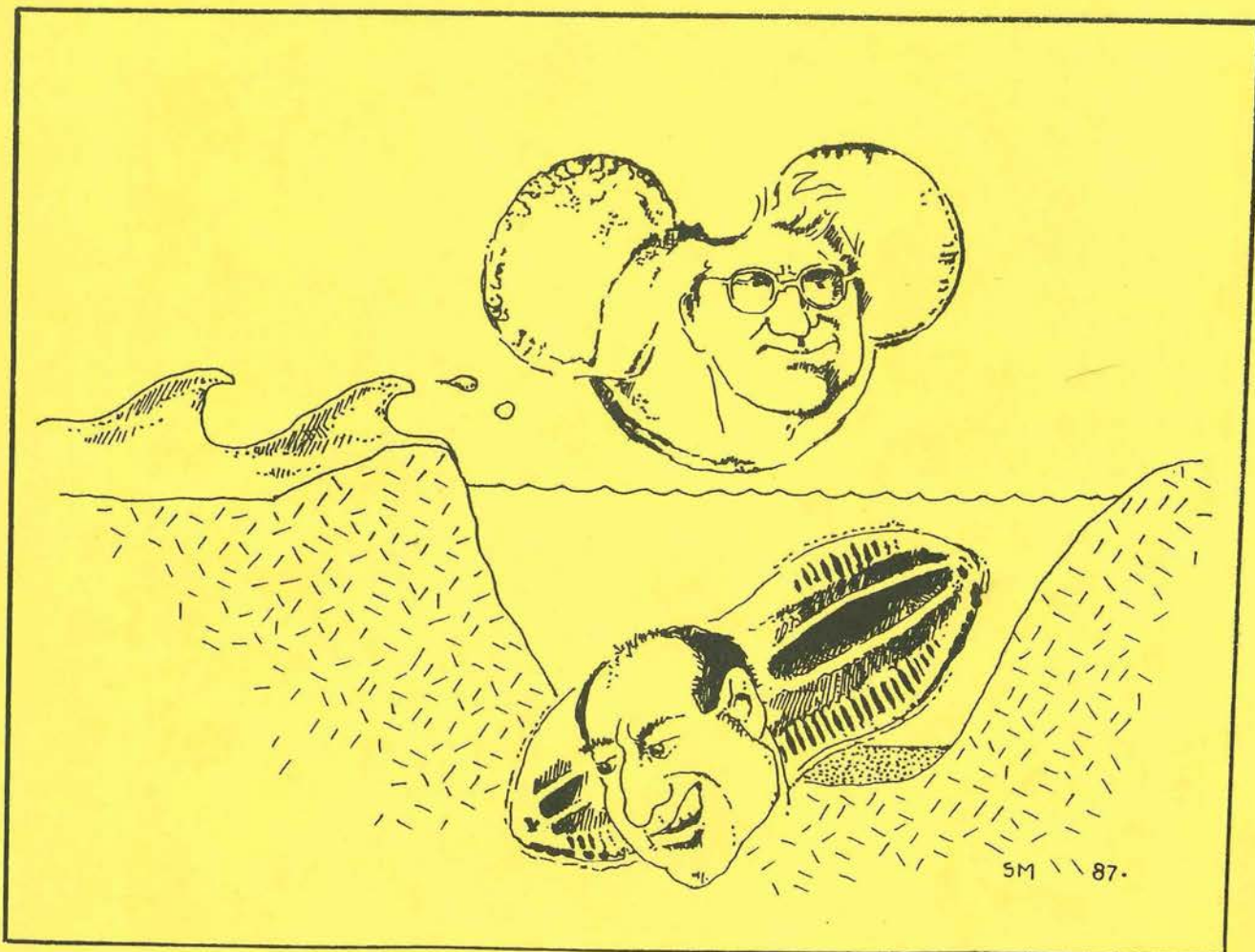


U. B. BERGEN

Ms. Rb 2652

ROAR AUSTAD OG CATO ERICHSEN

STRANDFORSKYUNING PÅ NORD-KARMØY BASERT PÅ POLLEN- OG DIATOMEANALYSE



HOVEDFAGSOPPGAVE (CAND. SCIENT.) I KVARTÆRGEOLOGI

VED UNIVERSITETET I BERGEN

HØSTEN 1987

16/11-87

Roar Austad

dato

underskrift

FORORD

Denne hovedoppgaven er utført ved Geologisk Institutt avdeling B ved Universitetet i Bergen. Professor Karl Anundsen har vært vår hovedveileder, mens Dagfinn Moe og Solveig Aasheim fra Botanisk Institutt har vært delveiledere.

Undersøkellesområdet ble funnet i samarbeid med Anundsen og Moe våren 1985. Feltarbeidet ble utført om sommeren, og sedimentkjernene ble hentet om høsten samme år. Det ble mottatt feltstøtte fra Det Matematiske-Naturvitenskapelige fakultet. Vi vil takke Dag Hermansen og Gisela Kersting fra avd. B for god hjelp under boreoperasjonen. Førstnevnte vil vi i tillegg takke for all hjelp vi mottok det første halve året før han så brått ble revet fra oss (Norsk Hydro). Hans systematiske samling av manuskripter har forøvrig vært til stor glede og spart oss for mye arbeid.

Dagfinn Moe har vært veileder for pollenanalysen, og han har også vært til stor hjelp ved flere gangers kritisk gjennomlesning av pollenkapitlet. Jeg takker Aage Paus, Jan Berge, Sverre Sivertsen og andre ved Botanisk Institutt som har hjulpet meg under arbeidet i pollenlabben. Uten dem ville varia oppnådd store frekvenser.

Solveig Aasheim har vært veileder for diatomeanalysen. På tross av et "utall" av møter har hun gang på gang vært behjelpelig med å løse problemer som har oppstått. Hun har lest kritisk gjennom diatomekapitlet og foreslått forbedringer. Hannelore Håkansson har hjulpet til med identifisering av spesielt "vanskelige" diatomeer.

Karl Anundsen har lest gjennom oppgaven og bidratt til å luke bort de verste tabbene. Forøvrig vil vi takke for hjelp under arbeidet og for lån av figurer til bruk i oppgaven.

Oppgaven er et samarbeidsprosjekt mellom Cato Erichsen og Roar Austad. Arbeidet ble delt så likt som mulig mellom oss.

Cato: Kapittel 1, 2, 3, 6, og 8.

Roar: Kapittel 4, 5, 7 og sammendraget.

Tegningen på forsiden ble utført av Stein Mortensen, mens overskriften er utarbeidet av vår grafiske designer Ivar Lorentzen.

Hvis noen lurer på hvor side 16 og 148 befinner seg, så finnes de ikke i oppgaven siden vi anser disse som ulykkestall. Til slutt ønsker vi å takke hverandre for godt samarbeid (uansett resultat).

INNHALDSFORTEGNELSE

<u>KAPITTEL</u>	<u>TITTEL</u>	<u>SIDE</u>
<u>Kap. 1</u>	<u>INNLEDNING</u>	1
<u>Kap. 2</u>	<u>OMRÅDEBESKRIVELSE</u>	4
2.1	Bergrunnsgeologi på Karmøy	5
2.2	Geomorfologi og løsmasser på Karmøy	6
<u>Kap. 3</u>	<u>LOKALITETSBEKRIVELSE</u>	8
3.1	Generell beskrivelse	8
3.2	Nordbømyra (K-15)	9
3.3	Munkaskarmyra (K-17)	10
3.4	Gunnarhaugsvatn (K-21)	10
3.5	Stangemyra (K-24)	11
3.6	Paleogeografi	12
<u>Kap. 4</u>	<u>FELTARBEID OG SEDIMENTBEKRIVELSE</u>	14
4.1	Feltarbeid	14
4.1.1	Nivellering	14
4.1.2	Sondering	15
4.1.3	Prøvetakning	15
4.2	Stangemyra	17
4.2.1	Sonderingsprofilene	17
4.2.2	Kjernebeskrivelse	18
4.2.3	Avsetningsforhold og diskusjon av sedimentene	20
4.3	Gunnarshaugvatn	22
4.3.1	Sonderingsprofilene	22
4.3.2	Kjernebeskrivelse	23
4.3.3	Avsetningsforhold og diskusjon av sedimentene	25
4.4	Munkaskarmyra	27
4.4.1	Sonderingsprofilene	27
4.4.2	Kjernebeskrivelse	28
4.4.3	Avsetningsforhold og diskusjon av sedimentene	30
4.5	Nordbømyra	32
4.5.1	Sonderingsprofilene	32
4.5.2	Kjernebeskrivelse	33
4.5.3	Avsetningsforhold og diskusjon av sedimentene	37

4.5.4	Boranalyse	38
<u>Kap. 5</u>	<u>POLLENANALYSE</u>	40
5.1	Forbehandling av sedimentprøver	41
5.1.1	Prepareringsprosedyre	41
5.1.2	Hensikten med prosedyren	42
5.2	Identifikasjon av mikrofossiler	43
5.2.1	Faktorer som ville forbedret pollendiagrammene	44
5.3	Oppbygningen av pollendiagrammene	46
5.3.1	Relative pollendiagram	46
5.3.2	Absolutte pollendiagram	48
5.4	Biosonering av pollendiagrammet fra Stangemyra	49
5.5	Diskusjon av pollendiagrammet fra Stangemyra	52
5.5.1	<u>Artemisia-Poaceae</u> lokalpollensone	52
5.5.1.1	Sekundært pollen	52
5.5.1.2	Lokalt produsert pollen	54
5.5.2	<u>Salix-Rumex/Oxyria</u> lokalpollensone	56
5.5.2.1	<u>Salix</u>	57
5.5.2.2	Taxa som kan inngå i snøleiesamfunn	58
5.5.2.3	Taxa som ikke inngår i snøleiesamfunn	59
5.5.2.4	Klimaforverring?	60
5.5.3	<u>Betula-Empetrum</u> lokalpollensone	60
5.5.3.1	<u>Betula</u>	61
5.5.3.2	<u>Empetrum</u>	61
5.5.3.3	Andre taxa	63
5.5.4	<u>Artemisia-Chenopodiaceae</u> lokalpollensone	63
5.5.5	<u>Poaceae-Empetrum</u> lokalpollensone	66
5.5.6	<u>Betula-Filipendula</u> lokalpollensone	69
5.5.7	<u>Betula</u> lokalpollensone	70
5.6	Bassengutviklingen i Stangemyra	71
5.7	Gunnarshaugvatn	75
5.7.1	G-1	76
5.7.2	G-2	76
5.7.3	G-3	77
5.7.4	G-4	78
5.7.5	G-5	80
5.7.6	G-6	81
5.7.7	Absolutt pollendiagram	83
5.8	Nordbømyra	84
5.8.1	Isolasjonsfase I	84
5.8.2	Ingresjonsfase	85
5.8.3	Isolasjonsfase II	87
5.9	Korrelasjon mellom bassengene	89

5.9.1	K-1 / G-1	90
5.9.2	K-2 / G-2 / N-1	90
5.9.3	K-3 / G-3 / N-2	92
5.9.4	K-4 / G-4 / N-3	92
5.9.5	K-5 / G-5	93
5.9.6	K-6 / G-5 / N-4	93
5.9.7	K-7 / G-6 / N-5	94
<u>Kap. 6 DIATOMEANALYSE</u>		95
6.1	Biologi	95
6.2	Klassifikasjonsdiagrammer baset på saltholdighet	95
6.3	Miljøendringer i overgangsfasen	96
6.4	Føilkilder	98
6.4.1	"Sekundære diatomeer	98
6.4.1.1	Alloktone diatomeer	98
6.4.1.2	Vertikale forstyrrelser	99
6.4.1.3	Ras og utglidninger	100
6.4.2	Skallfordelingen i sedimentene	100
6.4.2.1	Oppløsning av silikatskall	101
6.4.2.2	Sammenheng mellom morfologi og sedimentasjon	101
6.4.2.3	Predatorer	102
6.4.2.4	Fysisk og kjemisk påvirkning på diatomeskall	103
6.4.3	Generelle identifikasjonsproblemer	103
6.5	Analysemetoder	104
6.5.1	Preparering	104
6.5.2	Mikroskopiering	105
6.5.3	Analysearbeid og anvendt litteratur	106
6.5.4	Definering av brakkvannsflora	107
6.6	Tolkning av diagrammene	108
6.6.1	Suksesjonsdiagram fra Gunnarhaugsvatn (K-21)	111
6.6.2	Suksesjonsdiagram fra Nordbømyra (K-15)	116
6.6.3	Total-diagrammer	121
6.6.4	Fragilaria-diagrammer	122
6.6.5	Diagram som viser artsrepresentasjon	124
6.7	Generelle fellestrekk for de undersøkte bassengene	125
6.8	Oppsummering	129
<u>Kap. 7 DATERING</u>		131
7.1	¹⁴ C-dateringer	131
7.1.1	Isotopisk fraksjonering	133
7.1.2	Reservoareffekt	134
7.1.3	Forurensing som gir for gammel alder	134

7.1.4	Forurensing som gir for ung alder	135
7.1.5	Prøvetykkelsen	136
7.2	Alternative dateringsmetoder	136
7.2.1	Pollenstratigrafi	136
7.2.2	Strandforskyvningskriterier	137
7.2.3	Litostratigrafi	137
7.3	Datering av pollendiagrammene	138
7.3.1	Et forsøk på å tidfeste deglasiasjonen av Nord-Karmøy og bestemme alderen på lokalpollensone K-1 / G-1.	138
7.3.2	Alderen på K-2 / G-2 / N-1 Isolasjonsfase I i Nordbømyra	140
7.3.3	Alderen på K-3 / G-3 / N-2 Ingresjonsfasen i Nordbømyra	141
7.3.4	Alderen på K-4 / G-4 / N-3 Ingresjonsfasen i Gunnarshaugvatn	142
7.3.5	Aldersberegning av de yngste lokalpollensone	143
7.3.5.1	Gunnarshaugvatn	143
7.3.5.2	Stangemyra	144
7.3.5.3	Isolasjonsfase II i Nordbømyra	145
<u>Kap. 8</u>	<u>STRANDFORSKYVNING</u>	146
8.1	Beskrivelse av strandforskyvningskurve fra N-Karmøy	146
8.2	Strandlinjeforskyvning på Vestlandet	149
8.2.1	Strandforskyvningskurve fra Yrkje	150
8.2.2	Strandforskyvningskurve fra Jæren	151
8.2.3	Strandforskyvningskurve fra Sotra	152
8.2.4	Strandforskyvningskurve fra Bømlo	153
8.3	Sammenligning av isobasekart på Sør-Vestlandet	154
8.4	Oppsummering	156

SAMMENDRAG

Vedlegg:

Pl. 1	Pollendiagram fra Stangemyra
Pl. 2	Pollendiagram fra Gunnarshaugvatn
Pl. 3	Pollendiagram fra Nordbømyra
Pl. 4 a	Konsentrasjonsdiagram fra Gunnarshaugvatn
Pl. 4 b	Influksdiagram fra Gunnarshaugvatn
Pl. 5	Diatomediagram fra Gunnarshaugvatn
Pl. 6	Diatomediagram fra Nordbømyra
Pl. 7	Krono- og litostratigrafi i bassengene

Det medfølger 68 figurer som er forsøkt innsatt slik at de passer med teksten. Plansjene finnes i konvolutt bakerst i heftet.

KAPITTEL 1 INNLEDNING

Denne oppgaven er et ledd i en pågående kvartærgeologisk undersøkelse i Rogaland ledet av Karl Anundsen. Oppgaven går ut på å konstruere en strandforskyvningskurve for Nord-Karmøy. Ved å sammenstille denne kurven med liknende undersøkelser dannes et godt grunnlag for utarbeidelsen av mer eksakte stradlinjegradienter og isobasekart. Tidligere har Anundsen (1977) og Braaten & Hermansen (1985) utført slike undersøkelser i Yrkje, ca. 22 km. øst for vårt feltområde på Karmøy.

Det foreligger detaljerte undersøkelser på havnivåendringer etter siste istid i Rogaland:

Regionale undersøkelser

I sør-vest Norge er det gjort flere undersøkelser der havnivåendringer og marin grense er forsøkt kartlagt.

Kallevik (1947), Rønnevik (1971) og Lorentzen-Styr (1977) har utarbeidet strandlinje-gradienter og isobasekart i området. Dette er hovedsakelig gjort på grunnlag av morfologiske observasjoner i felt som strandvoller, strandhakk, deltautbygging og funn av pimpstein og svalbein. Disse kan imidlertid være vanskelig å korrelere i forhold til havnivå mellom ulike lokaliteter.

Fægri (1940), Thomsen (1983) og Chanda (1965) har utført bassengundersøkelser på Jæren som viser en Sein-Weichsel transgresjon opptil 22 m o.h. Fægri (1940) har ved hjelp av pollenanalyse bestemt transgresjonstoppen til eldre enn Allerød, mens Chanda (1965) og Thomsen (1982) plasserer transgresjonstoppen i begynnelsen av Yngre Dryas kronosone (jfr. kap. 8.2.2).

Fægri (1944) har utført pollen-analyse og stratigrafiske undersøkelser på Bømlo. Han finner en seinglasial transgresjon som strekker seg fra under 28 m o.h. til overkant av 32 m o.h. Dette er seinere bekreftet av Kaland (1984). Fægri (1944) mener transgresjonen er eldre enn Allerød, og korrelerer den med transgresjonen han fant på Jæren (Fægri 1940). Anundsen har sammenliknet pollendiagrammene mellom Yrkje og Bømlo. Han korrelerer transgressjonen på de to stedene å være samtidige, og mener transgressjonen var ca. 10.300-10.400 BP. (Anundsen 1980) (jfr. kap. 8.2.5).

Anundsen (1977b og 1978) og Braaten & Hermansen (1985) har ved hjelp av bassenganalyser av mikrofosser utarbeidet en strandforskyvningskurve for Yrkje i N-Rogaland. De har registrert en regresjon i begynnelsen av Allerød på ca. 30 m o.h. og en transgresjon på opptil 42 m o.h. i Yngre Dryas (jfr. kap. 8.2.1).

Lokale undersøkelser

Tidligere havnivå-undersøkelser er bygget på morfologiske observasjoner i felt. Reusch (1894) fant ikke bevis på at MG hadde vært mer enn 30 meter over dagens havnivå på Karmøy, og Øyen (1905) bestemte MG ved Avaldsnes på Nord-Karmøy til 21 m o.h. Rekstad (1908) mener imidlertid at MG ved Bjørgene på Nord-Karmøy er 36-38 m o.h. og (Kallevik 1947) målte den til 27 m o.h. lenger sør på øya. Ringen (1964) støtter Rekstad (1908) og Kallevik (1947) sine konklusjoner. Lorentzen-Styr (1977) har ekstrapolert MG nordover mot Haugesund til ca. 30 m o.h. (jfr. kap. 8.3).

Lokale undersøkelser viser at oppfatning av Marin Grense på N-Karmøy divergerer. Det var derfor et ønske å finne en bedre definert marin grense i området.

Strandforskyvningsundersøkelser er en forholdsvis sikker og nøyaktig metode og kartlegge havnivåendringer etter siste istid. Vi har utført stratigrafiske undersøkelser i fire bassenger (Nordbømyra 15 m o.h., Munkaskarmyra 17.8 m o.h., Gunnarshaugvatn 21.2 m o.h. og Stangemyra 23.5 m o.h.). Ved hjelp av mikrofosseranalyse i sedimentene bestemmes overganger mellom marine og lakustrine miljøer. Ved å undersøke flere bassenger i ulike nivåer er det mulig å fastslå havnivåforandringer etter siste istid.

I strandforskyvningsundersøkelser fra S-Vestlandet registreres en markert transgresjon i Sen-Weichel. I Yrkje registreres først en mindre transgresjon før den kraftige i Yngre Dryas kronosone. Anundsen (1985) korrelerer den siste transgresjonen med de som registreres i de øvrige undersøkelsene og innfører betegnelsen "Yngre Dryas transgresjonen". Det er ønskelig å finne ut om transgresjonen kan registreres på N-Karmøy samt å kartlegge størrelsen og varigheten på den.

Målsetting ved oppgaven er:

- kartlegge og aldersbestemme miljøforandringer i bassengene.

- konstruere en strandsforskyvningskurve for området.
- sammenlikne resultatene med liknende undersøkelser utført på andre lokaliteter og eventuelt korrigere eksisterende isobasekart og strandlinje-gradienter i SV-Norge.

Undersøkelsen omfatter feltarbeid (boringer langs flere profil, nivellering av terskelhøyde), sedimentologiske undersøkelser samt detaljerte og tidkrevende mikrofossil-studier.

Diatomeanalyse gir informasjon om sedimentære avsetningsmiljøer. For to av bassengene er det fremstilt suksesjonsdiagrammer, og for de to siste er det laget diagram som viser artsrepresentasjonen (jfr. kap. 5).

Pollenanalysen gir et bilde av vegetasjonsutviklingen i området og benyttes som en dateringskontroll av ^{14}C -datering ved korrelasjon til andre undersøkelser (kap. 5 og 7). Det er utarbeidet pollendiagrammer fra tre bassenger, men bare i de to høyestliggende er det foretatt kontinuerlige analyser gjennom hele kjernen.

De sedimentologiske undersøkelser omfatter glødetapsanalyser og lithologiske beskrivelser av sedimentet som farge, konsistens, struktur og makrofossil innhold (kap. 4). Det presenteres også sonderingsprofiler fra alle bassengene (kap. 4). Ingresjon og isolasjon i bassengene er aldersbestemt ved hjelp av ^{14}C -datering, og relative dateringsmetoder (pollenstratigrafi, strandforskyvningskriterier og også i noen grad lithostratigrafi) (jfr. kap.7).

KAPITTEL 2. OMRÅDEBESKRIVELSE

Geografisk beliggenhet

Karmøy kommune ligger i Rogaland fylke med nordspissen rett vest for Haugesund. Øya har et areal på 176,8 km², er 3 mil lang og i underkant av 9 kilometer på det bredeste. Feltoområdet vårt ligger på Nord-Karmøy mellom 59° 22' og 59° 23' nordlig bredde og 5° 17' østlig lengde, vest og nordvest for Karmøy-bruen (fig. 2.1, 2.2, 2.3 og 3.1).

I forbindelse med oppgaven er det benyttet følgende flyfoto og kartserier over området;

Norsk Luft Foto	6289	A-3,4,5	Fotogr. Mai-1980	1:30.000
Norsk Luft Foto	7209	C-8-14,D-14	Mai-1982	1:6.000
Serie M711	Blad 1193	I	Utgitt i 1971	1:50.000
Økonom. kartverk	F8/2	AG 032-1-2	Utgitt i 1983	1:1.000
Økonom. kartverk	F7/9	AG 033-1-49	Utgitt i 1983	1:1.000
Økonom. kartverk	F7/14	AG 033-1-58	Utgitt i 1983	1:1.000
Økonom. kartverk		AF 032-5-2	Utgitt i 1964	1:5.000
Økonom. kartverk	F7		Utgitt i 1958	1:5.000
Økonom. kartverk	F8		Utgitt i 1958	1:5.000
Økonom. kartverk	E7		Utgitt i 1958	1:5.000
Orienteringskart			Utgitt i 1982	1:10.000

Metrologiske parametre

Nedbørsnormalen er 1065 mm i året. Det meste faller om høsten. Årsnedbøren kan variere med ca. 25%. Årsmiddeltemperaturen er 7.8° C. Varmeste måned er august med 14.4° C, mens februar er den kjøligste med 1.6° C. Den dominerende vindretningen er sørvestlig. (Alle opplysninger er fra Det Norske Metrologiske Institutt).

Det Norske Sjøkartverk har funnet at tidevannsforskjellen langs kysten i området er normalt under 50 cm, men er under spesielle forhold målt til 160 cm. Thomsen (1982) antar at paleo-tidevannet rett etter deglasiasjonen var forskjellig fra dagens. Hun tar utgangspunkt i endrete tidevannsstrømmer fra Atlanterhavet til Norskekysten på grunn av at deler av Nordsjøen var tørrlagt i Sein-Weichsel. Tidevanns-amplituden kan ha betydning for varighet av overgangsfasen. Det er ikke fastslått hvor store forandringene i tidevannet har vært. Vi

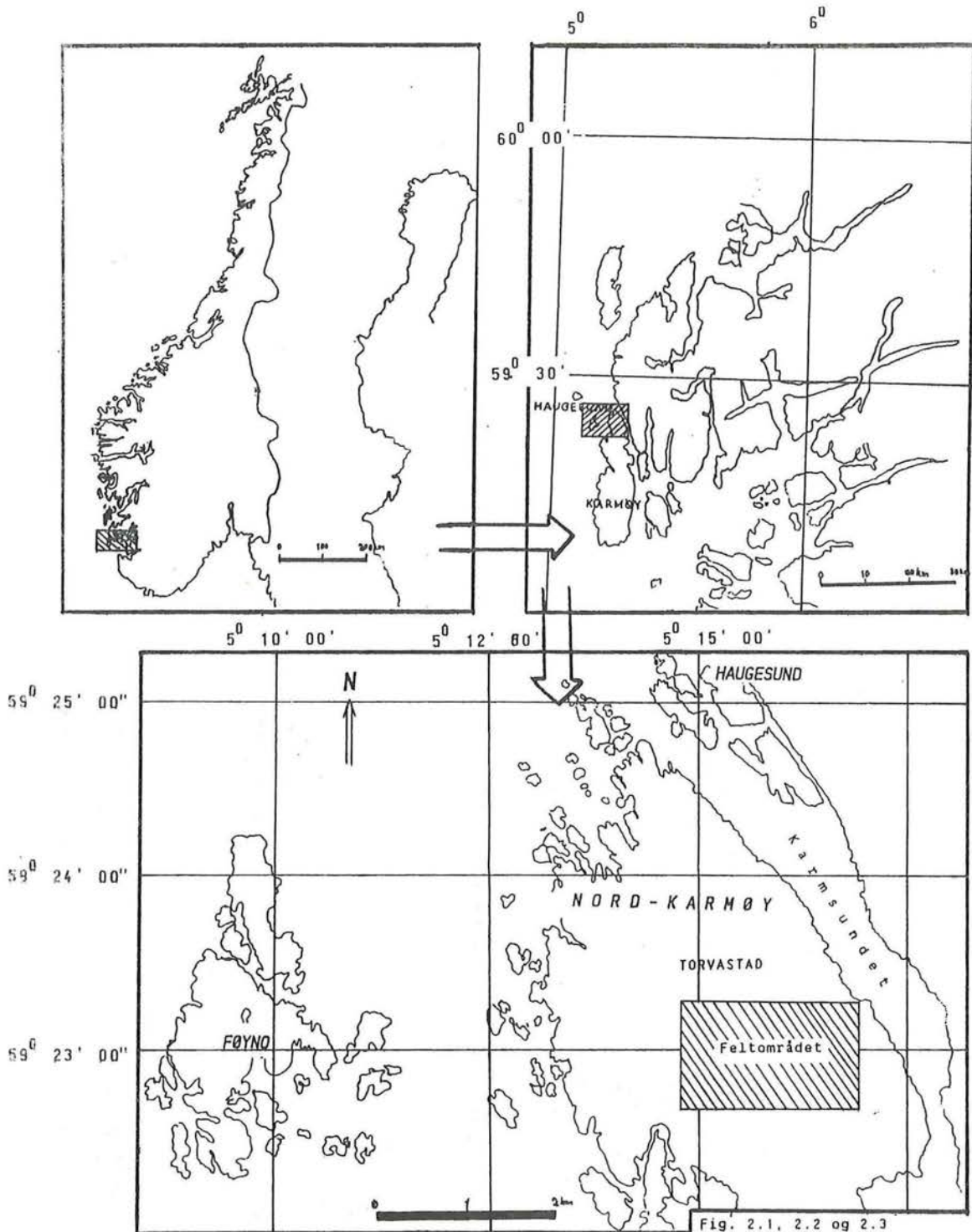


Fig. 2.1, 2.2 og 2.3
Lokalisering av feltområdet.

antar imidlertid at gjennomsnittlig endring i tidevannet etter deglasiasjonen har hatt liten betydning i forhold til f.eks. konsekvensene av springflo.

