	-0,20	-1,28	-1,36
150,5	10133	-0,21	-0,22	-1,47	-1,41
151,5	10141	-0,16	-0,23	-1,41	-1,43
152,5	10149	-0,34	-0,26	-1,54	-1,43
153,5	10157	-0,28	-0,29	-1,45	-1,43
154,5	10165	-0,29	-0,30	-1,30	-1,41
155,5	10173	-0,36	-0,29	-1,46	-1,39
156,5	10181	-0,23	-0,28	-1,29	-1,37
157,5	10189	-0,29	-0,25	-1,46	-1,38

Appendiks IV Karbonisotoper

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyderma</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyderma</i> , 5 pkt	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.neoteretis</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.neoteretis</i> , 5 pkt
158,5	10197	-0,24	-0,23	-1,32	-1,39
159,5	10205	-0,14	-0,26	-1,39	-1,38
160,5	10214	-0,26	-0,23	-1,50	-1,36
161,5	10222	-0,38	-0,25	-1,24	-1,40
162,5	10230	-0,13	-0,28	-1,36	-1,41
163,5	10238	-0,34	-0,26	-1,52	-1,42
164,5	10246	-0,26	-0,24	-1,42	-1,52
165,5	10254	-0,20	-0,29	-1,58	-1,55
166,5	10262	-0,29	-0,28	-1,73	-1,51
167,5	10270	-0,34	-0,23	-1,49	-1,22
168,5	10278	-0,33	-0,24	-1,33	-1,23
169,5	10286				
170,5	10294	-0,25	-0,23	-1,62	-1,13
171,5	10301	-0,35	-0,23	-1,15	-1,16
172,5	10309	-0,24	-0,26	-1,54	-1,44
173,5	10317	-0,30	-0,25	-1,51	-1,41
174,5	10325	-0,14	-0,26	-1,40	-1,46
175,5	10333	-0,24	-0,26	-1,45	-1,45
176,5	10341	-0,40	-0,23	-1,40	-1,42
177,5	10349	-0,22	-0,23	-1,48	-1,45
178,5	10356	-0,13	-0,25	-1,39	-1,45
179,5	10364	-0,18	-0,28	-1,54	-1,47
180,5	10372	-0,34	-0,26	-1,45	-1,46
181,5	10380	-0,53	-0,30	-1,50	-1,47
182,5	10388	-0,11	-0,34	-1,41	-1,44
183,5	10396	-0,36	-0,33	-1,42	-1,43
184,5	10403	-0,37	-0,29	-1,39	-1,45
185,5	10411	-0,30	-0,31	-1,42	-1,48
186,5	10419	-0,30	-0,36	-1,62	-1,52
187,5	10427	-0,21	-0,35	-1,53	-1,57
188,5	10435	-0,64	-0,38	-1,64	-1,62
189,5	10443	-0,31	-0,37	-1,64	-1,63
190,5	10451	-0,43	-0,36	-1,68	-1,64
191,5	10458	-0,27	-0,32	-1,65	-1,61
192,5	10466	-0,17	-0,33	-1,57	-1,55
193,5	10474	-0,39	-0,30	-1,49	-1,52
194,5	10482	-0,37	-0,31	-1,36	-1,46
195,5	10490	-0,31	-0,32	-1,54	-1,52
196,5	10498	-0,29	-0,32	-1,33	-1,52
197,5	10506	-0,24	-0,32	-1,87	-1,57
198,5	10513	-0,37	-0,26	-1,51	-1,57
199,5	10521	-0,38	-0,25	-1,58	-1,58
200,5	10529	-0,01	-0,25	-1,56	-1,47
201,5	10537	-0,27	-0,26	-1,38	-1,44
202,5	10545	-0,21	-0,21	-1,33	-1,39
203,5	10553	-0,44	-0,26	-1,37	-1,33
204,5	10560	-0,14	-0,24	-1,30	-1,33
205,5	10568	-0,22	-0,23	-1,30	-1,35
206,5	10576	-0,19	-0,22	-1,35	-1,37
207,5	10584	-0,18	-0,29	-1,43	-1,39
208,5	10592	-0,35	-0,32	-1,45	-1,44
209,5	10600	-0,49	-0,33	-1,42	-1,47
210,5	10608	-0,40	-0,37	-1,55	-1,47