2.1 BERGRUNNSGEOLOGI PÅ KARMØY

Karmøy består av kambro-siluriske bergarter som deles generelt inn i "Det kaledonsk intrusive kompleks" på sørvest Karmøy, og "Nedre paleosoiske metamorfe bergarter" på nordøst Karmøy (Sturt 1978) (fig. 2.4).

Berggrunnsgeologisk hører Karmøy inn under en kaledonsk eugeosynklinal. Denne bøyer seg nordover og rundt Haugesunds-halvøyen, og finnes igjen på Bømlo, Stord og nord for Hardangerfjorden (Oftedahl 1981) (fig. 2.4). Hele dette komplekset av kambro-silur bergarter tilhører et stort skyvekompleks som ligger over Hardangervidda-Ryfylke-dekkene og som er blitt skjøvet over prekambrisk grunnfjell på Haugesunds-halvøyen (Solli et al. 1978).

De nedre paleosoiske metamorfe bergartene på Karmøy er blitt tolket som et fullstendig oppbygget ofiolitt-lagrekke; "Karmøy Ofiolitt Kompleks". Den består av ultrabasiske bergarter, lagdelt gabbro, vertikalgang-kompleks, grønnstein og øverst lag av dyphavssedimenter. Disse bergartene er kuttet av en tidligere kaledonsk eruptiv fase - "West Karmøy Igneous complex", som er datert til å være 445 mil. år gammel.

Den ofiolittiske lagrekken og "West Karmøy Igneous complex" er avbrutt av en stor stratigrafisk unkonformitet til den overliggende "Skudenes gruppen" (fig. 2.5). Denne gruppen består av konglomerater og fossilførende umetamorfe lag fra øvre Ordovicium (Solli 1981).

Det sedimentære/vulkanske øvre laget på Karmøy ofiolitt komplekset "Torvastad gruppen" består av en nesten 5000 meters tykk lagrekke med blandete sedimenter (fyllitter, blandete amfibol-rike sedimenter, kvartsbånd og metallførende sed.) og vulkanismer (grønnstein og trachyt-mugarite) (Solli 1981). I denne sedimentære lagpakken opptrer to sediment-typer regelmessig gjennom hele sekvensen; svartskifer og kvartsbånd-lag (fig. 2.7).

Sammensetningen av de amfibolrike sedimentene, putelava-former i grønnsteinen (fig. 2.6) og den store tykkelsen til Torvastad gruppen tyder på at de sedimentære/vulkanske avsetningene til Karmøy ofiolitten er avsatt i en sprekkesone i dyphavet (Solli 1981).

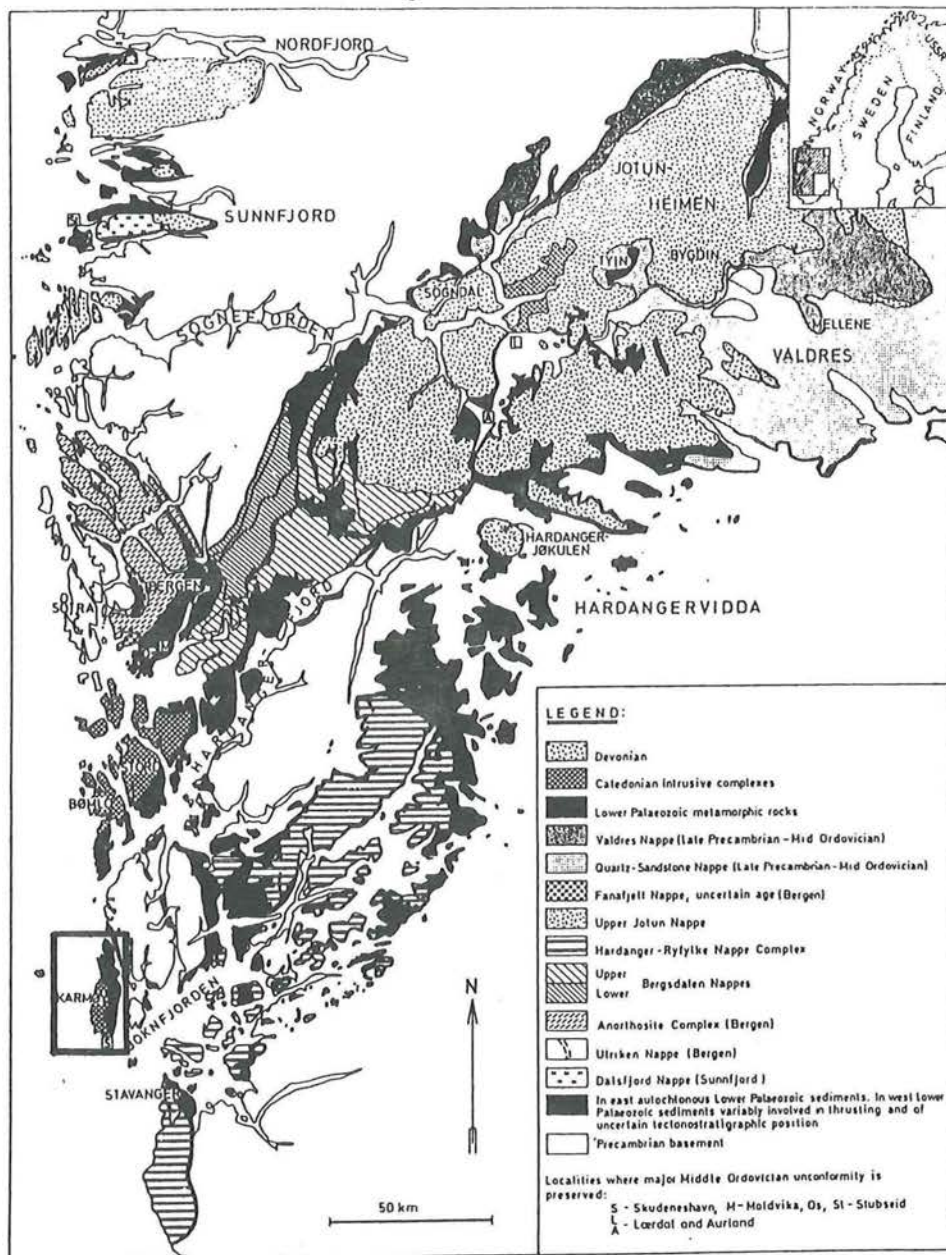


Fig. 2.4 Geologisk kartskisse Jotunheimen - Vestlandet - Jæren. Etter Sturt (1978).

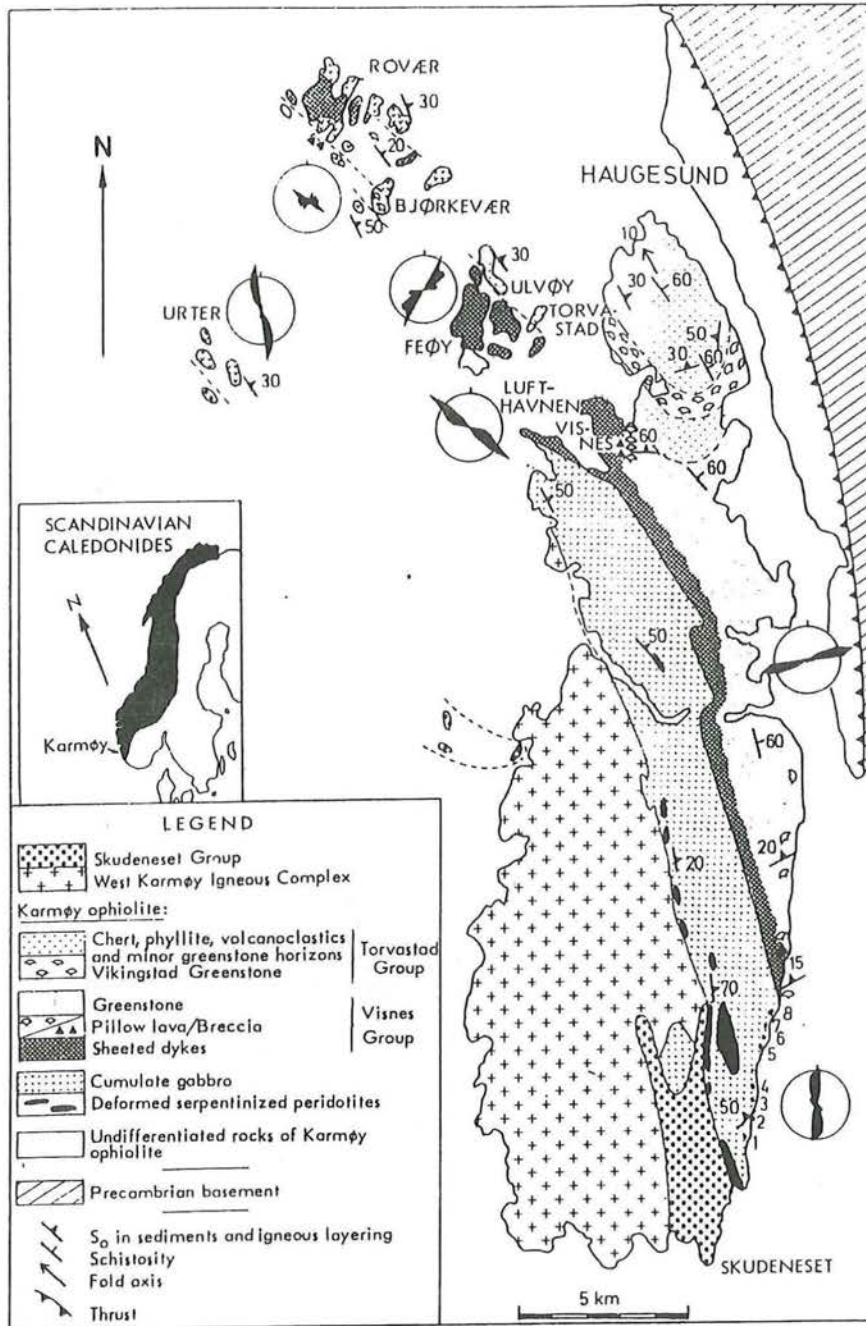


Fig. 2.5 Karmøy og omgivelsene. Etter Sturt, Thon og Furnes (1979).

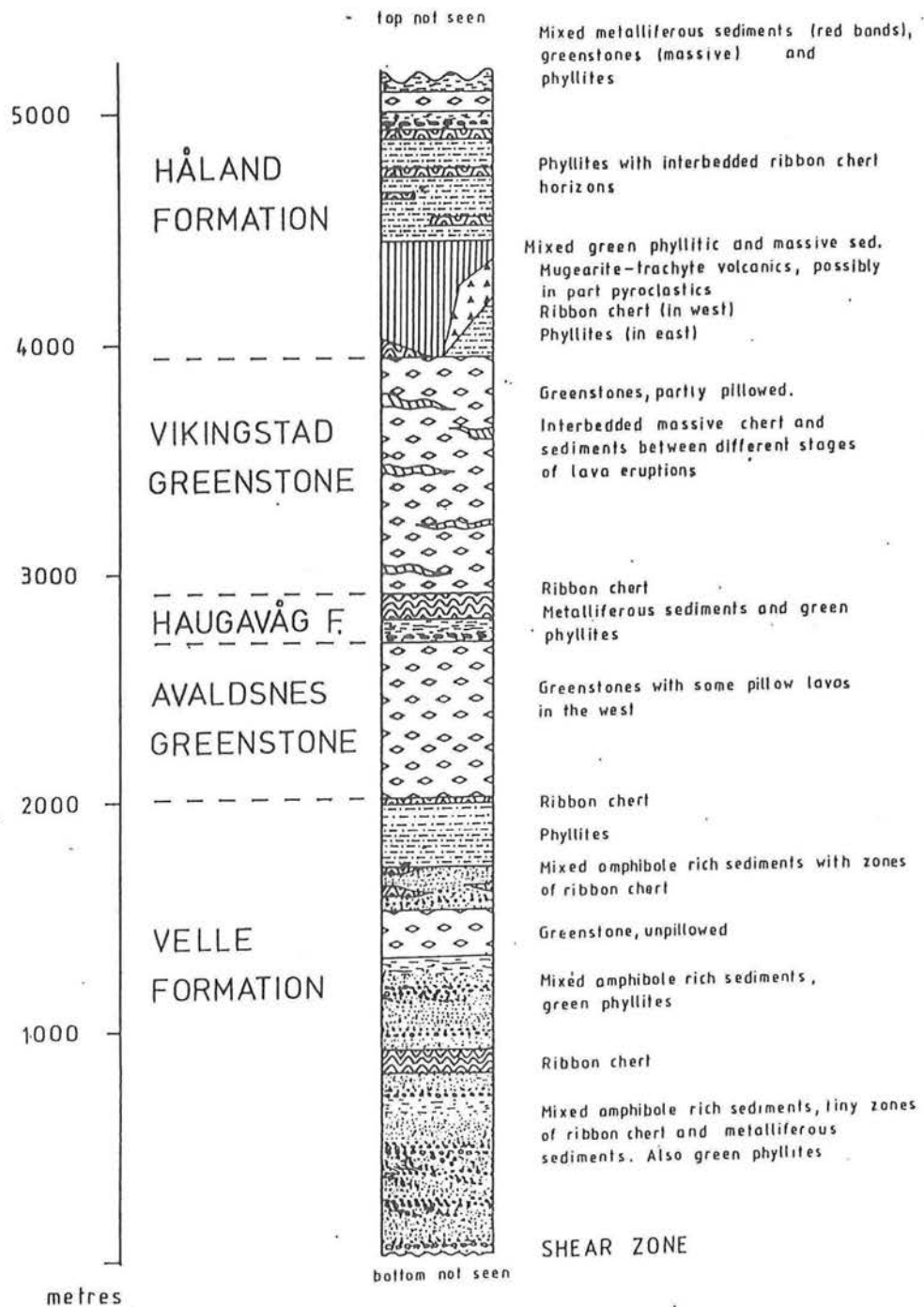


Fig. 2.6

Figuren viser stratigrafisk sekvens av den sedimentære/ vulkanske øvre delen av Karmøy ofiolitten; Torvastad gruppen. (Etter Solli, 1981)

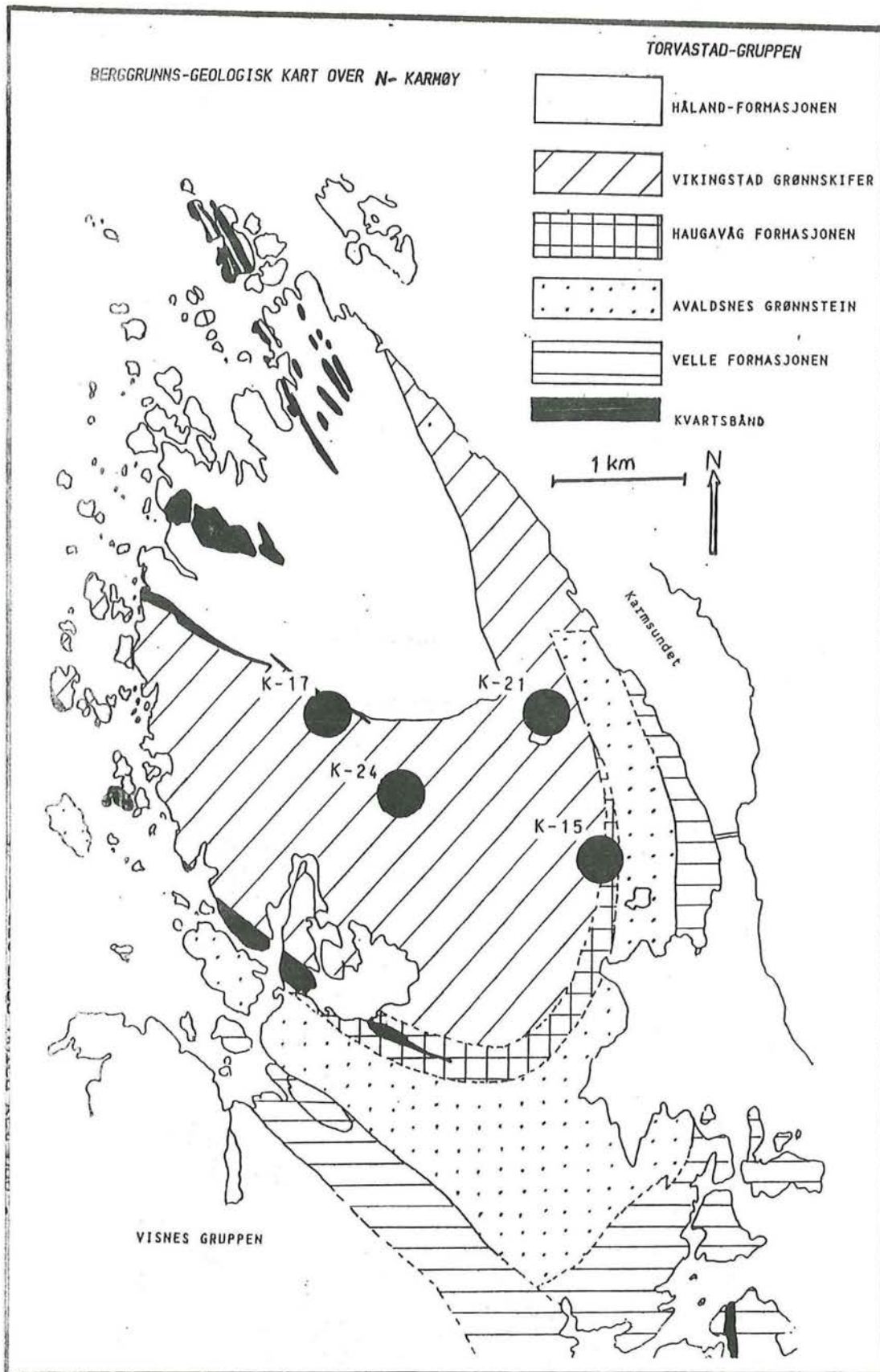


Fig. 2.7
 Kartet viser utbredelsen av de forskjellige formasjonene i Torvastad-gruppen. (Fig. 2.6 viser hvilke bergarter formasjonen inneholder.) (Etter Solli, 1981)

2.2 GEOMORFOLOGI OG LØSMASSER PÅ KARMØY

Karmøy består av lavland der store deler ligger under 30-meters koten. Ved Torvastad vil stort sett bare Bjørgene ligge over dette nivået.

Ved kartobservasjon ser en stor forskjell på kystkonturen mellom yttersiden (vest) og innersiden (øst) på øyen. På øst-siden er den jevn sammenliknet med den kraftig innskårne vestkysten. Dette viser betydningen av marin abrasjon. Havet har god adgang til å bryte ned å erodere på øyens vestkyst, som er tilnærmet ubeskyttet mot havet. Ahlmann (1919) mener imidlertid at glasial erosjon har betydd mye for utformingen av Karmøy. Han legger mindre vekt på marin abrasjon, selv om han mener dette kan være av betydning i den avsluttende fase av landskapets utforming. Ringen (1962) mener den uregelmessige kystlinjen Avaldsnes-Koparvik på øst-siden faller sammen med det området hvor noen store morenerygger ligger, og strekningen har sannsyneligvis blitt utsatt for glasial erosjon.

Løsmasse-dekket er tynt og spiller en liten rolle i Karmøys geomorfologi, selv om enkelte morenerygger (Blodheien, Kongsheien, Eideheien og Haringstadheien) er karakteristiske landskapstrekk (Ringen 1962). Alle disse ligger sør for vårt feltområde.

Med unntak av Bjørgene regner Ahlmann (1919) hele Nord-Karmøy inn under strandflaten. Bjørgene er småkollet og består av grønnskifer i likhet med det omliggende området. Fjellpartiet synes derimot ikke å være like oppsprukket, noe som vil øke motstandsdyktigheten mot erosjon og forklarer relieffutviklingen. Strandflaten er best utviklet på den nordlige del av øyen. Dette skyldes en skifrig grønnstein som forvitres lett. Det lave relieffet tilskrives bergartens karakter. Strandflaten opptrer uavhengig av berggrunnen, men vil preges av den (Ringen 1962).

Løsmassene i området er av forholdsvis liten mektighet. Ofte stikker fjellblotninger frem gjennom løsmassene. De kvartære avsetningene kan deles inn i bunnmorene og marine avsetninger (fig. 2.8 og tab. 2.1).

Bunnmorenen vil under M.G. (marin grense) som Ringen (1962) setter til 36-38 m o.h. ved Bjørgene, dels være dekket av marine avsetninger og dels vasket ut av havet. Han fant to små lokaliteter utvasket morenegrus ved Bjørgene, og havavleiringer ved Gunnarshaug inneholdt også grus. Dette tolket han å være utvasket fra bunnmoren.

På Gunnarshaug er det noen flate områder der løsmassene er avsatt under marine forhold (fig. 2.8). Marine avsetninger ligger ellers i området bare som et tynt dekke på høydene, mens det i forsenkningene finnes noe tykkere lag. Dette skyldes nedvasking på grunn av marin abrasjon (Ringen 1962).

Ringens (1962) kvartærgeologiske kart over øyen viser marine løsmasser på nivå med Stangemyra. Dette er ikke i overensstemmelse med de undersøkelsene vi har gjort med Marin Grense på ca 22 m o.h. (jfr. kap. 8.1). Utfra våre undersøkelser bør derfor deler av Ringens (1962) kvartærgeologiske kart (fig. 2.8) over N-Karmøy revideres.

Tabell 2.1

Basseng	Terskel-type	Berggrunn (*)	Løsmasse-type (**) i dreneringsområdet
K-24	basal-morene	grønnstein	havavleiringer (leire), sparsomt dekke med torvjord og lynghumus.
K-21	basal-morene	udeformert grønnstein	sparsomt dekke med torvjord og lynghumus.
K-17	fjell	grønnstein	sparsomt dekke med torvjord og lynghumus.
K-15	fjell	grønn fyllit/ vulkanoklastiske sedimenter	sparsomt dekke av havavleiringer, torvjord og lynghumus

* Solli 1981

** Ringen 1962

KVARTAR-GEOLOGISK KART OVER N-KARMØY

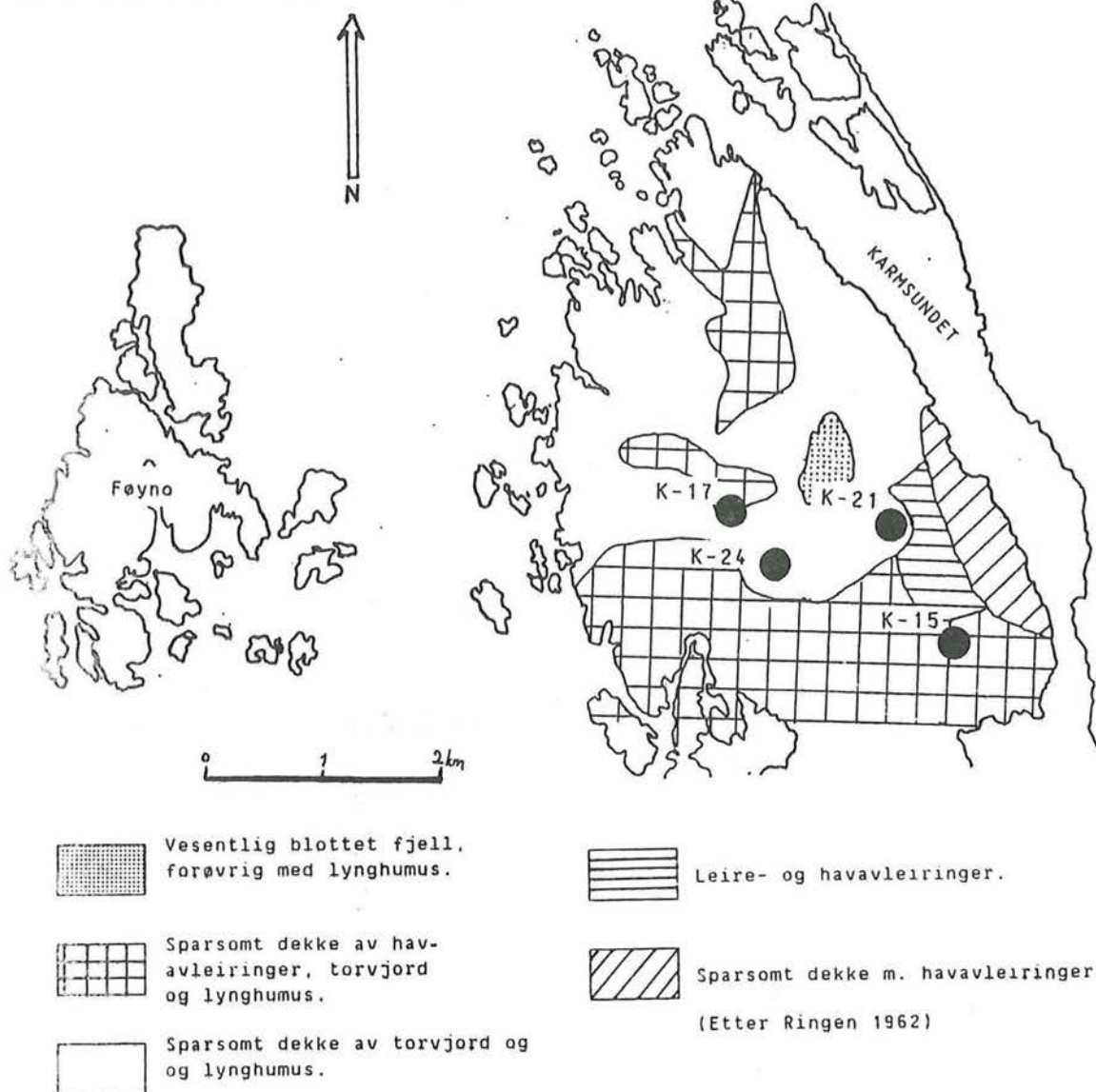


Fig. 2.8
Kartet viser utbredelsen av løsmasser på N-Karmøy. (Etter Ringen 1962)

KAPITTEL 3. LOKALITETSBEKRIVELSE

3.1 GENERELL BESKRIVELSE

Undersøkelses-området ligger på Nord-Karmøy, vest for Haugesund (fig 2.1). De fire undersøkte bassengene ligger innenfor et område på $2,8\text{km}^2$ (fig. 3.1, 3.2 og 3.13). Navnsetting av de to bassengene som ikke har offisielt navn er basert på nærmeste lokale navn. Dette gjelder Nordbømyra (K-15) og Munkaskarmyra (K-17). Gunnarhaugsvatn (K-21) og Stangemyra (K-24) har allerede eksisterende navn.

Bassengene omfatter tjern og myrområder som er begrenset av en terskel. Nedslagsfeltet er beregnet ut fra kotene rundt bassengene samt studier av flybilder og feltobservasjon. Beregninger av nedslagsfelt er noe vanskelig i området på grunn av lite utviklet relieff og dårlig avgrensede vannskillinger. K-17 dreneres mot nord-vest, mens K-15, K-21 og K-24 drenerer mot øst og syd-øst. De tre siste er best skjermet mot havet.

Terskelhøyden i de ulike bassengene er bestemt ut fra nivellering fra trigonometriske punkter eller fastpunkter (tab. 3.1). Der passpunktets terskel-nivå er gjengrodd, bestemmes høyden ned til fast grunn ved hjelp av sonderingsbor. I våre bassenger er terskelen bestemt som fast fjell eller bunnmorene ut fra vurderinger ved sonderinger..

Bassengene er valgt ut etter studier av kart og flyfoto samt feltobservasjoner. Det er lagt vekt på at bassengene skal ligge i beskyttede omgivelser. Spesielt har vi forsøkt å unngå bassenger som har ligget utsatt til for bølger og vind fra havet i vest.

Anundsen (1985) har postulert Marin Grense på N-Karmøy mellom 20-25 m o.h. til Yngre Dryas. (jfr. kap. 8.3 og fig. 8.9). Det er målt flere steder på Sør-Vestlandet at havet transgrederte 10-12 meter i Yngre Dryas (jfr. kap. 8.2 og fig. 8.2). Vi har derfor forsøkt å finne bassenger som ligger jevnt fordelt mellom 12 m o.h. og 25 m o.h. Det ble ikke funnet passende bassenger under Nordbømyra, 15 m o.h. Vi har forsøkt å finne egnete lokaliteter innen et begrenset geografisk område. Dette er gjort for å begrense effekten av ulik landhevning mellom bassengene.

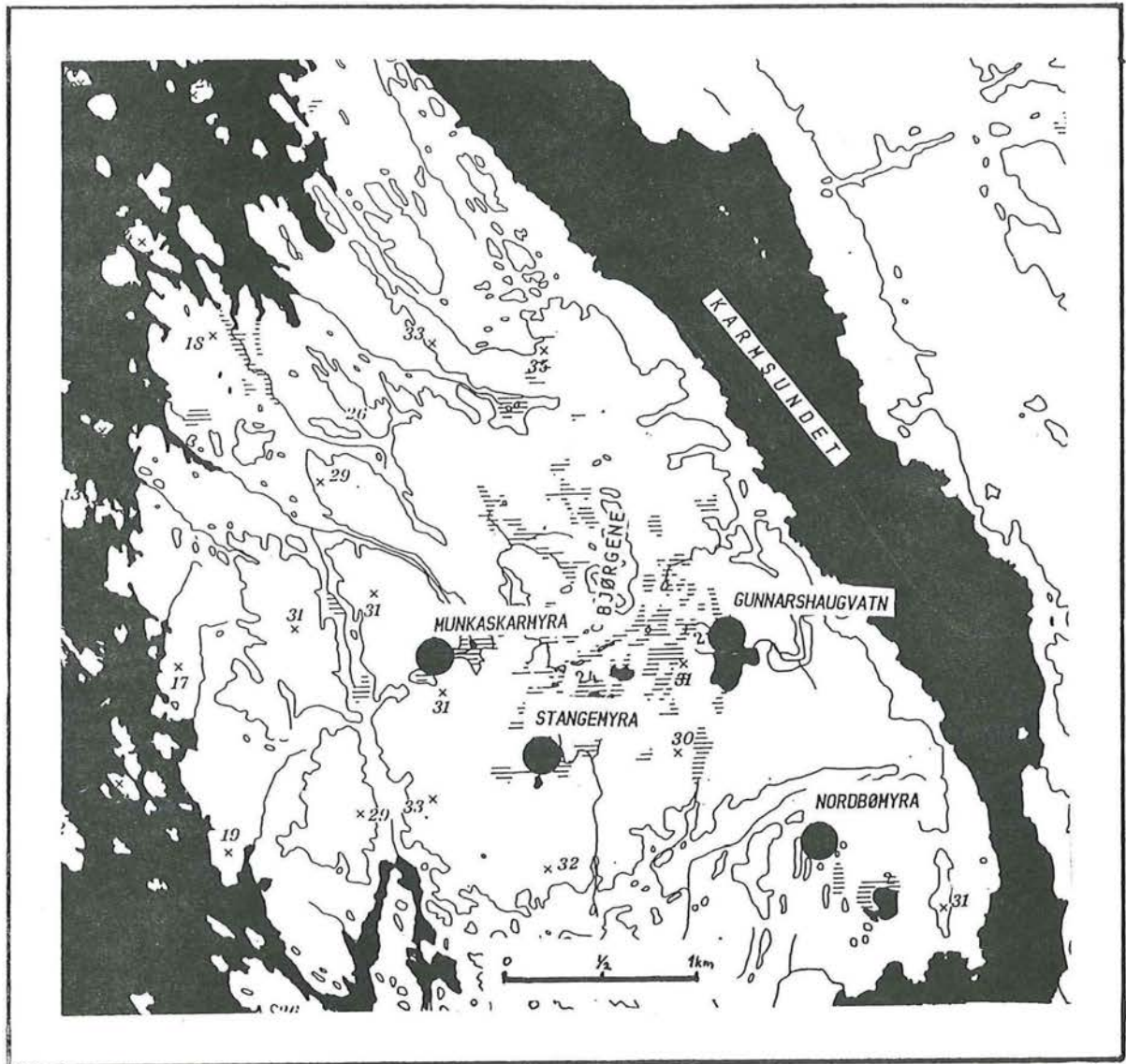


Fig. 3.1 Nord-Karmøy der de undersøkte bassengene er markert med en svart sirkel.



0 $\frac{1}{2}$ 1 km



Fig. 3.2 Flyfoto over feltområdet på N-Karmøy. Karmsundet vises i høyre hjørne. De fire bassengene er merket med en ring. Fotografiet er tatt av Norsk Luftfoto, serie 6239 nr. A-04, 1980.

Tabell 3.1

Basseng	Terskel-høyde	Basseng-areal (B)	Drenerings-areal (D)	Arealforhold B/D
K-24	23.55 m o.h.	17 mål	40 mål	1:2.5
K-21	21.18 m o.h.	55 mål	312 mål	1:7
K-17	17.80 m o.h.	20 mål	140 mål	1:7
K-15	14.98 m o.h.	25 mål	80 mål	1:3.2

Tabell 3.1 viser bassengens terskelhøyde, størrelse (B) og dreneringsareal (D), samt forholdet mellom B og D.

3.2 NORDBØMYRA (K-15)

Nordbømyra ligger omkring 750 meter vest for Karmsund-broen. Bassengterskelen som består av fast fjell under 10-30 cm. med bunnmorene, er nivåert opp til 14,99 m o.h. (fig. 3.3 og 3.4). Nordbømyras areal er godt definert, og måler ca. 190x95 meter med lengderetning nord-syd. Bassenget er i dag vokst helt igjen og er fast i konsistensen bortsett fra et felt på midten som "gynger" noe ved belastning. Det vokser busker av vier og pors på myra.

Det er sprengt en drenerings-grøft fra nordsiden av bassenget og østover der dagens drenering går. Selve Nordbømyra er også grøftet. Dette har ført til at myren har sunket noe inn (Grunneier Øvrebø, pers medl. 1986). Vi regner ikke med at dette vil påvirke eller forstyrre de seinglasiale sedimentene i myren, ca 7 meter under dagens overflate.

I likhet med andre forsenkninger i terrenget er bassenget jevnt og symmetrisk. Ringen (1962) mener at dette sannsynligvis er strukturbetinget og at bunnmorene kan ha jevnet ut topografien i og rundt bassenget.

Dreneringen til Nordbømyra kommer hovedsakelig fra vest og nord. Dreneringsarealet er relativt lite i forhold til bassengets størrelse

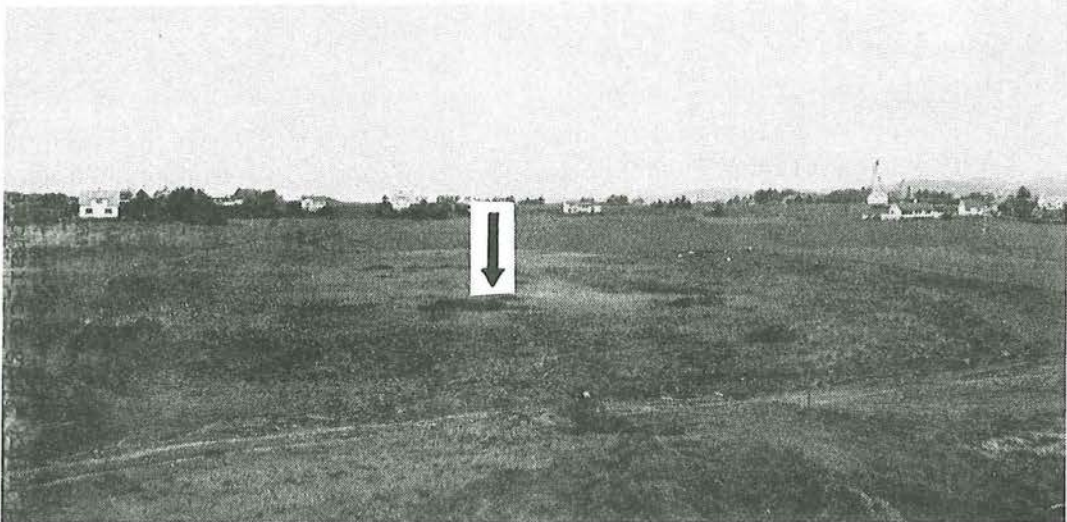


Fig. 3.3 Nordbømyra 15.0 m o.h. Borepunktet er merket av med en pil. Fotografiet er tatt mot nord.



Fig. 3.4 Terskelpunktet ved Nordbømyra, helt nord i bassenget. Personen på bildet viser passpunktets beliggenhet. Bildet er tatt mot øst. Karmøy-bruen sees i bakgrunnen.

(3,2:1). Det renner ingen bekker inn i myra, tilførsel må følgelig komme av vannsig fra kantene. Passpunktet (14.99 m o.h.) i nord samt det alternative passpunktet i sør (15.20 m o.h.) drenerer begge mot Karmsundet på øyas østside. Bassenget antas å ha blitt godt skjernet for vind og bølger.

Landskapet rundt er hovedsakelig benyttet til jordbruksformål, der ulik grad av bonitet avgjør oppdyrking. Det er lite trær rundt bassenget.

3.3 MUNKASKARMYRA (K-17)

Munkaskarmyra ligger ca. 150 meter øst for fylkesveien i Munkaskar, og 250 meter nord for "Grendahuset" på N-Karmøy. Bassenget som er i ferd med å gro igjen er omkring 150x150 meter. I midten av bassenget ligger et tjern som måler ca. 50x50 meter (fig. 3.5).

Det er heller ikke her noen bekker som renner inn i bassenget. Hovedtilsiget kommer fra en mindre myr syd-vest for bassenget og fra skråningene nord og vest for bassenget. K-17 er omringet av relativt bratte, 5-10 meter høye skråninger i et ellers jevnt landskap.

Munkaskarmyra er det eneste bassenget som drenerer mot havet i nord-vest. Dreneringsveien ut til havet er lang. Bassenget ligger derfor godt beskyttet for bølger og vind (jfr. kap. 3.6). Da havet nådde over 20 m o.h. kom imidlertid havet inn fra vest.

Det er gravet en åpen dreneringsgrøft fra bassenget der vi tok kjerneprøven, til et basseng 100 meter mot nord-øst. Fra dette bassenget går grøften videre mot terskelpunktet i nord-vest som er sprengt i fjell (fig. 3.6). Dette blir etter målinger funnet å være passpunktet. Tidligere høyde på terskelen var 17.81 m o.h., men er seinere redusert med ca. 0.6 meter ved sprengning.

Landskapet rundt bassenget domineres av eng/beitemark og fjellknauser som er delvis bevokst med furu og gran. Munkaskarmyra domineres av takrør (Phragmites communis). Vierbusker forekommer på bedre drenerte steder.

3.4 GUNNARSHAUGVATN (K-21)

Vannet ligger ca. 500 meter nord for fylkesvei 842 (Gunnarshaug-vegen) og 300 meter vest for fylkesvei 840 (Storasund-vegen). Bassenget er

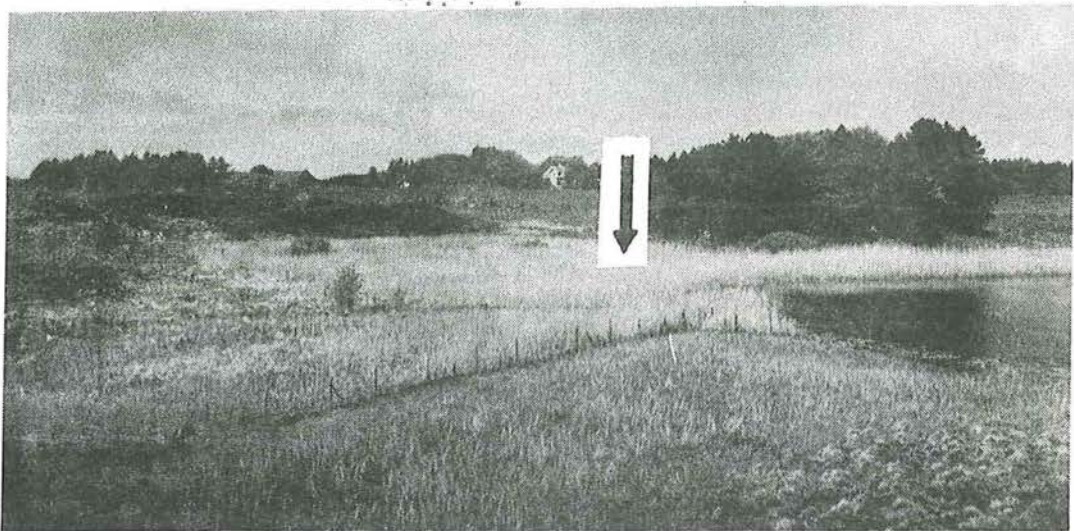


Fig. 3.5 Munkeskarmyra, 17.8 m o.h. Borepunktet er avmerket med pil. Bildet er tatt mot NNØ.



Fig. 3.6 Utsprengt kanal fra Munkeskarmyra har senket vannstanden med ca. 0.6 meter. Personen står ved passpunktet. Bildet er tatt mot syd.

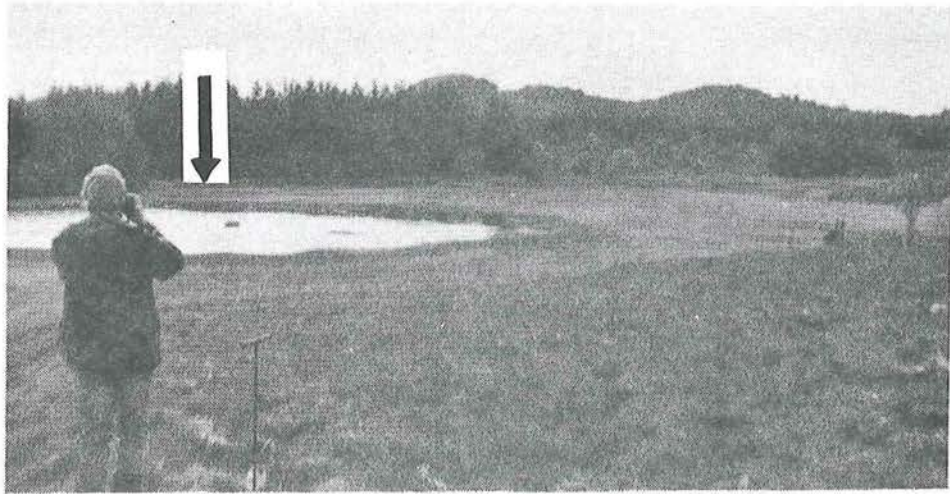


Fig. 3.7 Nordlige delen av Gunnarhaugsvatn, 21.2 m o.h. Borepunktet er avmerket med en pil. Bildet er tatt mot nordvest.



Fig. 3.8 Terskelpunktet fra Gunnarhaugsvatn. Foto er tatt mot sørvest og sørlige del av vannet. Gunnarshaugen med et trigonometrisk punkt ligger bak personen på bildet.

350 meter i nord-syd retning og varierer fra 100 til 200 meter i bredden (øst-vest). Deler av bassenget er gjenvokst (fig.3.7).

Tre mindre bekker drenerer inn i vannet fra vest. Det er fra myrområder i vest det meste av dreneringen stammer. Bassengterskel ligger like syd for det trigonometriske punktet på Gunnarshaug (fig. 3.8). Selve terskel-nivået er flatt, og derfor noe vanskelig å bestemme. Det ble foretatt fire nivellementer på tvers av den laveste delen på terskelen. Sonderings-boret penetrerte gjennom ca. 0.4 meter løsavsetninger på alle målingene. Terskelen ble målt til 21.18 m o.h. og består av grus og grov sand. Gunnarshaugvatn drenerer mot Karmsundet.

Øst for Gunnarshaugsvatn er det beitemark, mens det på vestsiden er områder med lav bonitet, hovedsakelig myrområder, knauser og beplantet skog.

3.5 STANGEMYRA (K-24)

Bassenget ligger 200 meter nord for fylkesvei 842 (Gunnarhaug-vegen) og 500 meter øst-syd/øst for "Grendahuset" på N-Karmøy (fig. 3.9). Myren er omkring 200 meter lang og 100-150 meter bred. På flere steder er den imidlertid temmlig "gyngete".

Stangemyra tilhører et større myrområde som ligger mellom 22 og 25 m o.h. Området ligger midtveis mellom yttersiden av øya og Karmsundet, og utgjør den høyeste delen av strandflaten på denne delen av Karmøy. Området har et lite relieff, noe som vanskeligjør defineringen av dreneringsretningen i de ulike deler av myrkomplekset. Deler av området drenerer mot Gunnarhaugsvatnet (K-21) i øst, mens andre renner mot Munkaskarmyra (K-17) i vest. K-24 drenerer mot syd.

Tilsiget kommer hovedsakelig fra noen små myrområder i syd og fra omkringliggende knauser. I dag er hele området grøftet. Det synes som om grøftingen følger den opprinnelige dreneringsveien mot syd-syd/øst. På grunn av terrenget har det vært vanskelig å definere en eksakt terskelhøyde. De ulike alternativene er nivellert opp og terskelen bestemt til 23.55 m o.h.

Området ligger eksponert. Vegetasjonen nord for myren består av trebevokste knauser innimellom myrområdene. Ellers har den sterke grøftingen i området medført at tidligere myrområder nå benyttes til beitemark/eng der det er mulig.

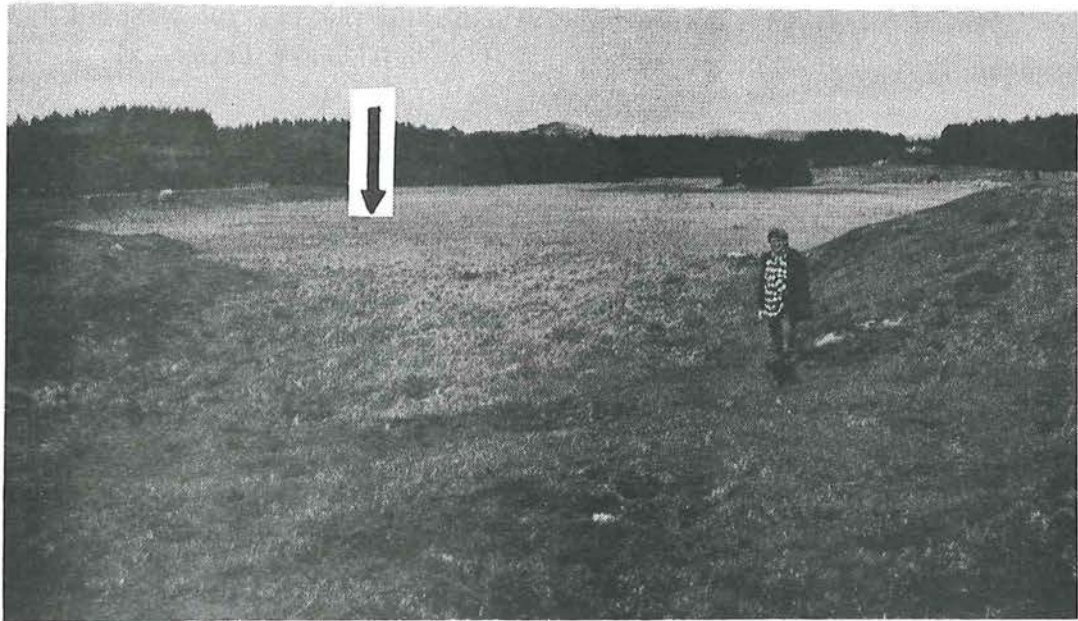


Fig. 3.9 Stangemyra, 23.5 m o.h. Bildet er tatt mot nord med Bjørgene i bakgrunnen. Borepunktet er merket med en pil.

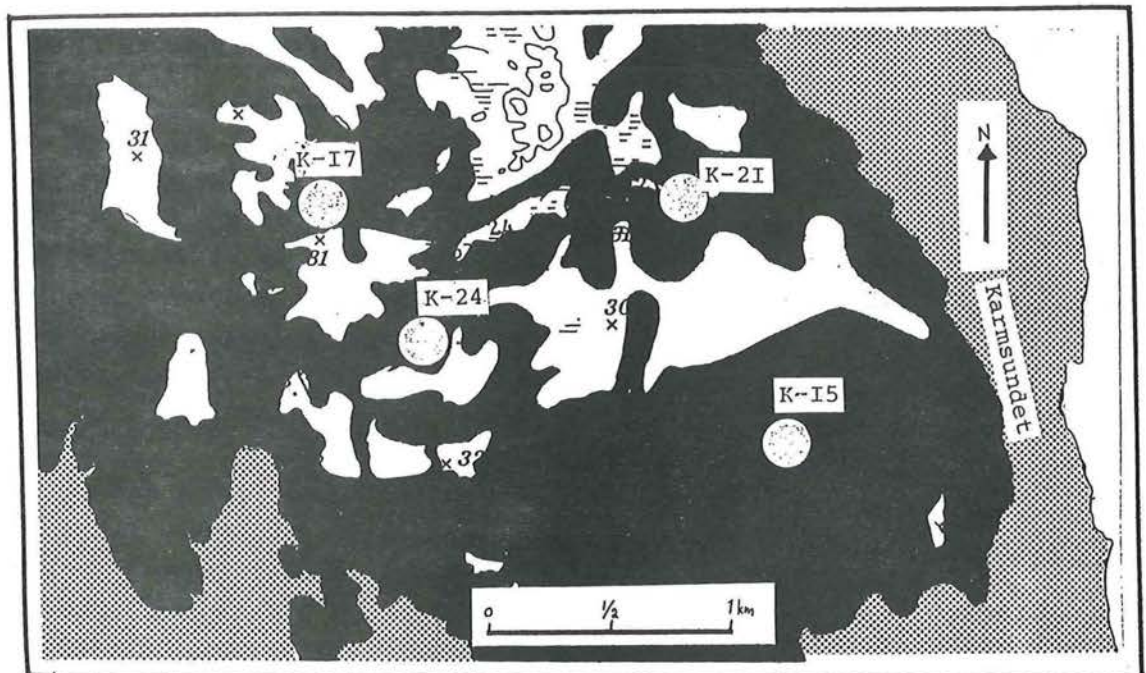


Fig. 3.10 Paleogeografisk kart over N-Karmøy. Kartet viser et tenkt havnivå på 25 meter over dagens.