Appendiks IV Karbonisotoper

Kjerneredy (cm)	Kalenderår BP(1950)	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyderma</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>N.pachyderma,</i> 5 pkt	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.neoteretis</i>	$\delta^{13}\text{C}$ <i>C.neoteretis,</i> 5 pkt
211,5	10615	-0,21	-0,36	-1,48	-1,46
212,5	10623	-0,41	-0,32	-1,44	-1,44
213,5	10631	-0,29	-0,24	-1,42	-1,39
214,5	10639	-0,30	-0,23	-1,31	-1,37
215,5	10647	0,00	-0,15	-1,29	-1,08
216,5	10655	-0,17	-0,12	-1,36	-1,05
217,5	10662				
218,5	10670	-0,11	-0,16	-1,31	-1,13
219,5	10678	-0,26	-0,18	-1,45	-1,13
220,5	10686	-0,24	-0,23	-1,51	-1,40
221,5	10694	-0,27	-0,24	-1,40	-1,40
222,5	10702	-0,29	-0,25	-1,33	-1,39
223,5	10710	-0,17	-0,23	-1,31	-1,38
224,5	10717	-0,29	-0,21	-1,40	-1,38
225,5	10725	-0,13	-0,18	-1,46	-1,40
226,5	10733	-0,18	-0,21	-1,42	-1,36
227,5	10741	-0,11	-0,20	-1,40	-1,38
228,5	10749	-0,36	-0,25	-1,12	-1,34
229,5	10757	-0,24	-0,30	-1,52	-1,32
230,5	10764	-0,35	-0,41	-1,25	-1,33
231,5	10772	-0,44	-0,37	-1,34	-1,37
232,5	10780	-0,66	-0,39	-1,44	-1,35
233,5	10788	-0,16	-0,42	-1,30	-1,37
234,5	10796	-0,36	-0,42	-1,44	-1,38
235,5	10804	-0,47	-0,35	-1,36	-1,37
236,5	10812	-0,44	-0,39	-1,37	-1,39
237,5	10819	-0,34	-0,38	-1,36	-1,39
238,5	10827	-0,36	-0,35	-1,44	-1,45
239,5	10835	-0,29	-0,33	-1,41	-1,47
240,5	10843	-0,32	-0,34	-1,65	-1,48
241,5	10851	-0,33	-0,33	-1,49	-1,48
242,5	10859	-0,38	-0,32	-1,39	-1,49
243,5	10867	-0,31	-0,29	-1,45	-1,46
244,5	10874	-0,23	-0,26	-1,45	-1,44
245,5	10882	-0,21	-0,21	-1,50	-1,44
246,5	10890	-0,16	-0,21	-1,42	-1,42
247,5	10930	-0,14	-0,22	-1,40	-1,40
248,5	10970	-0,31	-0,26	-1,34	-1,38
249,5	11010	-0,29	-0,31	-1,34	-1,39
250,5	11050	-0,40	-0,34	-1,42	-1,41
251,5	11090	-0,39	-0,32	-1,48	-1,44
252,5	11130	-0,29	-0,35	-1,47	-1,45
253,5	11170	-0,24	-0,31	-1,48	-1,43
254,5	11210	-0,44	-0,31	-1,40	-1,46
255,5	11250	-0,22	-0,32	-1,34	-1,46
256,5	11290	-0,36	-0,35	-1,58	-1,44
257,5	11330	-0,37	-0,35	-1,48	-1,45
258,5	11370	-0,37	-0,38	-1,42	-1,47
259,5	11410	-0,43	-0,41	-1,44	-1,47
260,5	11450	-0,41	-0,41	-1,45	-1,46
261,5	11490	-0,50	-0,42	-1,54	-1,46
262,5	11530	-0,37	-0,41	-1,43	-1,47
263,5	11570	-0,38	-0,39	-1,44	-1,51

Appendiks IV Karbonisotoper

Kjernerdyb (cm)	Kalenderår BP(1950)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{13}\text{C}$
		<i>N.pachyderma</i>	<i>N.pachyderma</i> , 5 pkt	<i>C.neoteretis</i>	<i>C.neoteretis</i> , 5 pkt
264,5	11610	-0,38	-0,35	-1,50	-1,49
265,5	11650	-0,30	-0,34	-1,65	-1,50
266,5	11690	-0,33	-0,34	-1,44	-1,49
267,5	11730	-0,31	-0,35	-1,46	-1,46
268,5	11770	-0,39	-0,37	-1,41	-1,42
269,5	11810	-0,41	-0,35	-1,35	-1,41
270,5	11850	-0,42	-0,35	-1,44	-1,39
271,5	11890	-0,22	-0,35	-1,39	-1,40
272,5	11930	-0,34	-0,33	-1,35	-1,40
273,5	11970	-0,35	-0,33	-1,47	-1,39
274,5	12010	-0,35	-0,35	-1,34	-1,43
275,5	12050	-0,39	-0,38	-1,37	-1,47
276,5	12090	-0,35	-0,36	-1,60	-1,48
277,5	12130	-0,44	-0,31	-1,55	-1,51
278,5	12170	-0,29	-0,28	-1,54	-1,52
279,5	12210	-0,08	-0,24	-1,49	-1,45
280,5	12250	-0,24	-0,19	-1,45	-1,43
281,5	12290	-0,13	-0,20	-1,22	-1,42
282,5	12330	-0,20	-0,30	-1,47	-1,40
283,5	12370	-0,33	-0,28	-1,44	-1,40
284,5	12410	-0,58	-0,33	-1,42	-1,46
285,5	12450	-0,17	-0,36	-1,43	-1,46
286,5	12490	-0,35	-0,42	-1,55	-1,48
287,5	12530	-0,39	-0,35	-1,45	-1,48
288,5	12570	-0,62	-0,39	-1,55	-1,45
289,5	12610	-0,19	-0,38	-1,39	-1,42
290,5	12650	-0,37	-0,38	-1,32	-1,38
291,5	12690	-0,31		-1,40	
292,5	12730	-0,43		-1,25	