Dagens havnivå
 Paleogeografisk havnivå
 Tørt land

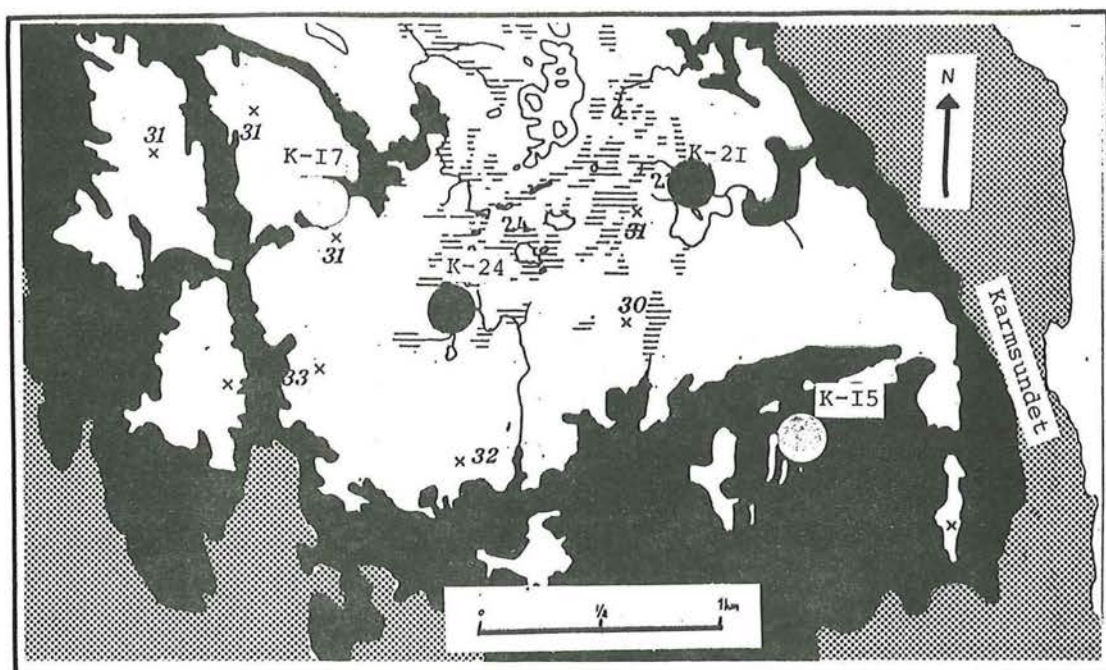


Fig. 3.11 Paleogeografisk kart over N-Karmøy. Kartet viser et tenkt havnivå på 20 meter over dagens.

Dagens havnivå
 Paleogeografisk havnivå
 Tørt land

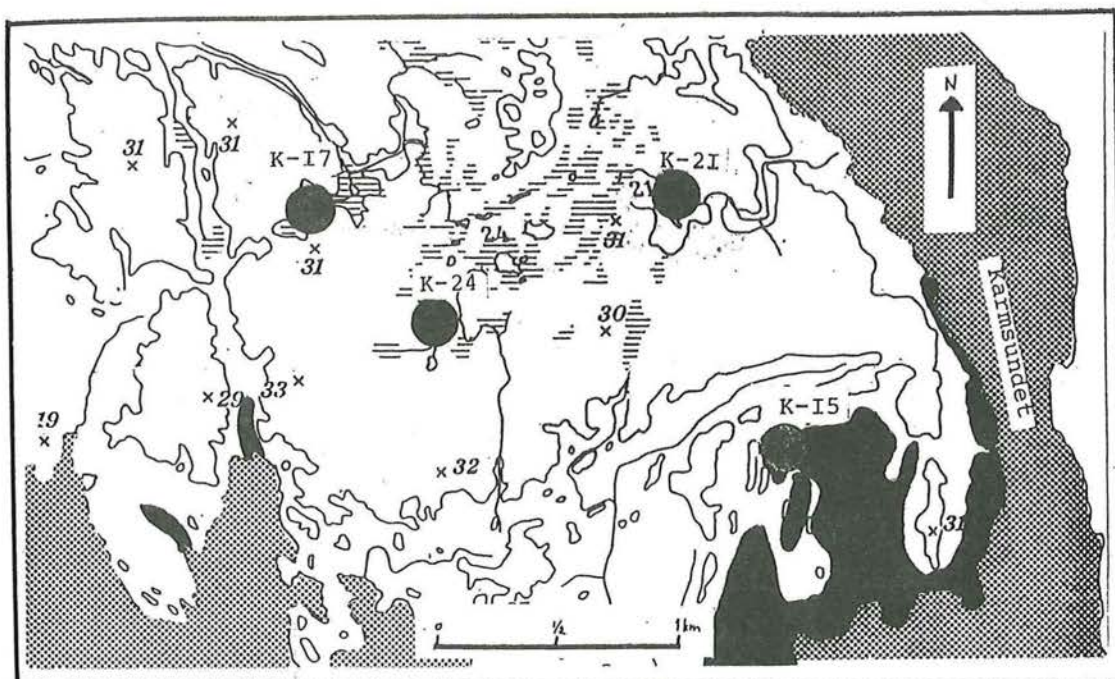


Fig. 3.12 Paleogeografisk kart over N-Karmøy. Kartet viser et tenkt havnivå på 15 meter over dagens.

Dagens havnivå
 Paleogeografisk havnivå
 Tørt land

3.6 PALEOGEOGRAFI

Et paleografisk kart gir informasjon om hvordan en antar et område har sett ut tidligere. I dette tilfellet er det aktuelt å få oversikt over havets utbredelse over N-Karmøy etter siste istid. Litostratigrafien i et basseng vil være avhengig av om bassenget har blitt påvirket av havet. Strandflatens svake relieff medvirker til at en liten økning i havnivå mellom 20 og 25 m o.h. vil oversvømme store deler av N-Karmøy.

Øyas eksponerte beliggenhet mot Nordsjøen gjør det nødvendig å ta hensyn til påvirkning av vind og bølger. Vind, bølger og tidevann vil vaske ned løsmasser og jevne ut landskapet. Små endringer i havnivå kan medvirke til at basseng kan få gjennomstrømning av marint vann. Havet vil erodere i terskelpunkt og avsette sedimenter i bassengene.

I en strandlinje-undersøkelse er overgangsfasens varighet viktig å kjenne. Hvis de ulike bassengene har ligget eksponert til for vind og bølger, vil overgangsfasen mellom marine og ferske miljøer bli diffuse, og dermed vanskeligere å definere.

Det presenteres tre paleogeografiske kart med tenkte havnivå på 25-, 20- og 15 m o.h. Kartene er ment å vise havnivåets utbredelse ved ulike nivåer.

Ved et havnivå på 30 meter over dagens vil det meste av den nordlige delen av øya bortsett fra Bjørgene, ligge under havnivå.

Ved et havnivå på 25 meter over dagens, ville størstedelen av Nord-Karmøy ligget under vannskorpen. Området ville ligge eksponert til mot Nordsjøen. Alle de fire undersøkte bassengene ville vært oversvømmet på dette havnivået (fig 3.10). Selvom Ringen (1962) har postulert M.G. på 36-38 m o.h. på N-Karmøy har ikke vi funnet marine indikatorer fra Sein-Weichsel over Gunnarshaugvatn. (jfr. 6.6.5).

Da havet stod 20 meter over dagens var store deler av N-Karmøy tørrlagt (fig. 3.11) blandt annet Stangemyra (23.5 m o.h.) og Gunnarhaugsvatn (21.2 m o.h.). Stangemyra ligger på et platå midt på øya og utgjør en del av et større myrkompleks. Gunnarhaugsvatn ligger nær Karmsundet, og blir beskyttet av et 23-25 meter høyt platå mot vind og bølger fra havet. Fra Gunnarshaugvatn og nordover fortsetter en senkning i terrenget. Forsenkningen er antatt å ha oppstått i en forkastningssone, og ligger bare litt høyere enn terskelen ved Gunnarshaugen. Da havet sto over begge terskelnivåene kan en ha fått gjennomstrømning. Sondererboringer ved utløpet av rennen mot

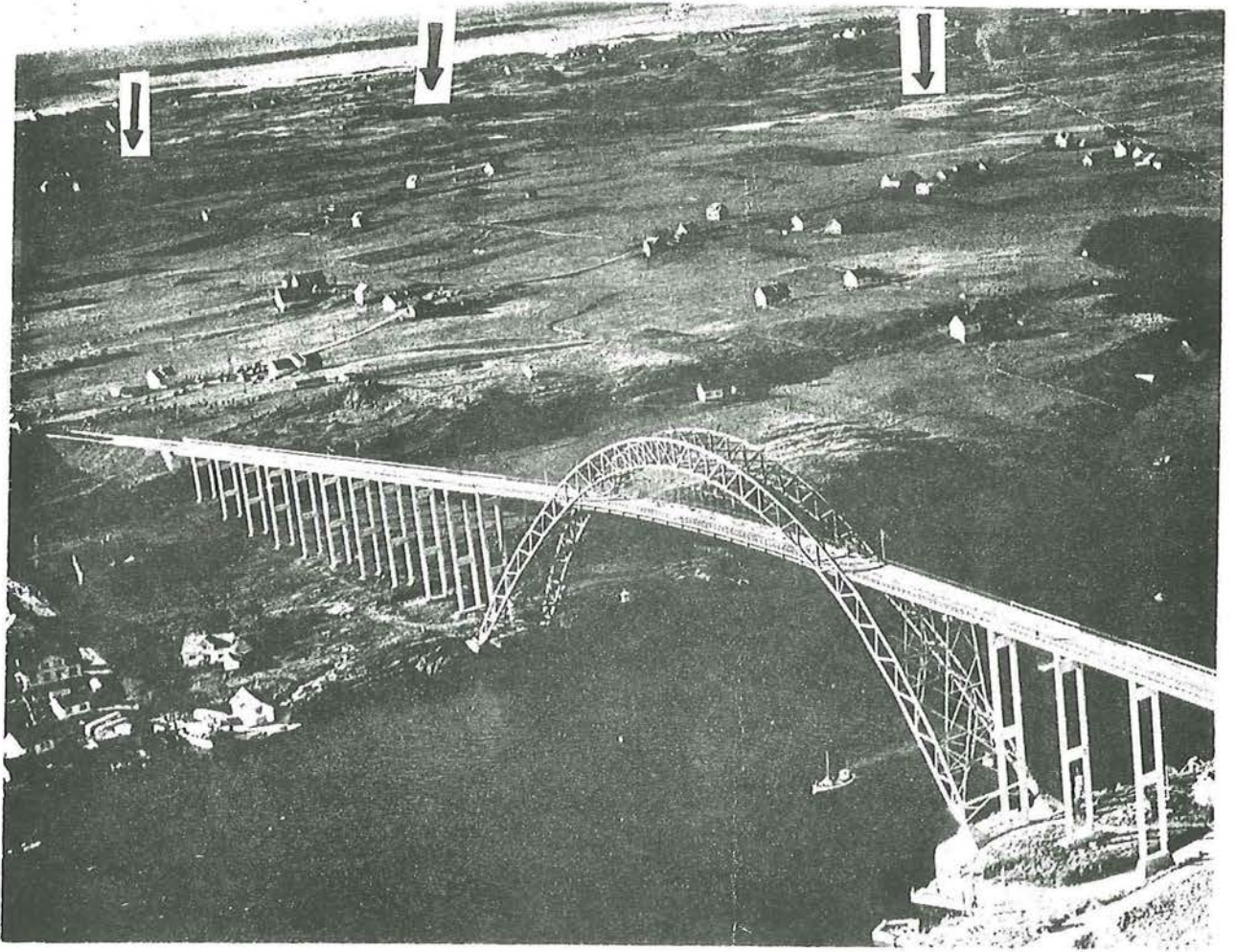


Fig. 3.13

Karmsund-broen med Gunnarshaug og Bjørgene i bakgrunnen til høyre. Bildet er tatt mot N-V. De tre høyestliggende bassengene er avmerket med piler. Bassenger fra høyre; Gunnarshaugvatn, Munkaskarmyra og Stangemyra. Nordbømyra ligger sør for Karmøy-broen.

(Fotografi etter Ringen 1962.)

Gunnarshaugvatn viser flere gruslag i sedimentene. Dette kan tyde på sedimenter erodert av sterk strøm.

Ved en havnivå på 15 meter var størstedelen av N-Karmøy tørrlagt. I den sør-østre delen av feltområdet vil en smal stripe langs land deriblant Nordbømyren, være oversvømmet (fig. 3.12).

Terskelpunktet nord for Nordbømyra er nivellert til å ligge 0.21 meter under det nestlaveste passpunktet i sør. Med havnivå på mer enn 0.21 meter over det laveste punktet kan bassenget ha blitt utsatt for gjennomstrømmning. Vannstrømmen ville ha vært sterkest ved de smale terskelpunktene, mens det i selve bassenget ville vært roligere forhold der suspenderte partikler kan ha blitt sedimentert.

KAPITTEL 4: FELTARBEID OG SEDIMENTBESKRIVELSE.

Kapitlet omhandler:

- nivellering av terskelpunkt
- sondering av bassengene
- beskrivelse av sedimentkjernene

Kjerneprøvene er beskrevet litostratigrafisk etter et deskriptivt system der hovedtrekkene er hentet fra Braaten & Hermansen (1985) (se tegnforklaring fig. 4.1). Fargebeskrivelsen på sedimentet under kjernebeskrivelsene bygger på Munsell fargekart (1975) i tillegg til subjektive vurderinger. Det er utført glødetapsanalyser hver 2.5 cm gjennom de minerogene sedimentene og et stykke inn i gytjen. Prøvene ble tørket 24 timer ved 105 °C og glødet i ca. 1 t ved 550 °C. Glødetapet er organisk innhold beregnet i prosent av prøvens tørrvekt.

Sedimentbeskrivelsen for hvert basseng er samlet i en figur. I disse inngår data og konklusjoner fra andre kapitler som ¹⁴C-dateringer, kronosoneinndeling og miljøtolkning. Ved å bruke denne informasjonen diskuteres til slutt sedimentene i hvert basseng.

4.1. FELTARBEID.

4.1.1. Nivellering.

Bassengenes terskelpunkter ble nivellert i forhold til det nærmeste trigonometrisk punkt eller fastpunkt. Til nivelleringen ble det brukt Zeiss kikkertutstyr og en fire meter tachymeterstang. Resultatene er oppført i tabell 4.1.

Tabell 4.1.	
Basseng	Terskelpkt. (m o.h.)
Stangemyra	23.55
Gunnarshaugvatn	21.19
Munkaskarmyra	17.81
Nordbømyra	14.99

4.1.2. Sondering.

Sonderingen ble utført med et russerbor med 1 m kanner og 22 mm stenger samt kuleklemmer. Formålet var å innhente informasjon om bassengenes dybdeforhold og stratigrafi. Det ble utført tilsammen 45 prøvestikk. Hver enkelt prøve ble beskrevet. Nærmere beskrivelse av sonderingsprofilene følger innunder de enkelte bassengene (jfr.kpt. 4.2).

4.1.3. Prøvetaking.

Borpunktene hvor 110 mm sedimentkjernene skulle hentes, ble bestemt ut fra sonderingen. Punktene med den mest fullstendige sedimentsekvens og den beste oppløsningen fra sonderingen ble valgt for hvert basseng. I noen tilfeller ble det nødvendig å ta prøvene litt til siden for den gunstigste posisjonen fordi myra var for ustabil til å bære borutstyret.

Kjerneprøvene ble tatt med en ombygget stempelprøvetaker fra Botanisk Institutt (Geonor K 200) i 110 mm PVC-rør. Plastrøret drives ned i myra med et låst stempel i enden. Ved ønsket dybde frigjøres stempelet, og røret drives videre samtidig som sedimentet skjæres inn. Det ble brukt en talje til nedrivning og opphaling av plastrøret. Kjerneprøvene ble forseglet i felt og brakt til Bergen for videre undersøkelser.

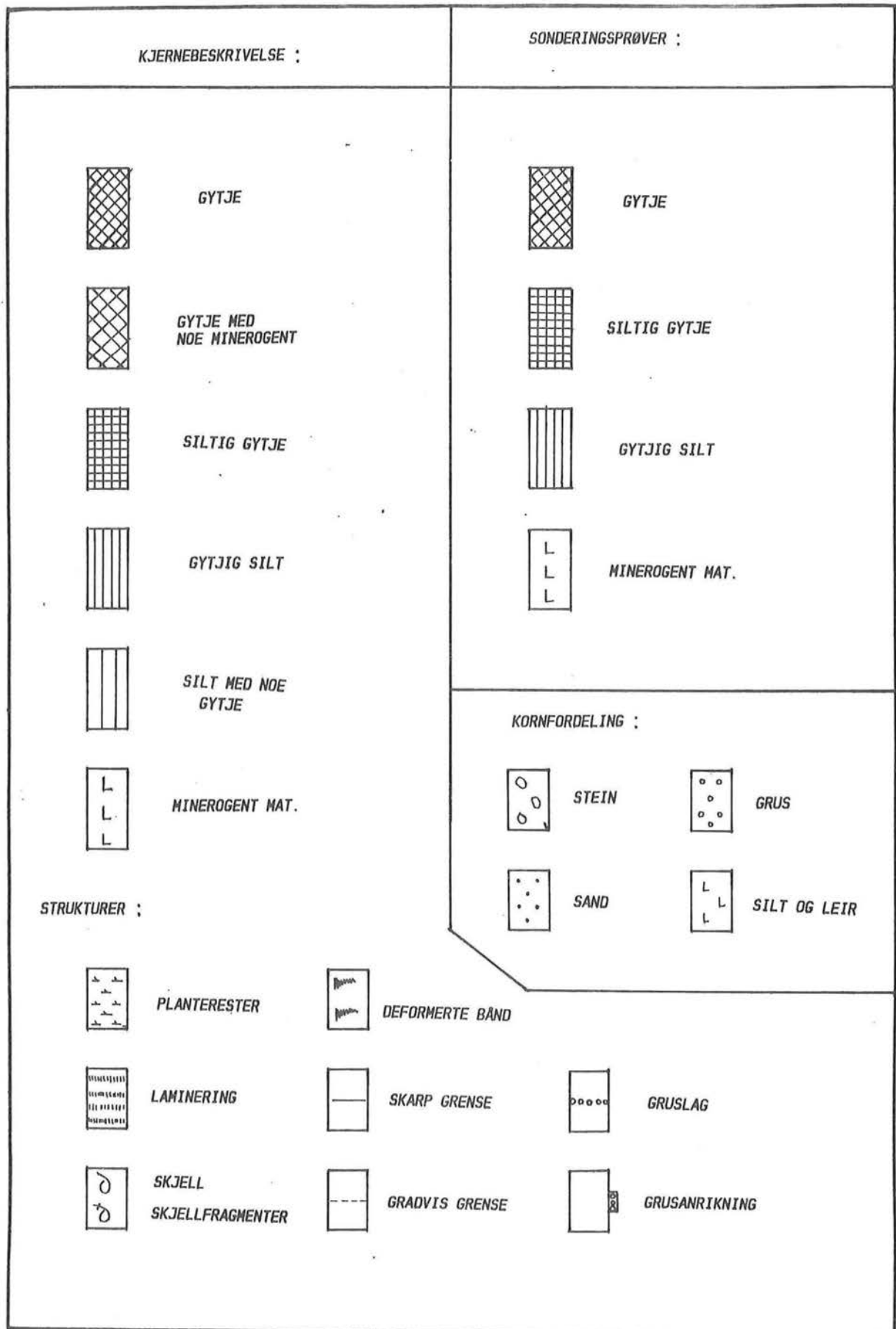


FIG. 4.1. LITOSTRATIGRAFISK TEGNFORKLARING

4.2. STANGENYRA (23.55 M O.H.).

Bassenget ligger i den sydvestre delen av et større område med myr og åpent vann. Det ble foretatt endel prøvestikk i ulike deler av området før bassenget ble valgt ut som det mest lovende. Sonderingen av bassenget omfatter 15 prøvestikk på tre profiler (fig. 4.2). Den mest fullstendige sedimentsekvensen som ble registrert under prøvestikkene beskrives kortfattet. Sonderingen gir grunnlaget for konstruksjonen av et isopachkart over mektigheten av mineroogene sedimenter (fig. 4.3).

4.2.1. Sonderingsprofilene.

Profil A (fig. 4.4).

Profilet går fra den SSØ-delen til den NNV-delen av bassenget over en strekning på ca. 97 m. Det viser en jevn fordypning mot midten av bassenget.

Profil B (fig. 4.5).

Profilet går fra en høyde som stikker opp i den NØ-delen av bassenget og mot SV over en strekning på ca. 40 m. Det treffer profil A i punkt 4. Profilet viser en jevnt økende dybde mot midten av bassenget.

Profil C (fig. 4.6).

Profilet går fra punkt 4 mot V over en strekning på ca. 44 m. Den dypeste delen av bassenget ligger ved punkt 13. Her er det over 2.5 m med senklasiale sedimenter.

Sedimentsekvensen består nederst av en gråblå leirig silt med sand og grus (A-1) fulgt av bedre sortert gråblå leirig silt (A-2). Etter en skarp grense følger et mørkt olivengrått lag av gytjig silt (B-1). Dette blir gradvis mer gytjeholdig og går over til siltig gytje (B-2). Etter en tydelig overgang følger en olivengrå gytjig silt (C). Laget skifter gradvis farge via brungrått til grått. I overgangen til neste lag finnes en horisont med planterester før sedimentet går over i mørk brun findetritusgytje (D-1) som etterfølges av en svært mørk brun grovdetritusgytje (D-2).

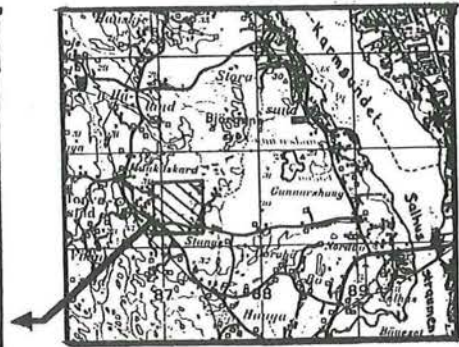
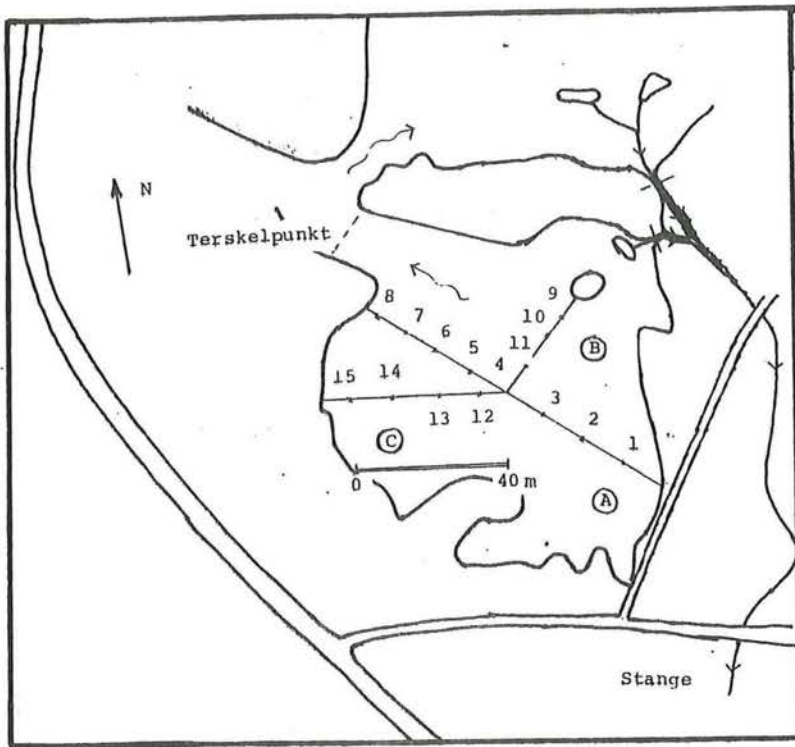


FIG. 4.2. LOKALISERING AV STANGEMYRA.
SONDERINGSPROFILER ER INNTEGNET.

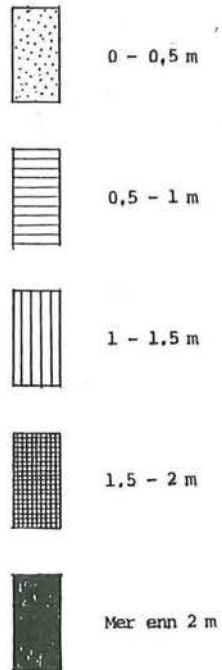
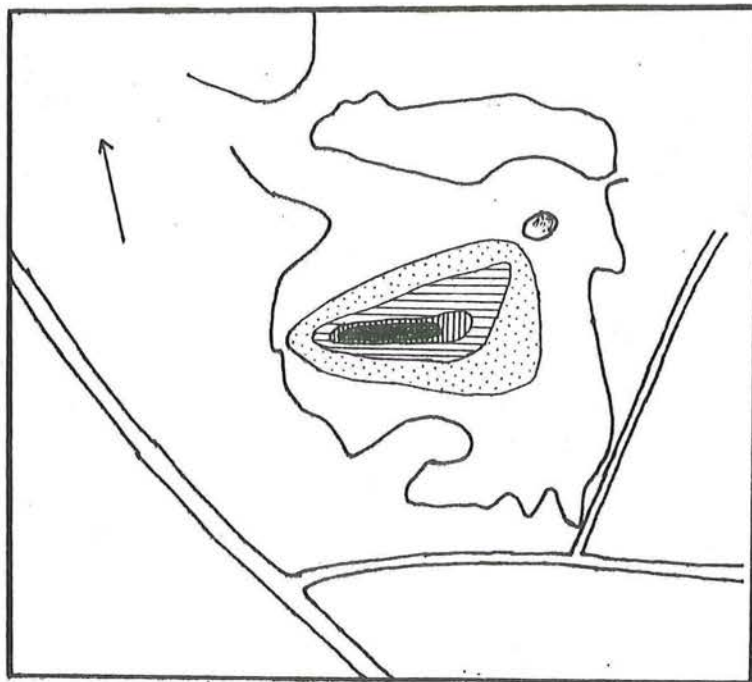


FIG. 4.3. NEKTIGHETENE AV MINEROGENE
SEDIMENTER.

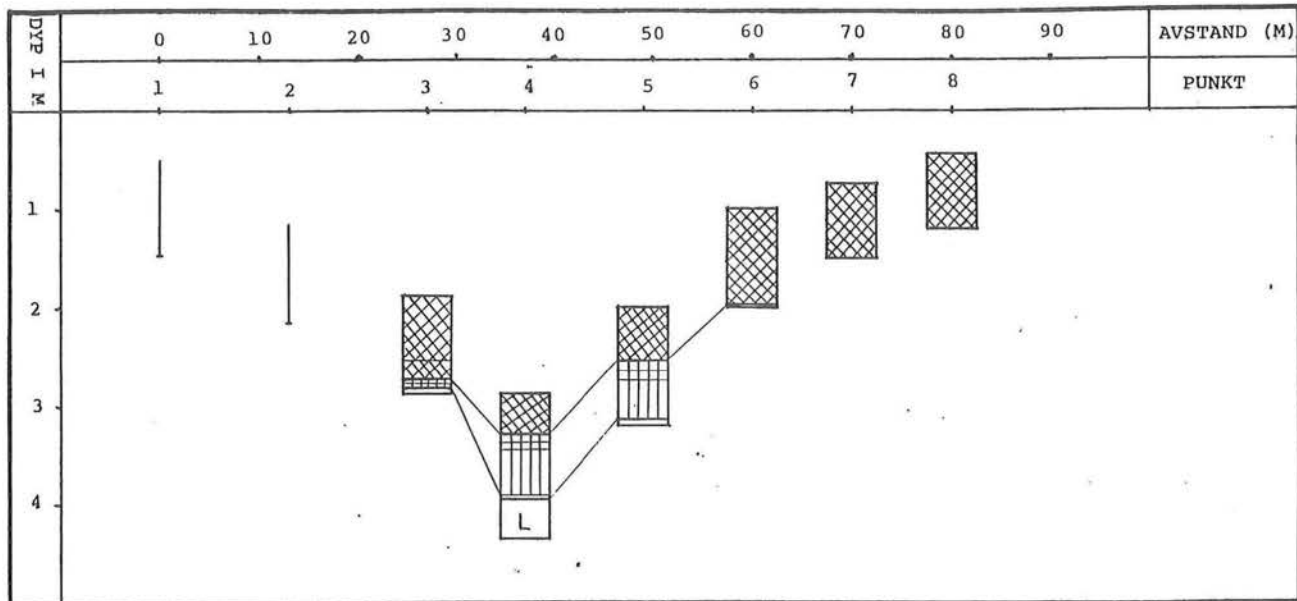


FIG. 4.4. SONDERINGSPROFIL A FRA STANGEMYRA.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

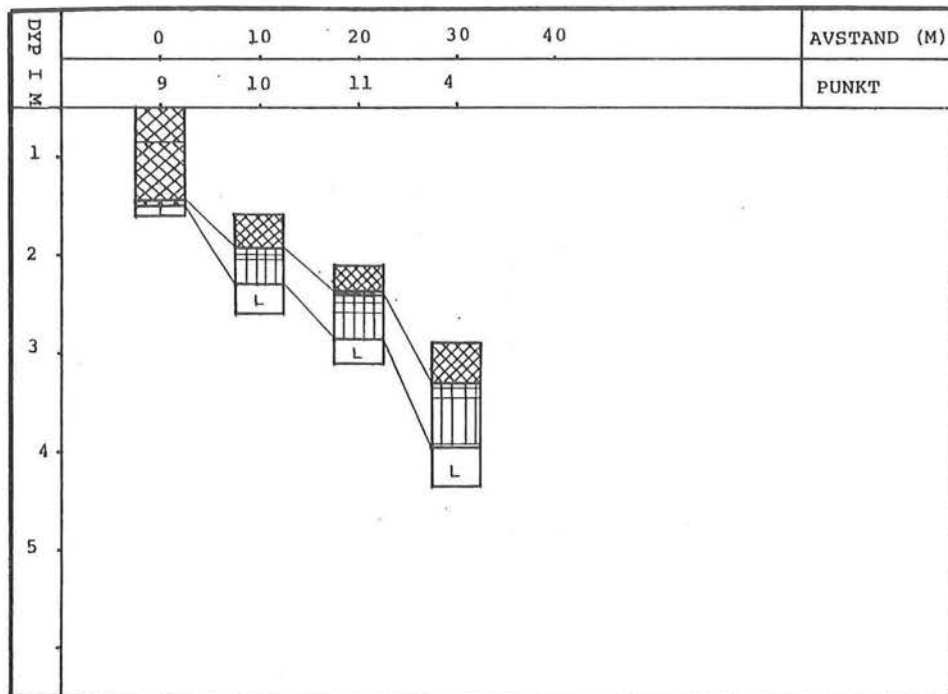


FIG. 4.5. SONDERINGSPROFIL B FRA STANGEMYRA.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

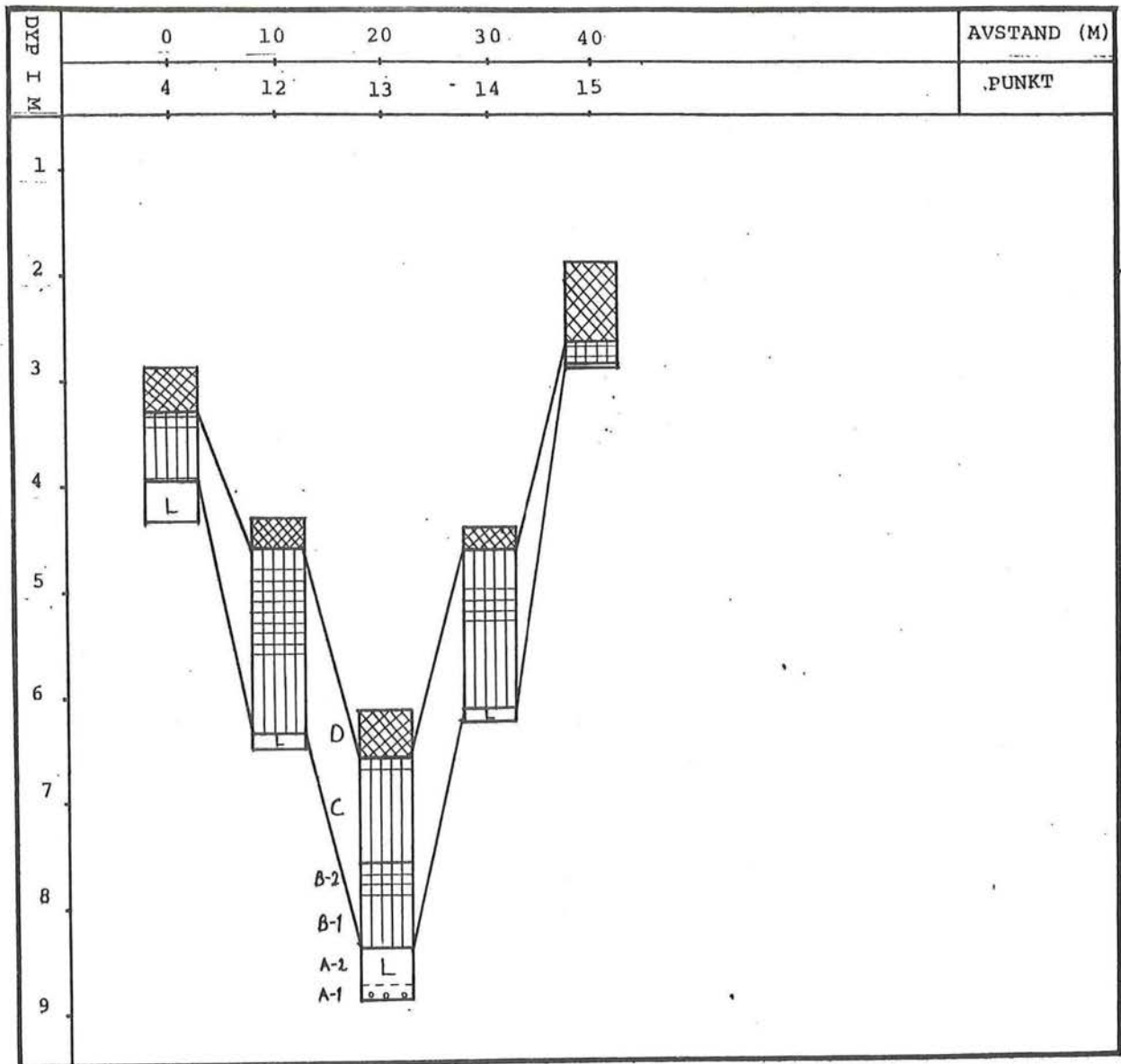


FIG. 4.6. SONDERINGSPROFIL C FRA STANGEMYRA.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

4.2.2. Kjernebeskrivelse (fig. 4.7).

Sonderingen viser en jevn fordypning mot midten av bassenget. Ut fra stratigrafien ble punkt 13 valgt som borpunkt. De store nedbørs-mengdene som hadde falt siden feltarbeidet på forsommeren, hadde gjort myren svært bløt til prøvetakningen i begynnelsen på oktober. For å få boreriggen på fast nok grunn ble kjernen tatt mellom punkt 12 og 13. Ved en kontroll med russerboret viste det seg at dette ga en like fullstendig sedimentsekvens og nesten like god oppløsning som ved punkt 13.

Jeg har delt sedimentene inn i 3 uformelle formasjoner ut fra markerte fellestrekk. Formasjon A består av sterile minerogene sedimenter, formasjon B består av organiske minerogene sedimenter og formasjon C består av organiske sedimenter. De eldste sedimentene beskrives først. Overgangen mellom formasjonene antas å være klimatisk betinget og derfor synkrone mellom bassengene, men de blir også påvirket av sedimentasjonsmiljøet. En direkte sammenligning av litostratigrafien mellom Stangemyra som ligger over Marin Grense, og de andre bassengene, kan derfor i noen tilfeller være vanskelig. Jeg mener likevel at hovedtrekkene i stratigrafien er de samme selv om overgangen mellom formasjonene kan være noe asynkrone. Dette er i første rekke merkbart i overgangen mellom formasjon B og C. Her vil stor minerogen sedimenttilførsel i marint miljø forsinke utviklingen av rene organiske sedimenter. Forøvrig blir litostratigrafien mer kompleks i basseng som har gjennomgått miljøforandringer, men de store trekk kan gjenkjennes.

Formasjon A, (720-679 cm).

Lag A-1, grusig sand med noe stein (720-691 cm).

Sedimentet er gråfarget (5 BG 5/1 Greenish grey). Opp til nivå 709 cm har det en fast konsistens, men det blir mer vannholdig og dermed bløtere ovenfor. Glødetapet ligger på ca. 1 %. Ved nivå 702.5 cm ble det funnet noen planterester.

Lag A-2, silt (691-679 cm).

Laget har en noe lysere grå farge (5 G 5/1 Greenish grey) med tynne mørke laminerte bånd opp mot nivå 685 cm. Her forsvinner båndene

samtidig som konsistensen på sedimentene forandres fra å være plastisk til å bli bløtere. Glødetapet øker til ca. 3 %.

Formasjon B, (679-477.2 cm).

Ledd B, (679-527.8 cm).

Leddets deles i 2 lag. Det er intet markert skille mellom disse.

Lag B-1, gytjig silt (679- ca. 590 cm).

Overgangen fra A-2 er gradvis med en ca. 5 cm overgangssone. B-1 består av olivengrå (5 y 4/2 Olive grey) homogen gytjig silt. Laget blir gradvis mørkere oppover. Konsistensen på sedimentet er fast. Glødetapet øker raskt gjennom overgangssonen og ligger i gjennomsnitt på ca. 12 % oppover i laget. Det finnes 2 plantelag på henholdsvis nivå 668,5 cm og 666 cm. I tillegg ble det funnet en rotbit på nivå 651,5 cm.

Lag B-2, siltig gytje (ca. 590-527.8 cm).

Sedimentene får gradvis en mørkere olivengrå farge (5 y 3/2 Dark olive grey). Konsistensen er fremdeles fast. Glødetapet er ca. 2 % høyere i gjennomsnitt enn i B-1. Det ble funnet lite planterester i laget.

Ledd C, (527.8-477.2).

Lag C, gytjig silt (527.8-477.2 cm).

Overgangen til laget er skarp. Fargen på sedimentet er olivengrå (5 y 4/2 Olive grey) og har en fast konsistens. Glødetapet er omtrent som i B-2 (ca. 14 %). Det ble funnet mye planterester i laget med særlige konsentrasjoner ved nivåene 520.5, 515,5 og 513 cm.

Formasjon C, (477,2 cm-382,6 cm).

Lag D-1, findetritusgytje med et raskt minkende innslag av minerogent materiale (477,2-438 cm).

Overgangen fra lag C er skarp. Fargen kan karakteriseres som brun med

et minkende innslag av olivengrått. Konsistensen på sedimentet er fast og glødetapet øker til over 40 %.

Lag D-2, grovdetritusgytje (438-382,6 cm).

Overgangen fra lag D-1 er markert. Sedimentet har en mørk brun farge (10 YR 2/2 Very dark brown). Det har en fast konsistens, men er mer vannholdig enn D-1. Glødetapet øker til over 50 %.

4.2.3. Avsetningsforhold og diskusjon av sedimentene (se fig. 4.7).

Bassengbunnen har de dypeste partiene i den vestre delen hvor også de største mektighetene (> 2 m) av minerogene sedimenter finnes (se fig. 4.3). Forøvrig finnes det små mektigheter av minerogent materiale i bassenget.

Stangemyra har hatt lakustrine forhold siden deglasiasjonen av området (jfr. kpt. 6.6.5). Dreneringsområdet er lite og løsmassene består ifølge Ringen (1962) av havavleiringer samt et sparsomt dekke av torvjord og lynghumus (jfr. kpt. 3.2). Klassifiseringen skyldes trolig at forfatteren beregner marin grense i området til 37 m o.h. Vi antar at finkornete løsmasser i området over ca. 22 m o.h. (jfr. kpt. 8.1) er lakustrint avsatt.

Løsmassene som Ringen beskriver, kan være havavleiringer hvis de er eldre enn Sen-Weichsel, men da ville disse vært dekt av morenemateriale i likhet med de interglasiale avsetninger ca. 3 km syd for bassenget (Andersen 1981, Sejrup 1987).

Lag A-1 antas ut fra en ^{14}C -datering å være avsatt over en kort periode i Bølling kronosone før 12400 år BP trolig nærmere 13000 år BP (jfr. kpt. 7.3.1). De dårlig sorterte sedimentene kan stamme fra deglasiasjonsfasen. Smeltevannet eroderte i bunnmorenen og avsatte materialet i basseng nær brefronten. Jeg antar at brefronten befant seg på vestsiden av Karmsundet (< 2 km fra Stangemyra) i perioden hvor A-1 ble avsatt. Hvis fronten befant seg lengre inn på Haugesundshalvøya, ville Karmsundet ha fungert som en sedimentasjonsfelle hvor grovere sedimentfraksjoner som grus og sand ville ha blitt avsatt.

Laget kan også ha blitt dannet ved utvasking av morenemateriale etter deglasiasjonsfasen. De grovere fraksjonene kan ha blitt tilført ved innfrysing i strandsonen og transportert utover i bassenget under

vårløsningen (jfr. Vorren et al. 1983).

Jeg synes den første forklaringen virker mest sannsynlig. Sedimentet er svært sterilt med hensyn til pollen. Dette indikerer en rask sed.hast. og passer godt med deglasiasjonsfasen.

Lag A-2 antas også å være avsatt før 12400 år BP (jfr. kpt. 7.3.1). Den godt sorterte silten ble avsatt under rolige strømforhold. Laget er forholdsvis sterilt for pollen selv om det var mulig å foreta analyse av den øvre delen. Silten er trolig erodert fra løsmasser innen bassengets dreneringsområde i en periode med usammenhengende vegetasjonsdekke. Det er usikkert hva lamineringen av sedimentene innebærer. Det er imidlertid ikke brakkvannslaminering (jfr. kpt. 6.6). Det er usikkert hvor lang tid det tok å avsette A-2. Dette avhenger av hvor lenge klimaet forble ugunstig for et mer omfattende plantedekke. Overgangen til B-1 representerer trolig en klimaforbedring.

Lag B-1 antas å være avsatt i siste halvdel av Bølling og begynnelsen av Allerød kronosone (jfr. kpt. 7.3.2 og 7.3.3). Vegetasjonen ble mer sammenhengende og førte til at sedimentasjonen av minerogent materiale minket. Til gjengjeld økte den organiske produksjonen og sedimentene ble mer gytjeholdige. Lag B-2 omfatter antakelig resten av Allerød kronosone (jfr. kpt. 7.3.3). Sedimentene blir gradvis mer organiske, men skiller seg lite fra foregående lag.

Lag C antas å omfatte ca. de første 700 år av Yngre Dryas kronosone (jfr. kpt. 7.3.4). De øverste lagene, D-1 og D-2, er trolig avsatt i tidsrommet frem til slutten av Preboreal kronosone (jfr. kpt. 7.3.5). Klimaet er bedret, og den organiske produksjonen øker kraftig.

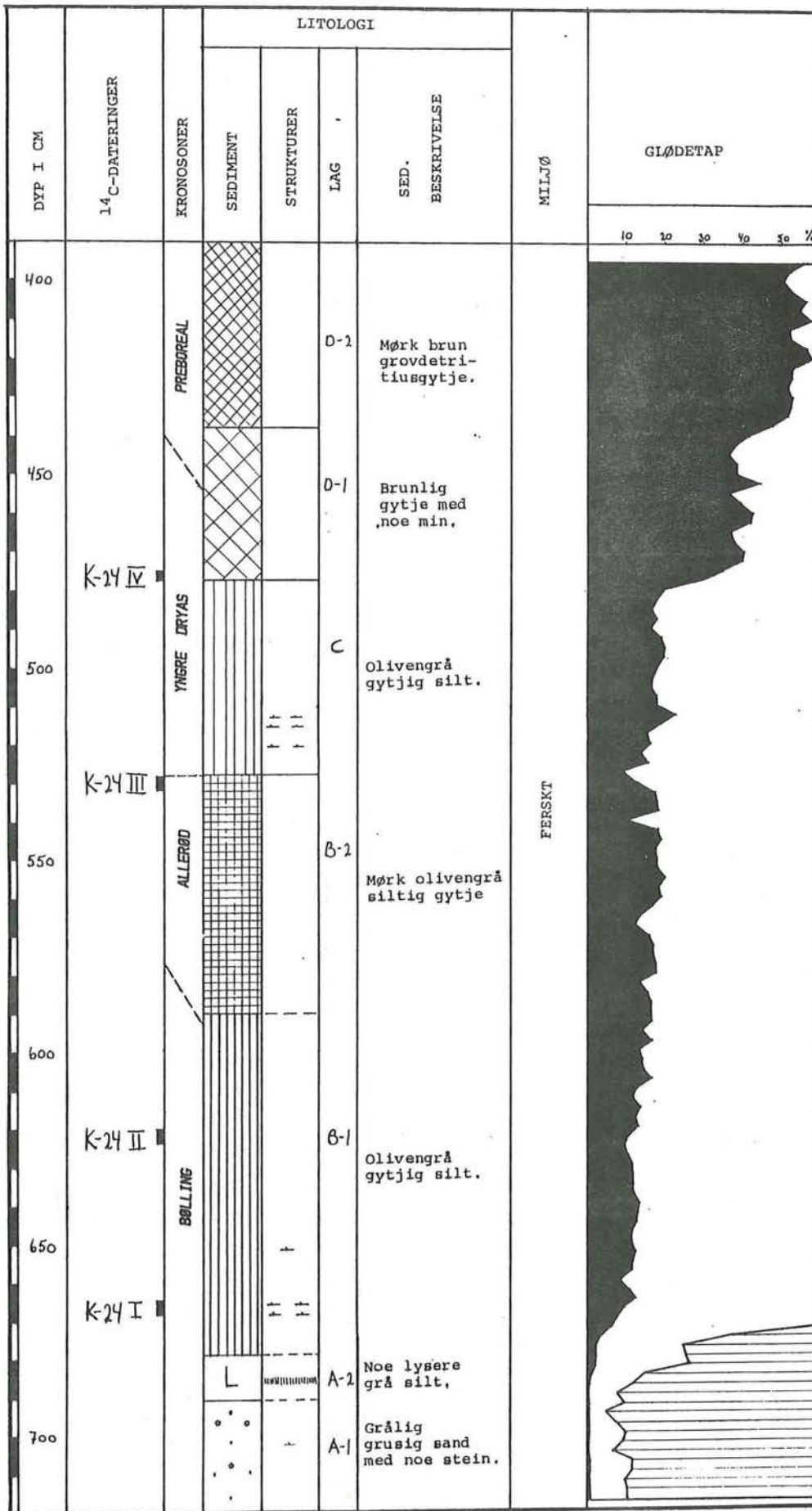


FIG. 4.7. KJERNEBESKRIVELSE FRA STANGENYRA.
TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

4.3. GUNNARSHAUGVATN (21.2 M O.H.).

Området som ble sonert ligger umiddelbart nord for Gunnarshaugvatn (fig. 4.8). Det er åpent vann et stykke under myroverflaten. Det ble foretatt 2 sonderingsprofiler med til sammen 8 prøvestikk. Disse samt mektigheten av minerogene sedimenter er inntegnet på fig. 4.9.

4.3.1. Sonderingsprofilene.

Det ble foretatt forsøk på sondering i et lite myrbasseng nord for Gunnarshaugvatn (fig 4.8 ved pkt. 1). Selv om mektighetene av minerogene sedimenter er tilfredsstillende (fig. 4.10), var det flere faktorer som talte mot lokaliteten. Bassenget er bare ca. 3 m dypt, og røttene fra snelleplanter trenger langt ned i de minerogene sedimentene. Dette ville medført et forurensingsproblem ved ^{14}C -dateringer. I tillegg antar jeg at en skarp grense fra sandig silt til grus representerer en hiatus. Sonderingsprofilene ble derfor anlagt så nær Gunnarshaugvatn som mulig.

Profil D (fig. 4.10).

Profilet går fra en liten høyde i nord til det åpne vannet i syd. Strekingen er på ca. 80 m. Bassengbunnen heller raskt nedover og når sitt dypeste nivå ved punkt 4. Derfra stiger det noe mot vannet. Mektighetene på minerogene sedimenter er generelt små (fig. 4.10).

Profil E (fig. 4.11).

Profilet går fra øst til vest over en strekning på ca. 80 m. Den østre delen av bassenget skråner jevnt mot midten, mens den vestre delen er dyp helt inn mot land. Dette kan også registreres ved hjelp av morfologien i området. I vest går blankskurt fjell bratt ned i myra, mens den østre bredden som er dekket av løsmasser, viser en jevn slak helning. Utformingen av bassenget minner om en forkastningssone hvor forkastningen ligger i den vestre del av bassenget. En smal "dal" går fra Gunnarshaugvatn og nordover mot et byggefelt. Dalen er orientert N-S som Gunnarshaugvatn og har en bratt kant i vest (ca. 5 m høy) mens østre kant er slakere.

Den beste oppløsningen av senglasiale sedimenter og den mest fullstendige sedimentsekvensen ble observert i punkt 7. Dette er det

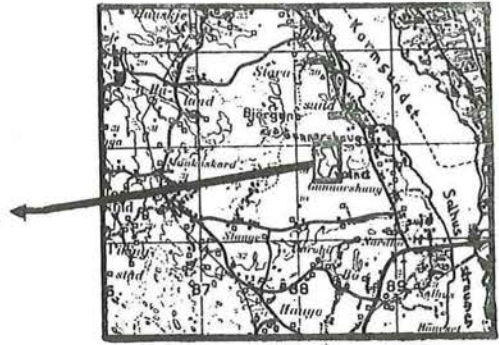
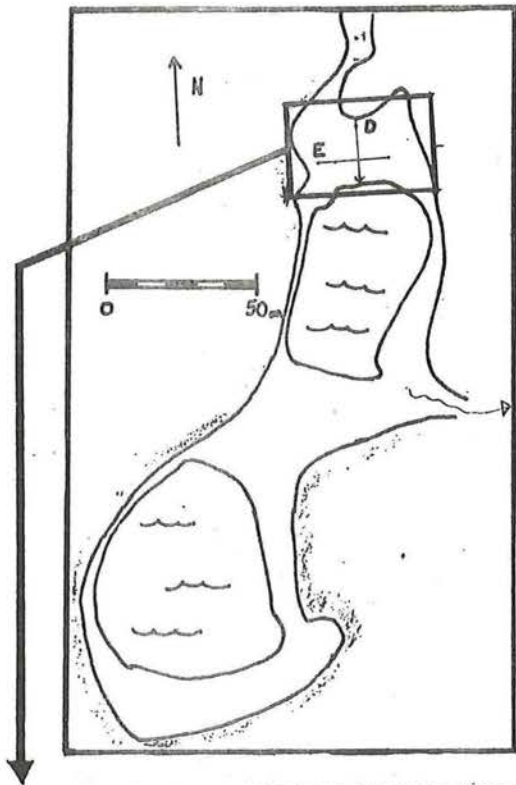


FIG. 4.8. LOKALISERING AV GUNNARSHAUGVATN.

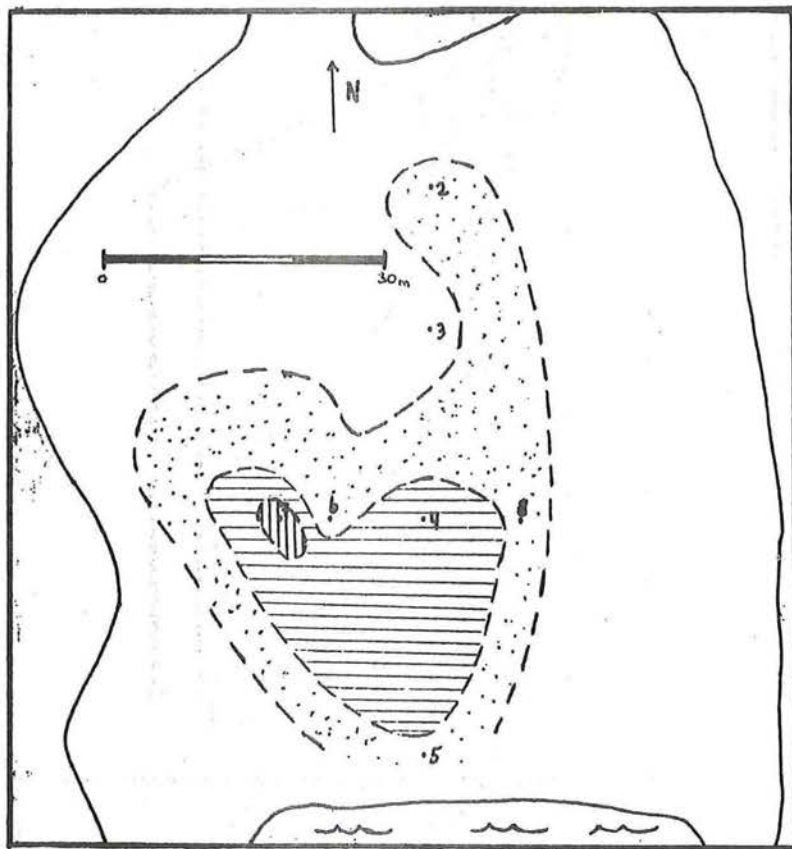


FIG. 4.9. HEKTIGHETENE AV MINEROGENE SEDIMENTER.

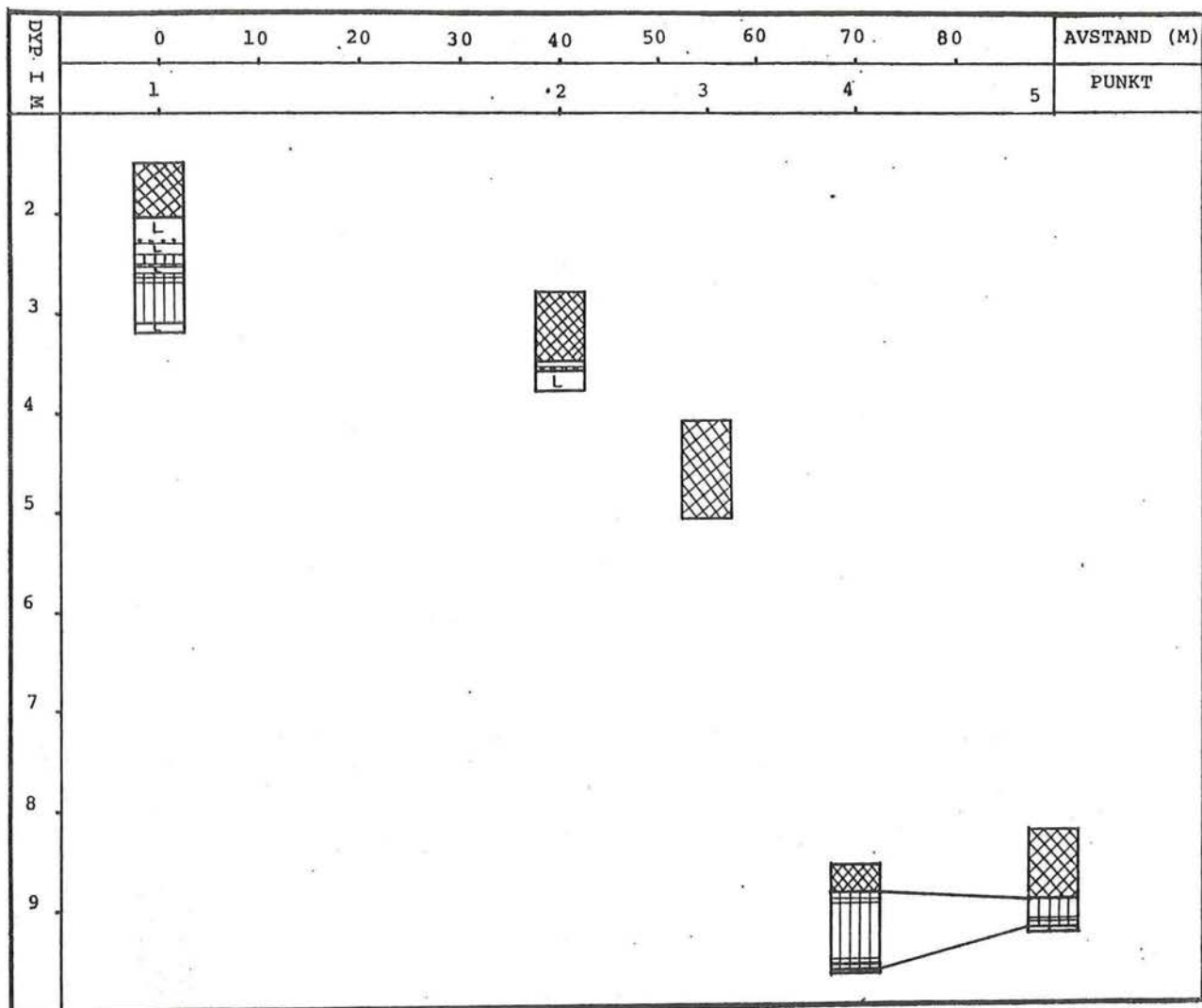


FIG. 4.10. SONDERINGSPROFIL D FRA GUNNARSHAUGVATN.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

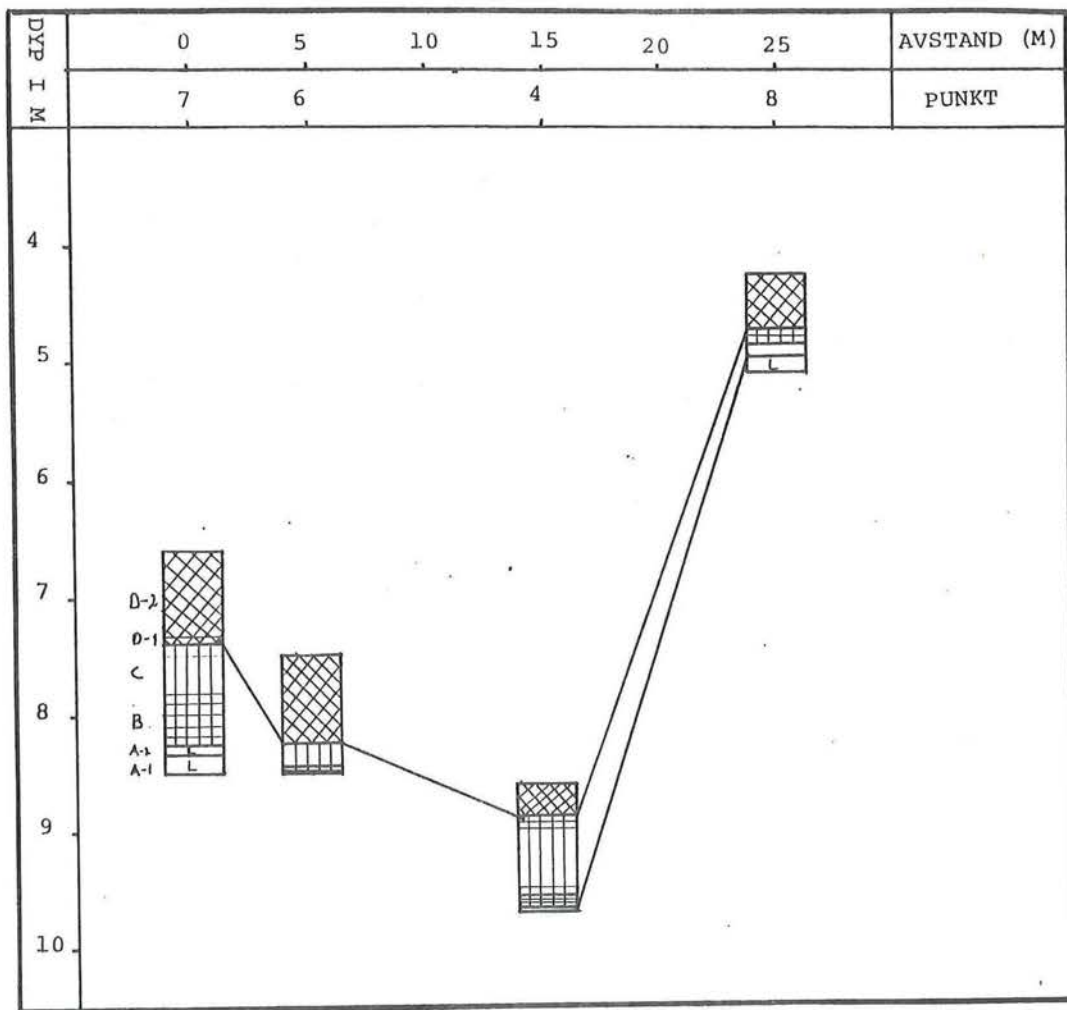


FIG. 4.11. SONDERINGSPROFIL E FRA GUNNARSHAUGVATN.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

mest vestlige av prøvestikkene og ligger bare 20 m fra bassengkanten.

Stratigrafien viser nederst en gråblå siltig sand med grus (A-1) som blir etterfulgt av en bedre sortert grå leirig silt (A-2). Over denne følger et tynt lag av brungrå laminert gytjig silt (B-1) som går over i en svart siltig gytje (B-2). Deretter følger et lag med brungrå laminert gytjig silt (C-1) som gradvis går over i en grønngrå gytjig silt (C-2). Denne følges av en brungrå gytjig silt (C-3). Etter en skarp overgang kommer en findetritusgytje som inneholder noe minerogent materiale (D-1). Gytjen inneholder to tykke sorte lag og to gule "svovelrike" lag. Øverst følger er et mørkt brunt grovdetrituslag (D-2).

4.3.2. Kjernebeskrivelse (fig. 4.12).

Det viste seg at det var umulig å ta opp borkjernen ved punkt 7, siden vannstanden hadde steget betraktelig (ca. 0.5 m) fra forsommeren til høsten. Borkjernen (110 mm) ble derfor tatt nærmere punkt 6 enn 7. Her var vanddybden noe mindre, og grunnen var sikker nok til å bære borutstyret.

Formasjon A, (860-857 cm).

Lag A, silt med noe leir og finsand (860-857 cm).

Sedimentet har en forholdsvis lys grå farge (5 g 5/1 Greenish grey). Konsistensen er plastisk. Glødetapet ligger lavt på ca. 2 %. Det finnes enkelte mørke laminerte bånd gjennom laget. Ved nivå 859 cm ble det funnet enkelte gruskorn.

Formasjon B, (857-788 cm)

Ledd B, (857-831,5 cm).

Lag B-1, gytjig silt (857-848 cm).

Sedimentet er olivengrønt (2.5 y 4/2 Dark greenish grey) og har en fast konsistens. Glødetapet øker raskt og stabiliseres på ca. 10 %.

Det ble observert enkelte laminerte mørke bånd i laget.

Lag B-2, siltig gytje (848-831,5 cm).

Laget har samme farge og konsistens som B-1. Overgangen er satt der hvor økningen i frekvensen av mørke laminerte lag finner sted. Båndene er uregelmessige både i tykkelse og utholdenhet over kjernen. De gir inntrykk av et mer organisk rikt lag, men glødetapet er uforandret.

Ledd C, (831,5-788 cm).

Lag C-1, gytjig silt (831,5-810,5 cm).

Overgangen fra B-2 er gradvis. De laminerte båndene finnes gjennom overgangssonen, mens sedimentet ovenfor er gråbrunt (5 Y 4/1 Dark grey). Konsistensen er "puddingaktig". Den er mer vannholdig enn plastisk. Glødetapet er ca. 7 % i gj.snitt, men er lavest i den øvre delen av laget. Det finnes grusanrikninger i sedimentet ved henholdsvis nivå 821 og 815 cm. Planterester finnes spredt gjennom hele laget.

Lag C-2, silt med litt gytje (810,5-788 cm).

Overgangen fra C-1 er markert. Sedimentet er brungrått med et grønnlig skjær (5 GY 4/1 Dark greenish grey) og har en noe fastere konsistens enn C-1. Glødetapet ligger jevnt på ca. 5 %. Mellom nivå 808 og 800 cm ble det funnet noe grus. Ved nivå 802,5 ble det funnet skjellfragmenter som ikke er identifisert. De øverste to cm av laget virker noe mørkere.

Formasjon C, (788-770).

Lag D-1, findetritusgytje (788-778,7 cm).

Overgangen er skarp. Sedimentet har en brun farge (5 YR 2/2 Dark reddish brown) og en fast konsistens. Glødetapet øker raskt til over 20 %.

Lag D-2, grovdetritusgytje (778,7-770 cm).

I overgangen fra D-1 er det et svært grovt lag av planterester som gjør at overgangen blir skarp. Sedimentet har en mørk brun farge som

raskt blir mørkere oppover. Konsistensen er plastisk. Glødetapet øker til over 40 %.

4.3.3. Avsetningsforhold og diskusjon av sedimentene (se fig. 4.12).

Bassengbunnen er ujevn i det undersøkte området med det største dypet midtveis mellom forhøyningen i nord og det åpne vannet. Mot syd blir det noe grunnere (fig. 4.10). Det er generelt små mektigheter av minerogent materiale. De største forekomstene finnes i den vestlige delen av området selv om bassengbunnen her er noe grunnere enn i midten (fig 4.9).

Selv om dreneringsarealet til Gunnarshaugvatn er forholdsvis stort (312 mål), trenger ikke særlige mengder minerogent materiale ha blitt avsatt i den undersøkte delen i nord. Tre mindre bekker kommer inn fra vest, mens dreneringen skjer ut fra vannet i øst. Bekkene ligger syd for det undersøkte området. Hvis bassenget er dypere enn ca. 10 m i syd, kan storparten av sedimentene ha blitt avsatt der.

Gunnarshaugvatn hadde et lakustrint miljø fra isavsmeltingen og frem til ca. 10500 år BP (jfr. kpt. 6.6.1). Da ble bassenget transgredert via terskelpunktet i øst (21.2 m o.h.). Tidevannsstrømmer medførte stor erosjon i kanalen inn til bassenget. Isopachkartet (fig. 4.9) kan tyde på at det også kom tidevannstrømmer fra nord og vasket vekk sedimentene som lå nær det smale innløpet i nord. Terskelpunktet i nord ligger over 23 m o.h. ifølge kart over området. Dette kan imidlertid være lavere siden høyden trolig er målt på myroverflaten. Ifølge kartet er Gunnarshaugvatn 21.9 m o.h., mens vi nivellerte passpunktet til 21.2 m o.h. med 0.4 m torv over. Det antas at havet kan ha gått over passpunktet i nord ved springflo og stormer og erodert i løsmassene i innløpet.

Stratigrafien i bassenget ligner den i Stangemyra (jfr. kpt. 4.2.3). Gunnarshaugvatn mangler imidlertid lag A-1 og ledd C inndeles i to lag. I Gunnarshaugvatn fortsetter lamineringen av sedimentene frem til lag C-1 med størst frekvenser av mørke bånd i B-2. Dette er ikke brakkvannslaminering siden bassenget er lakustrint i denne fasen (jfr. kpt. 6.6.1). En forklaring kan være oksygentilgangen i bunnen av bassenget. I perioder med sterk organisk produksjon og liten omrøring av vannmassene, kan det oppstå anoksiske forhold nede i vannmassene. Organisk materiale unngår dermed å bli oksydert og bidrar til dannelsen av de mørke lagene.

Lag C-1 er antakelig avsatt i første halvdel av Yngre Dryas kronosone (jfr. kpt. 7.3.4). Det er hovedsaklig avsatt i en lakustrin fase. De to nivåene med grusanrikning kan tyde på marin påvirkning. Grusen kan også skyldes lokale ras fra bassengkanten. Dette er sannsynlig siden borpunktet ligger forholdsvis nær bassengkanten og bunnen skråner kraftig. Den øverste grusanrikningen ved nivå 815 cm passer imidlertid godt med ingresjonen av bassenget (jfr. kpt. 6.6). Det virker noe underlig at ikke sedimentene forandres markert ved en slik miljøforandring. Dette skjer først ved 810.5 cm. Forklaringen kan være sporadisk marin påvirkning som bare registreres ved diatomeanalysen. Små frekvenser av en art som ikke tåler høyere salinitet enn ca. $10^0/00$ (Myriophyllum alterniflorum), kan underbygge en slik tolkning.

Lag C-2 representerer sedimenter avsatt i marint miljø omtrent i tidsrommet 10500-10300 år BP (jfr. kpt. 7.3.5). Det ble bare funnet små mengder skjellmateriale i sedimentet. Dette kan skyldes dårlige leveforhold for mollusker. Vannet kan ha inneholdt store mengder suspendert finmateriale på grunn av kraftige strømforhold. Det suspenderte materialet ville redusert lysets evne til å trenge ned i bassenget og kan ha skapt dårlige forhold for planktonvekst og dermed også for dyr som filtrerer plankton. Kraftige strømforhold og mye suspendert materiale i vannet kan i tillegg ha hatt en erosiv effekt på faunaen i bassenget.

Isolasjonen av bassenget skjedde omkring 10300 år BP i begynnelsen på lag D-1. Sedimentene videre opp til 770 cm ble trolig avsatt i tidsrommet frem til ca. 9000 år BP (jfr. kpt. 7.3.5).

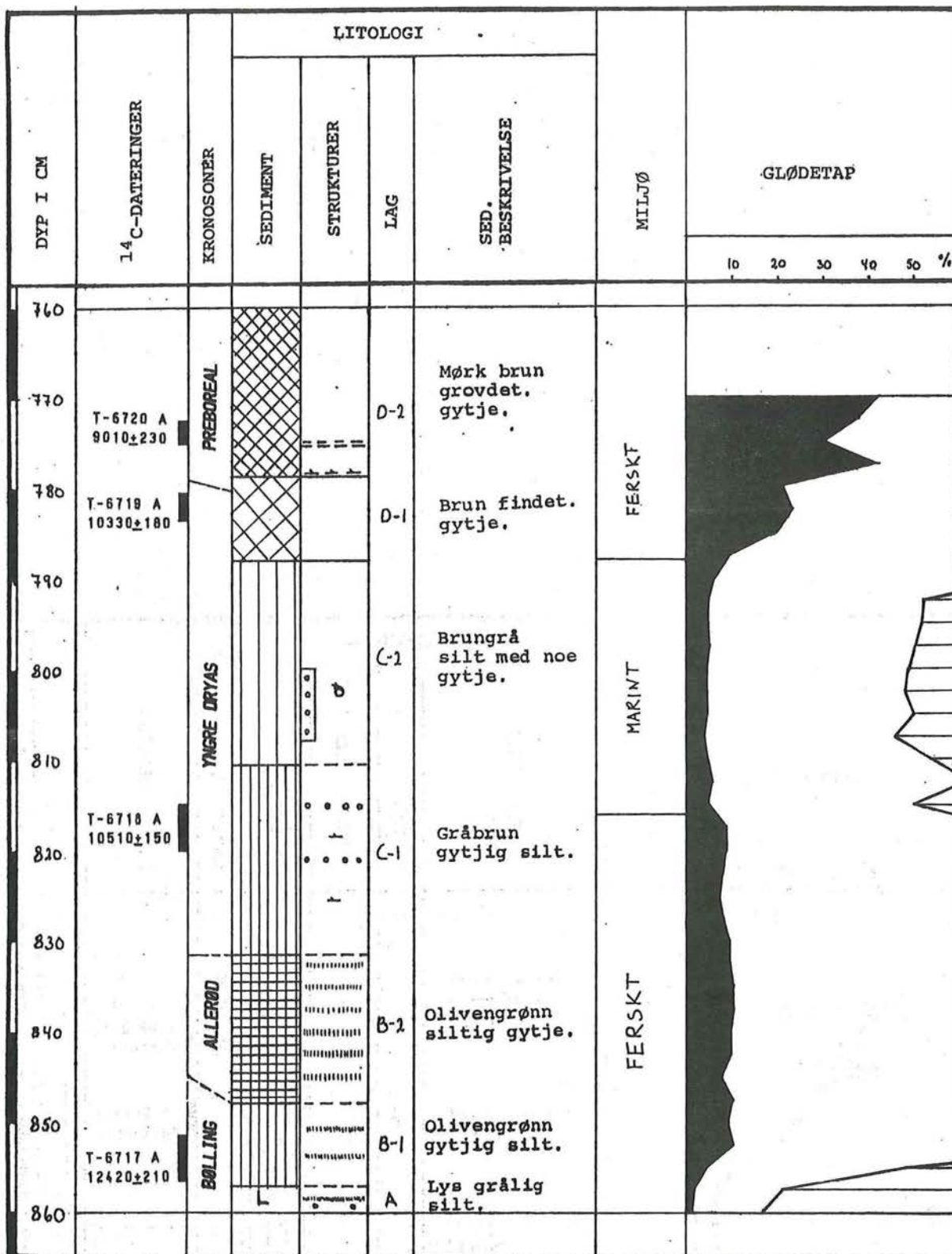


FIG. 4.12. KJERNEBESKRIVELSE FRA GUNNARSHAUGVATN.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

4.4. MUNKASKARMYRA (17.8 M O.H.).

Bassenget ligger i den vestlige delen av et større område med myr og åpent vann (fig. 4.13). Det ble valgt ut på grunnlag av store mektigheter av senglasiale sedimenter. Området er det eneste av de undersøkte bassengene som drenerer mot vest. Det ble gjort 14 prøve-stikk over to profiler (fig. 4.13). Fig. 4.14 viser mektigheten av minerogene sedimenter i bassenget.

4.4.1. Sonderingsprofilene.

Profil F (fig. 4.15).

Profilen går fra et vierkratt i den sydvestre delen av bassenget og nordøstover mot en "øy" som stikker opp av det flate myrlandskapet. Strekningen er ca. 40 m. Dybden ned til fast grunn øker jevnt ned til punkt 3. Derfra blir det noe grunnere de neste ti metrene før det raskt blir grunnere inn mot "øya". Mektighetene av senglasiale sedimenter er opptil 3 m tykke (fig. 4.14).

Profil G (fig. 4.16).

Profilen går fra vannet i sørøst mot et vierkratt i nordvest. Dette befinner seg ca. 5 m inn på myren. Strekningen er ca. 50 m. Dybden øker ganske kraftig nordvestover fra vannet til et maksimum ved punkt 10 på 11 m. Sedimentene her hadde en meget bra oppløsning på de enkelte lagene, men stratigrafien var ikke fullstendig. Laget som manglet (B-1) fantes i prøven fra punkt 12, men her manglet til gjengjeld et annet lag (A-1).

Stratigrafien i punkt 10 er fra bunnen en dårlig sortert blågrå leirig silt med mye grus og sand (A-1). Andelen av grus minker oppover i laget. Etter en gradvis overgang kommer en bedre sortert leirig silt (A-2). En grusig- eller steinete horisont ganske langt oppe i laget medførte store problemer å penetrere med russerboret. Øvre del av laget har et mer grønnlig skjær og består av godt sortert siltig leire. Etter en skarp overgang følger et organisk rikt lag av laminert siltig gytje med en mørk olivengrå farge (B-2).

Det mangler et gytjig siltlag (B-1) over det sterile bunnsedimentet. Sedimentet går istedet direkte over i en mørk siltig gytje fra det

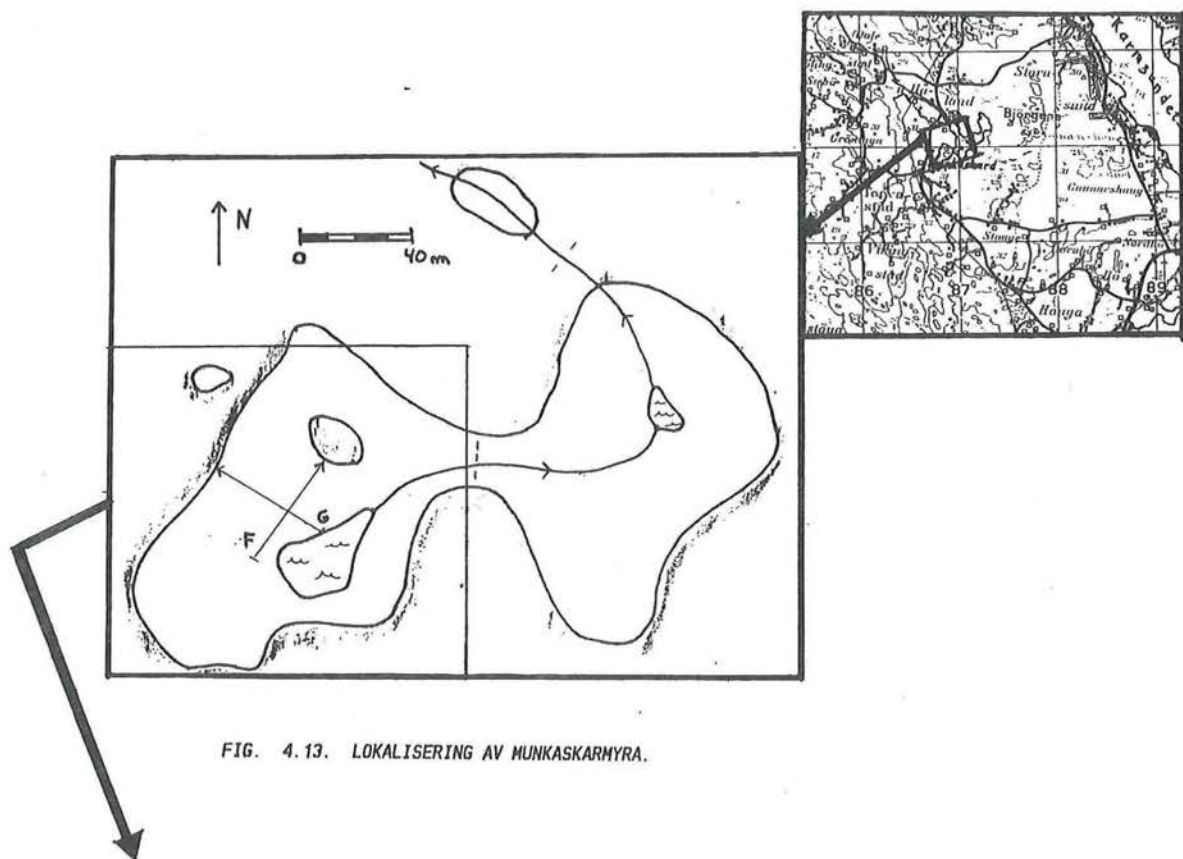


FIG. 4.13. LOKALISERING AV MUNKASKARHYRA.

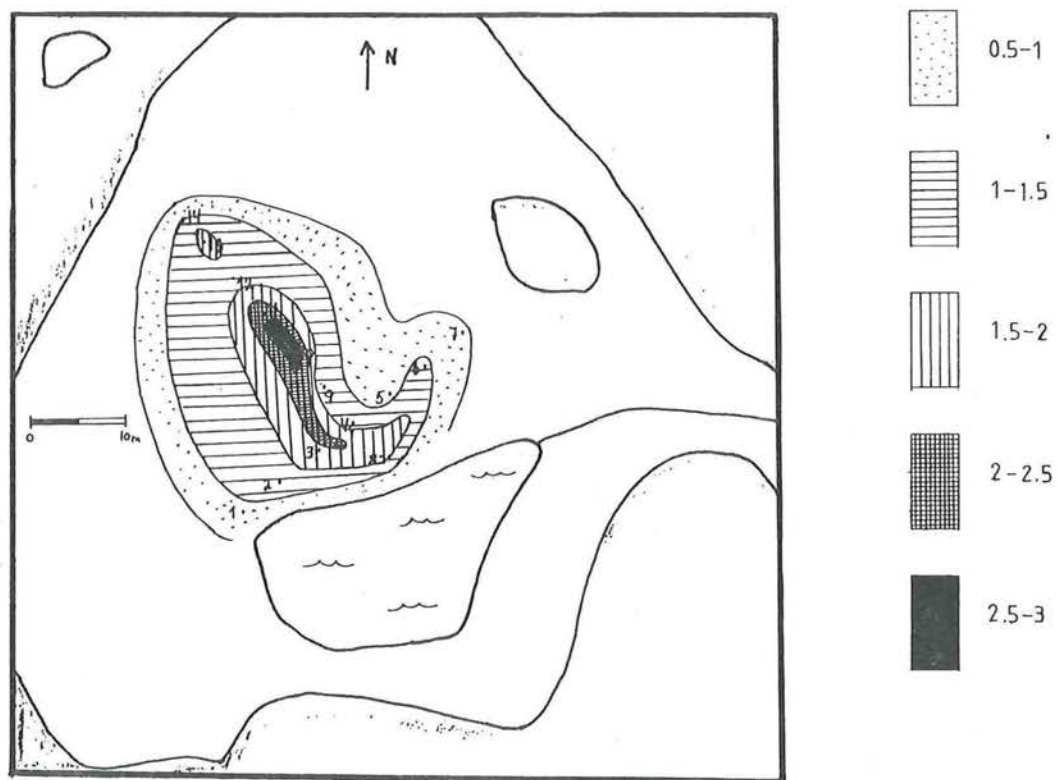


FIG. 4.14. MÆKTIGHETENE AV MINEROGENE SEDIMENTER.

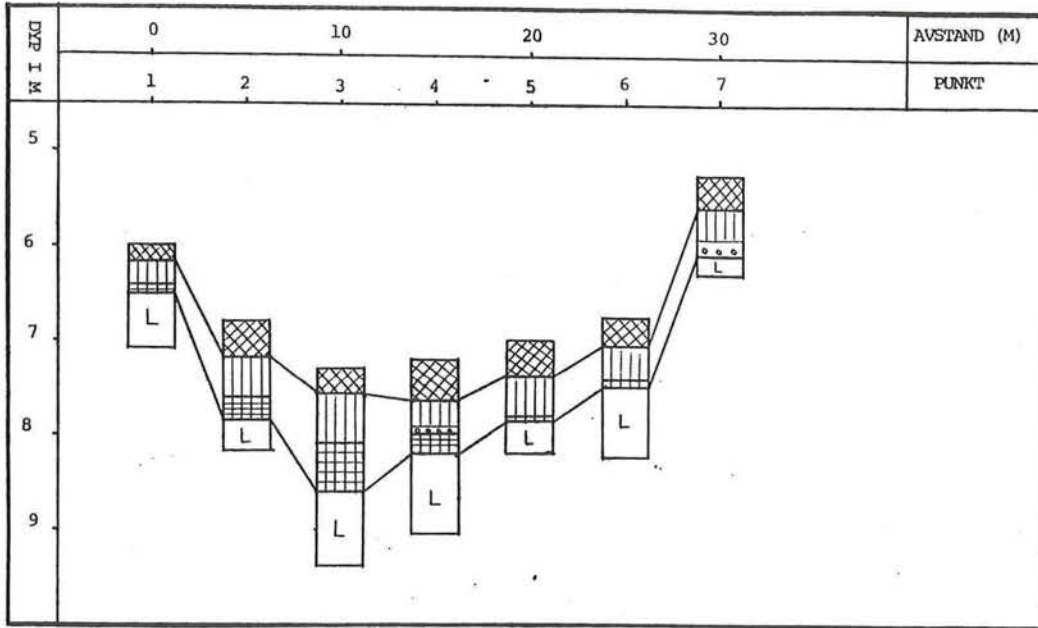


FIG. 4.15. SONDERINGSPROFIL F FRA MUNKASKARHYRA.
TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

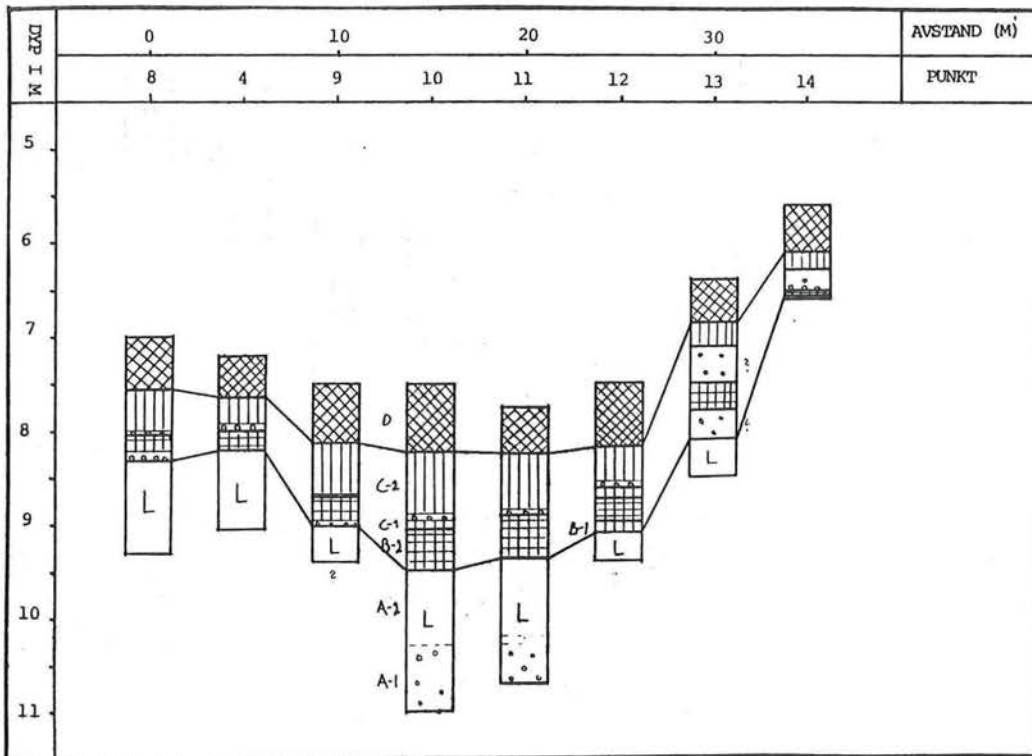


FIG. 4.16. SONDERINGSPROFIL G FRA MUNKASKARHYRA.
TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

sterile bunnsedimentet. Det eksisterer derfor trolig en hiatus representert ved grushorizonten i overgangen mellom den siltige leiren og den siltige gytjen.

Deretter følger en olivengrå gytjig silt (C-1). Grensen til neste lag er meget skarp og representerer trolig også en hiatus. Over denne følger et olivengrått sand og gruslag. Deretter følger en gytjig silt som går fra mørk olivengrå til olivengrå mot toppen av laget (C-2). Ved nivå 830 cm ble det funnet et lag med små biter som minner om fiskeskjell. Det ble funnet flere slike lag i de aller fleste prøvestikkene, men det mest markerte befant seg generelt 10-20 cm under gytjelaget. Øverst etter en gradvis overgang (D-1) følger en mørk brun grovdetrusgytje (D-2).

4.4.2. Kjernebeskrivelse (fig. 4.17).

Sonderingsprofilene viser at den dypeste delen av bassenget og de største mektighetene av sen-glasiøle sedimenter, ligger ved punkt 10. Da borkjernen skulle hentes om høsten, ble det tatt prøver med russerbor omkring dette punktet for om mulig finne en fullstendig sen-glasiøal sekvens. Det ble funnet et punkt i nærheten som virket tilfredstillende.

Det er usikkert hvordan mektighetene av minerogene sedimenter er i sydøst mot vannet. Det er mulig at denne delen er blitt mer påvirket av tidevannsstrømmer fra vest slik at en kjerne derfra kan inneholde flere hiatuser og derfor være mindre egnet til biostratigrafiske undersøkelser.

Den nederste meteren av sedimentkjernen var blitt forurenset av ovenforliggende lag under prøvetakningen. Vi har forsøkt å rense prøven, men i området fra nivå 950 til 933 cm var dette svært vanskelig. Fra nivå 939 til 933 cm var det ikke mulig å fjerne forurensingen.

Formasjon A, (1020-920 cm).

Lag A-1, siltig sand med grus og stein (1020-939 cm).

Sedimentet er grått (5 G 5/1 greenish grey) med en fast konsistens. Glødetapet er under 1 %.

Lag A-2, leirig silt med noe finsand (939-920 cm).

Fargen er den samme som på A-1, men konsistensen er bløt. Glødetapet ligger på ca. 3 % i gjennomsnitt med unntak av det sterkt forurensede området som har et høyere glødetap.

Formasjon B, (920-822.2 cm).

Ledd B, (920-ca. 845 cm)

Lag B-1, sandig silt med noe gytje (920-880 cm).

Grensen fra det underliggende laget er skarp. Sedimentet er grønnbrunt (5 y 4/2 olive grey) og har en fast konsistens. Glødetapet ligger jevnt på ca. 5 %.

Ved overgangen fra A-2 er det en linse med en noe mørkere grønnbrun farge. Dette kan skyldes forurensing siden linsen kommer inn fra periferien og ikke går gjennom kjernen. I tillegg virker glødetapet noe høyt i forhold til sedimentene ellers i B-1.

I området fra 899-890 cm finnes det en liten ansamling av grus. Ved nivå 887 cm ble det funnet en horisont av planterester.

Lag B-2, siltig gytje (880-ca. 845 cm).

Overgangen fra B-1 skjer gradvis. Grensen er plassert omtrent i midten av overgangssonen. Fargen på sedimentet blir gradvis mørk grønnbrun (dark olive grey). Det virker som om B-2 er mer gytjerikt enn B-1, men glødetapet er uforandret.

Ved nivå 851 cm ble det funnet en horisont med en ansamling av nålelignende ca. 10 mm lange objekter som vi ikke har klart å identifisere.

Ledd C, (ca. 845-822.2 cm).

Lag C, gytjig silt (ca. 845-822.2 cm).

Det finnes ikke noen markert overgang til lag C i de to kjernene fra Munkaskarmyra som trolig har for liten overlapping. Jeg antar

overgangen finnes siden den ble observert som en markert grense på de fleste av sonderingsprøvene. Grensen blir satt til nivå 845 cm som er toppen på den dypeste kjernen. Den øverste gikk ned til nivå 860, men antakelig trengte borkjernen skjevt ned i sedimentene slik at 15 cm ikke representerte nok overlapping.

Laget har en litt lysere grønnbrun farge (5 y 4/2 olive grey) enn B-2. Det har en fast konsistens. Glødetapet ligger fortsatt på ca. 5 % i gjennomsnitt, men de siste centimetrene øker det til over 10 %.

Ved nivå 831 og 829.3 cm fant vi to tynne horisonter som ble kalt for "fiskeskjellslag" (jfr. kpt. 4.4.1). Etter disse horisontene begynner en svak laminasjon av sedimentet.

Formasjon C, (822.2-680 cm).

Lag D-1, findetritusgytje med et minkende innslag av minerogent materiale (822.2-816 cm).

Overgangen fra lag C er skarp. Sedimentet endres raskt til gytje. Fargen på sedimentet endres gradvis til mørk brun.

Lag D-2, findetritusgytje (816-680 m).

Overgangen fra D-1 er forholdsvis tydelig. Fargen er først mørk brun (5 yr 3/2 dark reddish brown), men blir gradvis mørkere oppover i sedimentsøylen. Konsistensen på sedimentet er fast. Glødetapet går raskt opp i over 40 %.

4.4.3. Avsetningsforhold og diskusjon av sedimentene (se fig. 4.17).

Bassenget viser en jevn fordypning mot midten hvor det finnes over 2.5 m av minerogene sedimenter. Særlig finnes det mye av de eldste sedimentene (lag A-1 og A-2). Sedimentene ble avsatt i fordypningene og gjør toppen av A-2 svært plan over bassenget.

Det er foretatt diatomeundersøkelse på de eldste sedimentene for å bestemme miljøet i bassenget etter isavsmeltingen. Sedimentet har sparsomt med diatomeer, og de som finnes er fragmentert. Det ble funnet både marine og ferske diatomeer. Den divergerende sammen-

setningen gjør det vanskelig å avgjøre miljøforholdene (jfr. kpt. 6.6.5). I området 950-933 cm er sedimentet forurensset av yngre materiale (jfr. kpt. 4.4.2). Ut fra sparsomme og fragmenterte diatomeer antas det likevel at bassenget hadde et lakustrint miljø i den tidligste fasen og at de marine diatomeene trolig kommer fra eldre avsetninger innen dreneringsområdet (jfr. kpt. 6.6.5).

Store mektigheter kan indikerer at A-1 og A-2 er marint avsatt, eller at bassenget lå nærmere brefronten hvis sedimentene ble avsatt i deglasiasjonsfasen. Det siste er imidlertid lite sannsynlig siden Munkaskarmyra er det vestligstliggende bassenget i undersøkelsen. I allefall finnes det adskillig større mektigheter av lag A i Munkaskarmyra enn i de høyereliggende bassengene. Et område med ansamling av grus i B-1 (899-890 cm) kan tenkes å være dannet i en isolasjonsfase, men skyldes antagelig ras fra sidene. Konklusjonen på de store mektighetene av minerogene sedimenter i denne tidlige fasen, må bli stor tilgang på sedimenter erodert i løsmasser på land innen det forholdsvis store dreneringsarealet til bassenget.

Bassenget ble ifølge dateringer og strandforskyvningskriterier transgredert av havet etter Nordbømyra som ligger 15 m o.h. (ca. 11200 år BP), men før Gunnarshaugvatn som ligger 21.2 m o.h. (ca. 10500 år BP) (jfr. kpt. 7.3.4). Skiftet i sedimentene ble ikke funnet pga. manglende overlapping mellom de to kjernene (jfr. kpt. 4.4.2.3). Det er registrert små mektigheter av lag C som omfatter representerer den marine fasen. Siden det ble observert hiatuser representert ved gruslag ved begynnelsen til lag C i de fleste sonderingsprøvene, antar jeg at en hiatus kan eksistere i 110 mm kjernen, og at første del av de marine sedimentene kan være erodert bort. Da havnivået steg over 20 m o.h., ble bassenget blottlagt for tidevannsstrømmer fra vest. Muligheten for erosjon i bunnsedimentene og dannelsen av en hiatus, økte dermed betydelig.

"Fiskeskjellslaget" (jfr. kpt. 4.4.1) ble observert ved nivå 830 cm. Ovenfor dette begynner en svak laminering av sedimentene. Isolasjonen av Munkaskarmyra må ha skjedd etter Gunnarshaugvatn som ble isolert ved overgangen til lag D-1. Hvis lagene er synkront avsatt mellom de to bassengene, er sedimentene i dette bassenget marine opp til D-1 eller lengre. En sjekk med diatomeanalyse viser at nivå 830 cm er marint (slutten av lag C), mens 820 cm er fersk (begynnelsen av lag D-1) (jfr. kpt. 6.6.5). Grensen til D-1 mener jeg først og fremst er styrt av klimabedringen, men sedimentasjonsmiljøet påvirker overgangen til gytje. Stor sedimentasjonshastighet i marint miljø kan forsinke overgangen til gytje. I Nordbømyra skjer isolasjonen et stykke oppe i

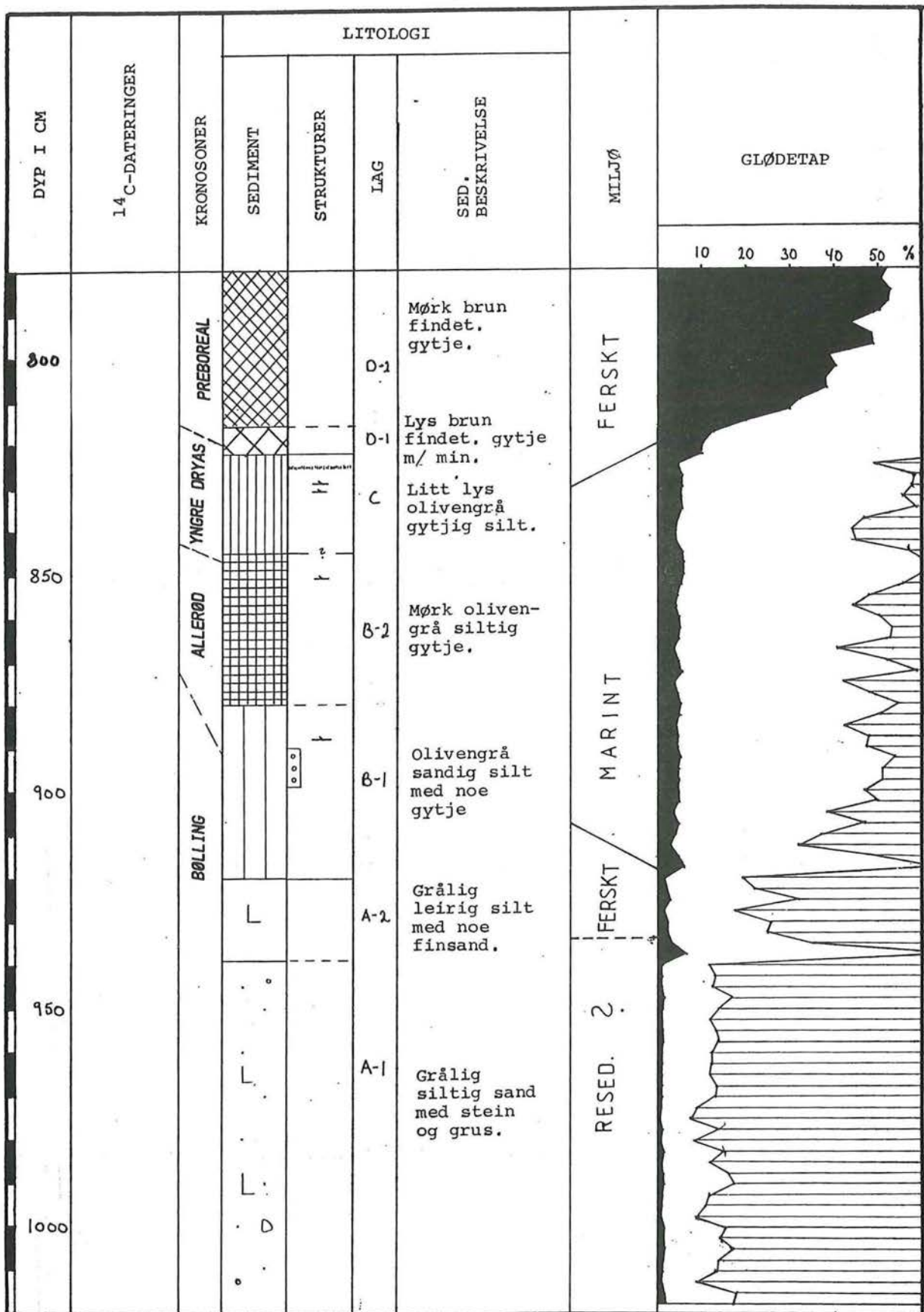


FIG. 4.17. KJERNEBESKRIVELSE FRA MUNKASKARMYRA.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

lag D-1, men overgangen til laget er ifølge pollenanalysen adskillig yngre enn i de andre bassengene som er undersøkt ved hjelp av pollenanalyse. Det er derfor ikke grunn til å anta en synkron overgang til formasjon C mellom bassengene.

Stratigrafien i Munkaskarmyra ligner den i Stangemyra. Siden Munkaskarmyra har gjennomgått en marin fase som Gunnarshaugmyra, kunne en ventet å finne en mer kompleks oppbygning. En forklaring på den enkle oppbygningen er en eller flere hiatuser.

4.5. *NORDBØMYRA (15 M O.H.).*

Koten for 15 m o.h. omkranser bassenget (fig. 4.18). Det er jevnt hellende terreng ned mot bassenget fra vest og nord. Fra syd og øst er det et mer undulerende landskap. Dreneringen skjer ut fra den nordøstlige delen av bassenget (jfr. kpt 3.2).

Det ble foretatt to sonderingsprofiler med i alt åtte prøvestikk. Fig. 18 viser beliggenheten av profilene og fig. 19 mektigheten av minerogene sedimenter.

4.5.1. *Sonderingsprofilene.*

Profil H (fig. 4.21).

Profilet er utført i bassengets lengderetning (S-N). Det viser en jevn fordypning mot i midten av bassenget. Det var ikke mulig å penetrere til fast grunn ved punkt 3 og 4. Russerboret ble stanset av et gruslag, og selv om det var mulig å presse gjennom dette så var det ikke mulig å få lukket prøvetakeren. Ved bare å bruke 22 mm stenger kom vi ytterligere 1.5 m ned i sedimentene ved punkt 4. Det er konstruert figurer for mektighetene av senglasiale sedimenter både med og uten disse sedimentene (fig. 4.19 og 4.20).

Profil I (fig. 4.22).

Profilet går fra vest til øst i bassenget. Bassenget er dypest i den vestlige delen. Her penetrerte boret gjennom eventuelle gruslag og

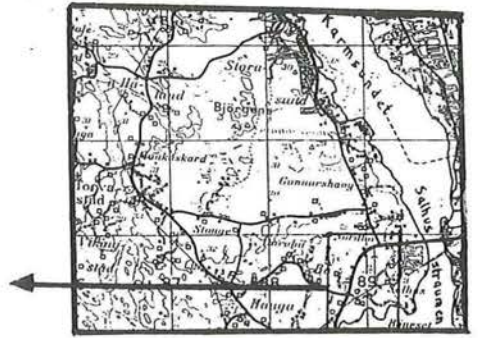
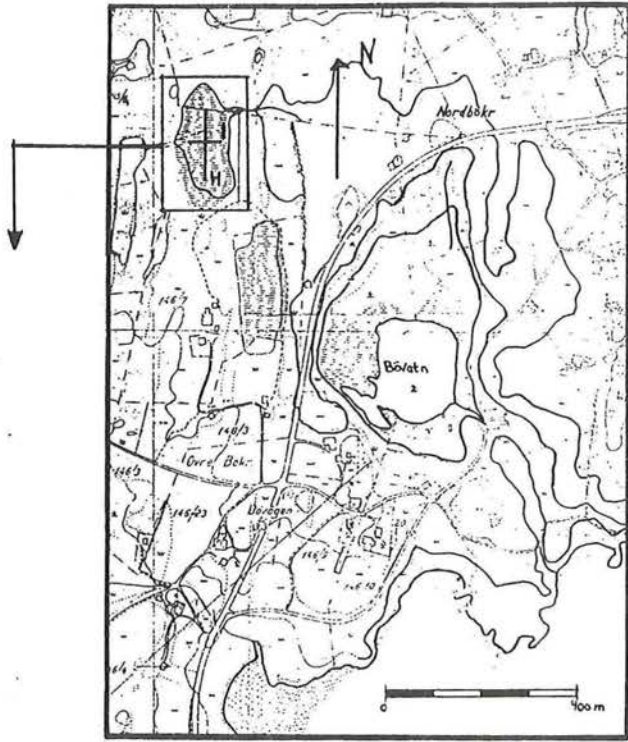


FIG. 4.18. LOKALISERING AV NORDBØHYRA.

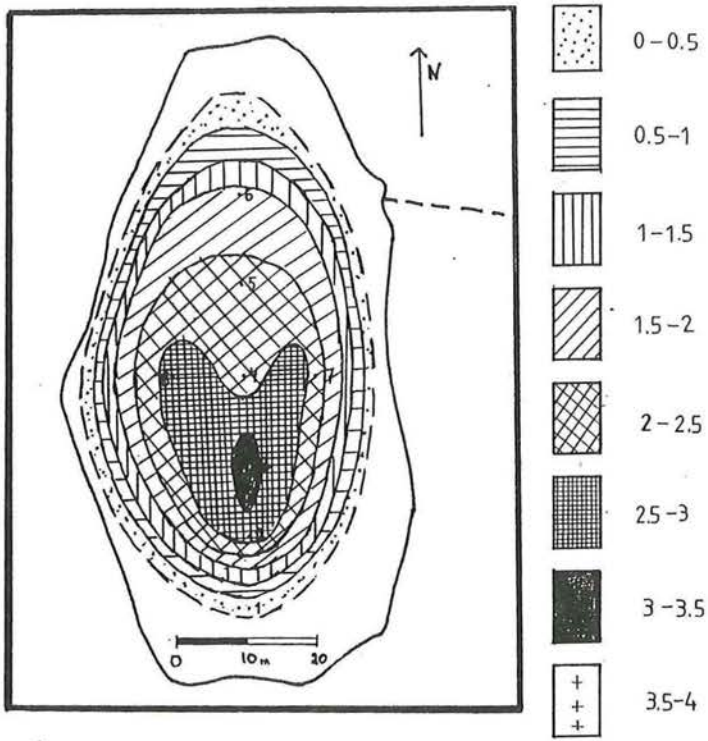


FIG. 4.19. MEKTIGHETENE AV BESKREVNE MINEROGENE SEDIMENTER.

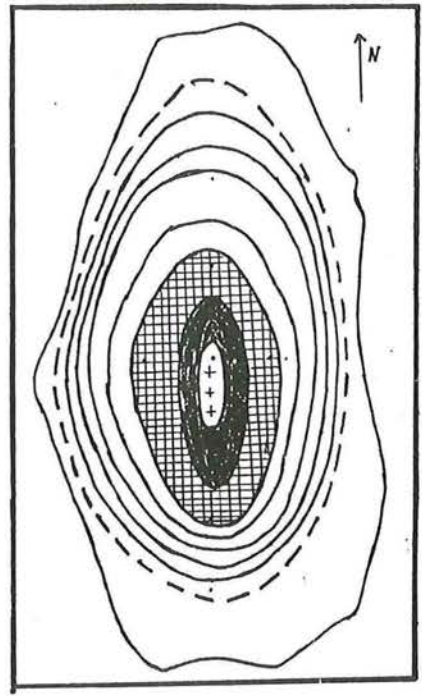


FIG. 4.20. MEKTIGHETENE AV MINEROGENE SEDIMENTER.

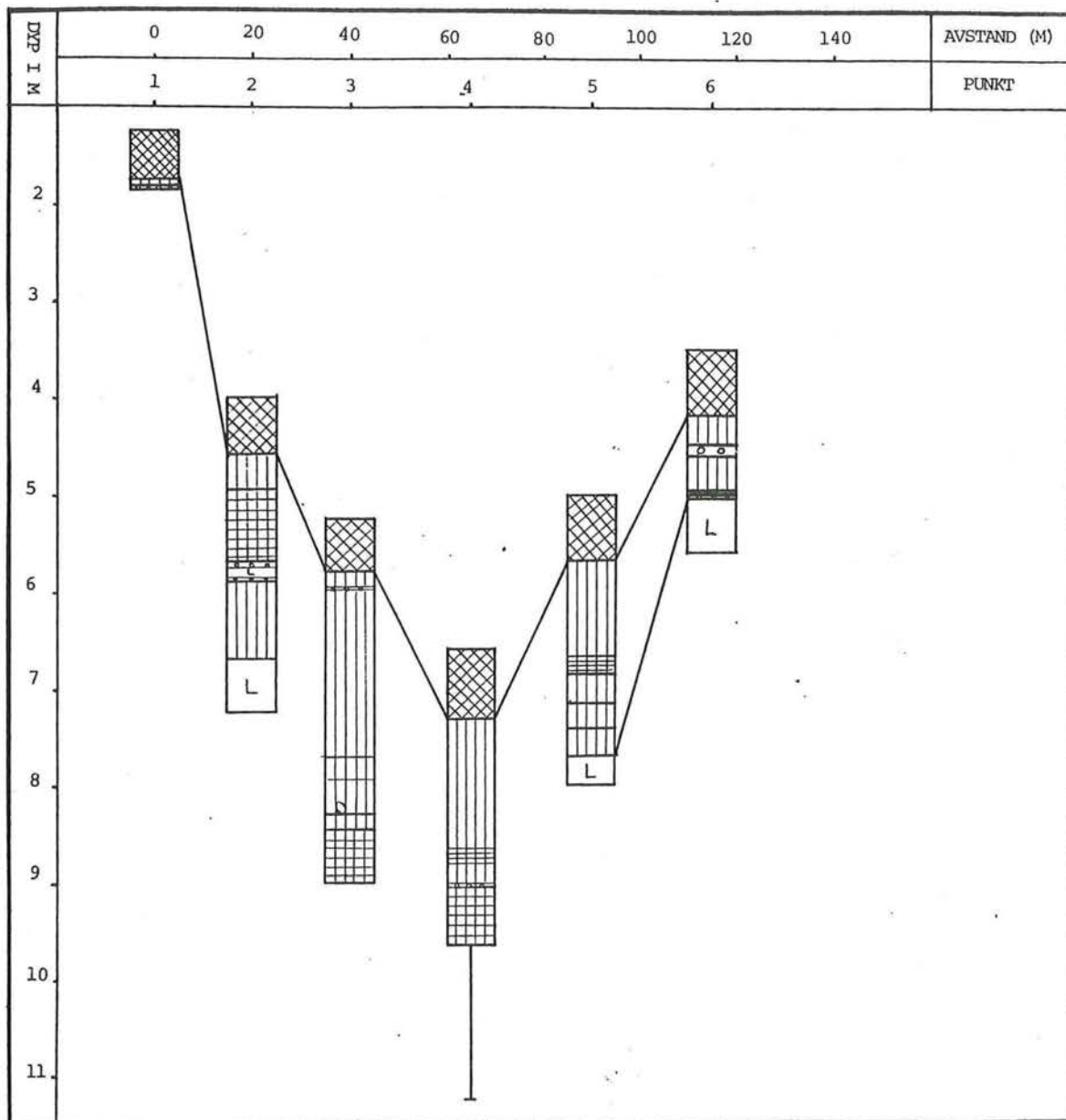


FIG. 4.21. SONDERINGSPROFIL H FRA NORDBØMYRA.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

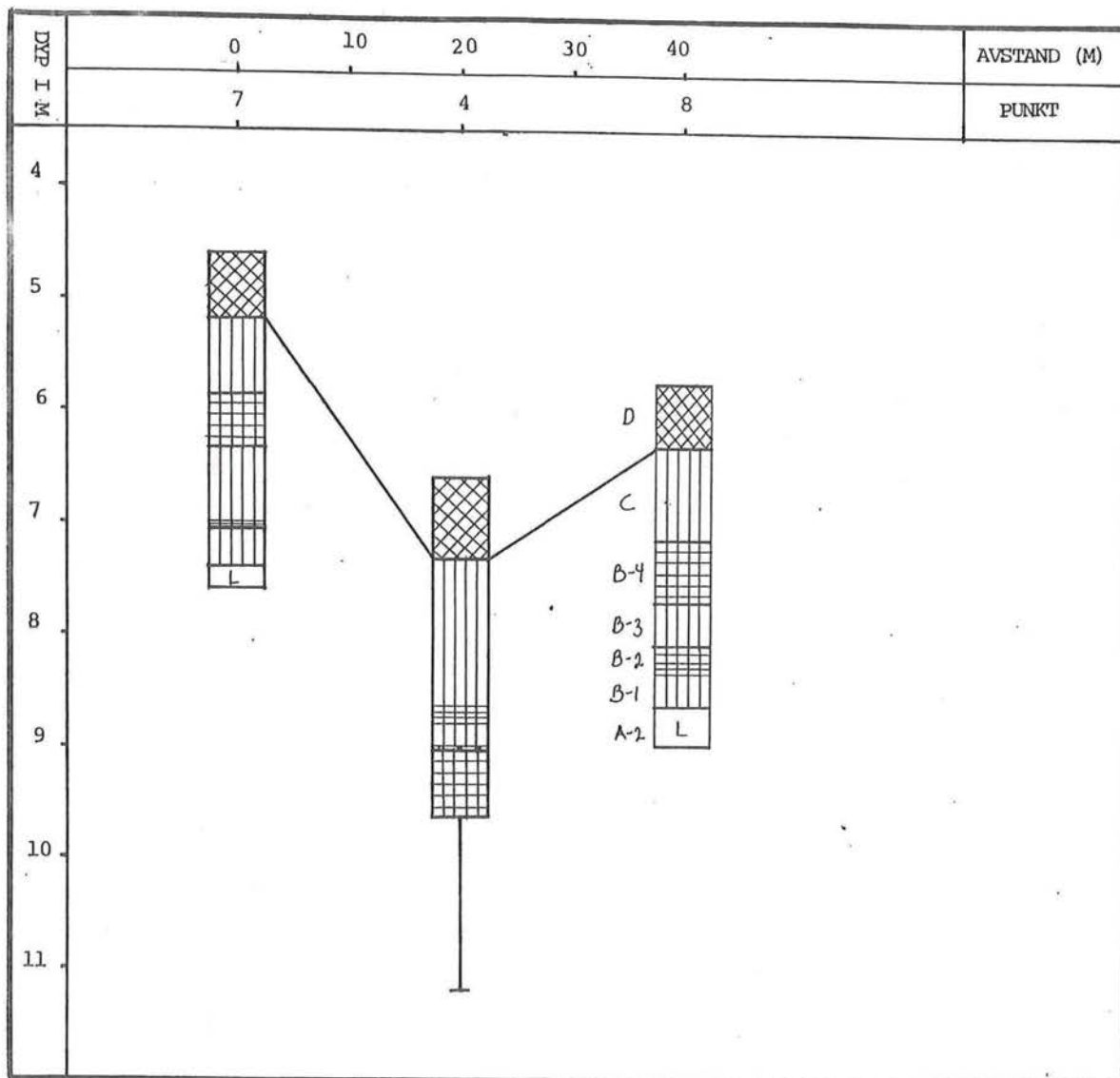


FIG. 4.22. SONDERINGSPROFIL I FRA NORDBØMYRA.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

ned til fast grunn. Ved punkt 8 som ligger 20 m vest for krysningspunktet for de to profilene, ble den beste sekvensen av sennglasiale sedimenter funnet.

Fra bunnen av kjernen finnes en blågrå siltig leire med et lite innslag av sand og grus (A-2). Over denne via en gradvis overgang følger en grønngrå gytjig silt som også har et innslag av sand og grus i overgangspartiet (B-1). Dette laget går gradvis over i en mørk olivengrå laminert siltig gytje. Over en markert grense følger et grønngrått sandig siltlag med et innslag av gytje (B-2). Via en skarp grense følger en olivengrå laminert siltig gytje (B-3). Etter en markert grense følger en mørk grønngrå gytjig silt (C). Ved nivå 700 cm finnes et gruslag som hovedsaklig består av skjell og skjellfragmenter. Det er videre i laget et stort innslag av skjell og skjellfragmenter. Øverst via en gradvis overgang (D-1), følger en mørk brun findetritusgytje (D-2).

4.5.2. Kjernebeskrivelse (fig. 4.23).

Punkt 8 ble valgt for kjerneboringen. Sonderingen viste at det grove gruslaget som gjorde det umulig å nå fast grunn i punkt 4, ikke fantes her. Mektigheten av sennglasiale sedimenter var i tillegg store (ca. 4 m).

Formasjon A, (1150-1067 cm).

Lag A-1, grusig sand med silt og stein (1150-1085 cm).

Sedimentet har en grå farge (5 G 5/1 greenish grey). Konsistensen virker forholdsvis fast, men er bløt i nedre og øvre del av laget. Glødetapet er svært lavt (<1%). Av strukturer finnes noen ujevne mørkegrå partier. Disse varierer både i tykkelse og kontinuitet over kjernen og kan minne om deformerte bånd.

Lag A-2, siltig sand med noe grus (1085-1067 cm).

Fargen på sedimentet er noe lysere grå enn A-1 og konsistensen er plastisk. Glødetapet går opp i 2 % på slutten av laget. Nivåene fra 1070 til 1067 cm inneholder planterester.

Formasjon B, (1067-734 cm).

Ledd B, (1067-916 cm).

Leddets er komplekst oppbygget. Det deles inn i tre lag som deles ytterligere ut fra mindre variasjoner.

Lag B-1, (1067-1008 cm).

Laget deles i tre underavdelinger ut fra mer eller mindre gradvise forandringer i farge og sedimenttype.

B-1 a, gytjig silt (1067-1045,5 cm).

Overgangen fra A-2 er skarp. Sedimentet er grått med et grønt skjær (5 Y 4/1 dark grey). Det har en fast konsistens. Glødetapet ligger noe over 3 % i snitt. I området 1067-1058,5 cm finnes det mye planterester.

B-1 b, gytjig silt (1045,5-1033 cm).

Sedimentet er mer brungrått (5 Y 4/1 dark grey) i denne delen. Konsistens og glødetap er uforandret.

B-1 c, siltig gytje (1033-1016 cm).

Sedimentet har en svært mørk grå farge (5 Y 3/1 very dark grey). Konsistens og glødetap er fremdeles uforandret.

I områdene 1026-1023 cm og 1015-1008 cm er det oppstått tomrom som antas å være forårsaket av setninger i A-1 under prøvetakning og transport. På begge sider av det øverste tomrommet er det en brunlig organisk horisont rik på planterester. Denne har glødetap på nesten 10 %.

Lag B-2, (1016-978 cm).

Dette laget er også blitt delt inn i tre underavdelinger ut fra

gradvise forandringer i farge og sedimenttype.

B-2 a, gytjig silt (1016-992 cm).

Overgangen til laget regnes fra og med den organiske horisonten. Herfra begynner en laminering av sedimentet som er dominert av lyse lag. Sedimentet har en mørk grå (5 Y 4/1 dark grey) farge, en fast konsistens og et jevnt økende glødetap.

B-2 b, siltig gytje (992-982 cm).

Fargen på sedimentet er svært mørk grå ((noe lysere enn) 5 Y 3/1 very dark grey). Lamineringen domineres av mørke lag.

B-2 c, gytjig silt (982-978 cm).

Sedimentet har en grå farge (5 Y 4/1 dark grey). Konsistensen er meget fast. Glødetapet øker til ca. 10 %.

Lag B-3, (978-916 cm).

Laget deles i to underavdelinger.

B-3 a, siltig finsand (978-928 cm).

Overgangen fra B-2 er tydelig siden den begynner med en olivengrønn (5 y 4/2 olive grey) finsandlinse som har en mektighet på ca. 1 cm. Videre følger et gråbrunt (5 y 4/2 olive grey) sediment som har en meget fast konsistens. Glødetapet er ca. 12 % gjennom sonen. Ved nivå 948 cm er det et 10 mm tykt organisk lag med planterester. Et tynnere organisk lag finnes ved nivå 941 cm. Det nederste laget med planterester gir en økning i glødetapet til over 21 %.

B-3 b, siltig finsand (928-916 cm).

Begynnelsen på B-3 b regnes fra et område med grå laminert gytjig silt fra nivå 928 til 925,5 cm. Her ble det funnet planterester. Glødetapet er høyere i området (ca. 17 %) enn ellers i laget (ca. 11 %). Der er sedimentet grått med et brunlig skjær (5 Y 4/1 dark grey). Konsistensen er meget fast.

Ledd C, (916-734 cm).

Lag C-1, siltig finsand med grus og stein (916-848,5 cm).

Grensen fra B-3 er skarp. Fargen på sedimentet er grønngrå med et brunt skjær (5 GY 4/1 dark greenish grey). Det har en fast konsistens. Glødetapet minker sterkt og ligger i snitt på ca. 6 %. Det ble funnet to steiner ved nivå 893 og 881 cm. Planterester ble funnet ved nivå 889 cm. Fra nivå 868 til 867 cm var en horisont med mørk grå gytjig finsand silt.

Lag C-2, siltig finsand med noe gytje (848,5-734 cm).

Overgangen er skarp siden laget begynner med et gruslag med varierende tykkelse over kjernen (fra 1 til 5 cm). Laget inneholder mye skjell og skjellfragmenter. Hovedsaklig ser det ut til å være små taxodonte arter. Disse indikerer kalde forhold.

Videre følger en brungrå (5 y 4/1 dark grey) siltig finsand med noe gytje. Konsistensen på laget er fast. Glødetapet øker langsomt gjennom laget fra 5 til 10 %. Generelt er det en god del skjellfragmenter opp gjennom hele laget. Sejrup (Univ. i Bergen, Geol. Inst. avd. B) identifiserte fragmenter av Mytilus edulis på nivåene 836-835, 813-812, 786-785 og 766-765 cm. Arten indikerer varmere forhold enn de taxodonte artene, men vokser også i subarktiske områder. Området fra nivå 814-811,5 cm kan karakteriseres som et skjelllag. Øverst i laget 735-734 cm ligger et sandlag.

Formasjon C, (734-700 cm).

Lag D-1, findetritusgytje med et raskt minkende innslag av minerogent materiale (734-716 cm).

Laget kan ses på som en overgangssone fra C-2 til D-2. Fargen på sedimentet er mørk brun, men blir mørkere oppover. Grensen fra lag C-2 er tydelig.

Lag D-2, Findetritusgytje (716-700 cm).

Fargen på sedimentet er svært mørk brun (5 YR 2.5/1 black). Videre opp i sedimentsøylen går fargen gradvis over i helt sort.

4.5.3. Avsetningsforhold og diskusjon av sedimentene (se fig. 4.23).

Bassenget viser en jevn fordypning mot midten. Det finnes store mektigheter av minerogene sedimenter (fig 4.19 og 4.20). Den komplisert oppbygde stratigrafien skyldes miljøskiftene i bassenget (jfr. kpt. 6.6.2).

Diatomeanalysen viser at sedimentene er avsatt i et marint miljø omtrent frem til nivå 1015 cm. Dette omfatter lagene A-1, A-2 og B-1. Miljøet er deretter brakt frem til ca. 992.5 cm hvor bassenget isoleres. Sedimentene innen lag B-2 viser en markert laminering frem til 978 cm. Lamineringen kan skyldes brakke forhold selv om bassenget isoleres tidligere. Bunnforholdene kan være brakke i en tid fremover siden vann med høyere salinitet ikke skiftes ut på grunn av større tetthet enn ferskvann. Isolasjonen av bassenget ved nivå 992.5 cm antas å ha skjedd engang i tidsrommet 12500-12200 år BP (jfr. kpt. 7.3.2).

Lag B-3 antas ut fra pollenanalyse å omfatte Allerød kronosone. Sedimentet er klassifisert som siltig finsand, men inneholder mer organisk materiale enn lag B-2 som ble klassifisert som gytjig silt. Nordbømyra får igjen et marint miljø omtrent ved nivå 926 cm (jfr. kpt. 6). Sedimentene viser et skifte 2 cm tidligere, hvor en laminering begynner. Dette kan indikere en overgang til brakt miljø. Isolasjonen av bassenget er anslått til ca. 11200 år BP (jfr. kpt. 7.3.3.1).

Sedimentovergangen B-3 b / C-1 ved 916 cm kan representere overgangen Allerød / Yngre Dryas. Denne er bestemt ved pollenanalysen til ca. 915 cm (jfr. kpt. 7.3.4). Innslaget av grovere fraksjoner i C-1 kan skyldes innfrysing av stein og grus i strandsonen og avsetning i åpen sjø (Vorren et al. 1983). En annen forklaring kan være et høyt strømregime som medførte erosjon i innløpet til bassenget, i perioden da havnivået sto relativt lavt over terskelpunktet. En slik forklaring kan underbygges av at sedimentet ikke inneholder skjellmateriale. Vannet kan ha vært for turbulent og inneholdt for mye sedimenter i suspensjon til at molluskene trivdes.

Gruslaget ved overgangen til C-2 ved 848 cm representerer trolig en hiatus. Grusen har et stort innslag av hele skjell og skjellfragmenter. Laget kan representere innvasket strandsonemateriale, men siden bassenget ble marint allerede ved 926 cm, anses dette som usannsynlig. Transgresjonen kan ha foregått langsomt slik at det tok

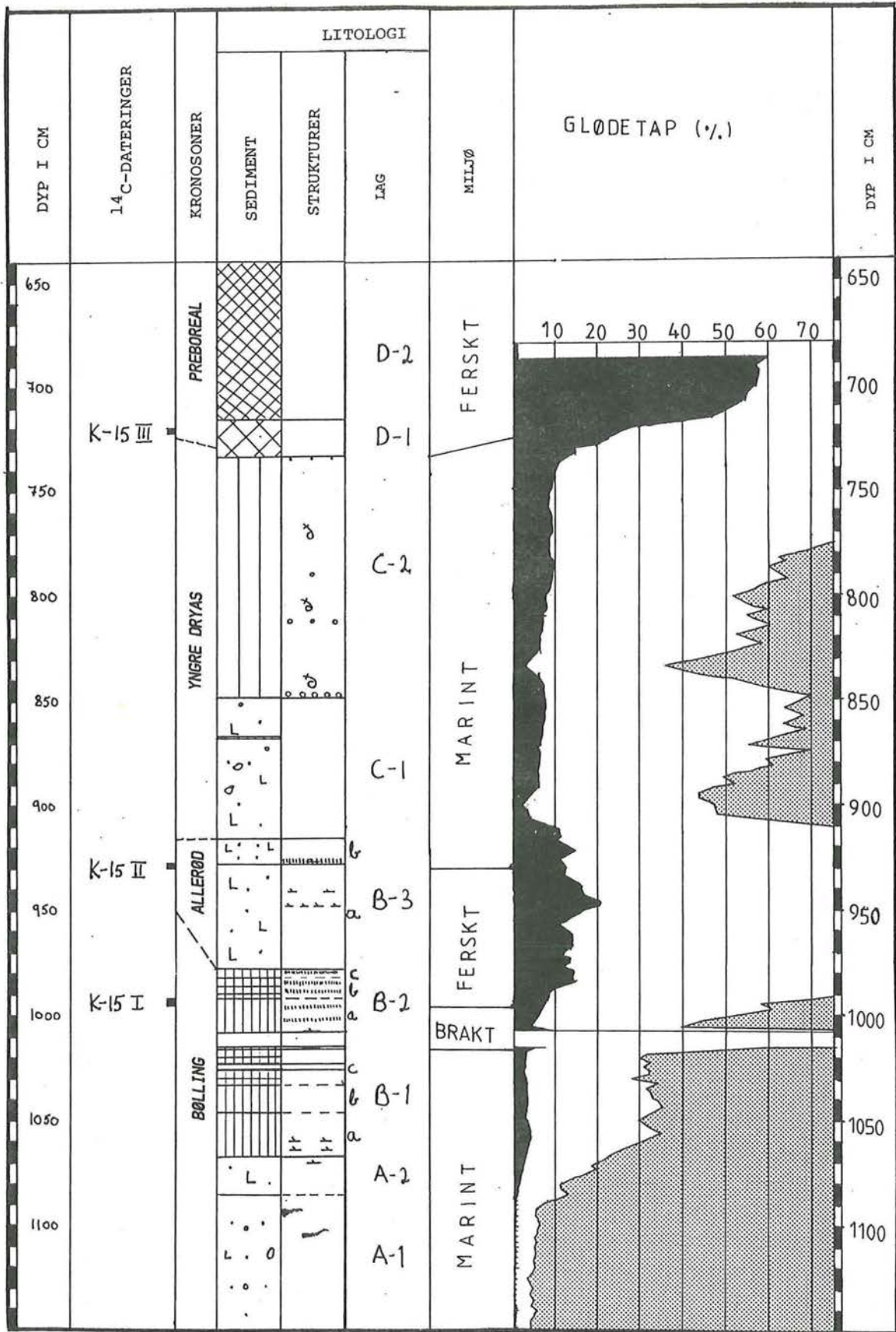


FIG. 4.23. KJERNEBESKRIVELSE FRA NORDBØMYRA.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

lang tid før havet sto høyt over terskelpunktet. Dermed ville omrøring av vannmassene forårsaket av kraftige stormer eller tidevann ha forårsaket erosjon av bassengbunnen. Skjellinnholdet videre gjennom laget indikerer roligere avsetningsforhold uten store mengder materiale i suspensjon. Dette kan skyldes et høyere havnivå slik at bassenget ikke lenger ble påvirket så sterkt av tidevannsstrømmer.

Miljøet blir ferskt omtrent ved nivå 725 cm som ligger midt i lag D-1 (jfr. kpt. 6). Isolasjonen antas å ha skjedd omkring 9600 år BP (jfr. kpt. 7.3.5.3).

4.5.4. Boranalyse.

Gisela Kersting ved Geologisk Institutt avd. B har foretatt boranalyse for professor Anundsen i bassenger fra Tau i Rogaland. Hensikten er å finne sammenheng mellom avsetningsmiljø og borkonsentrasjon. Det er også foretatt boranalyse i Nordbømyra på Nord-Karmøy. Teoretisk skal borkonsentrasjonen være størst i marine sedimenter. Bor som finnes oppløst i sjøvannet, binder seg til leirmineraler. Boranalysen viser til en viss grad samme resultat som diatomeanalysen. Det virker imidlertid som de høyeste borkonsentrasjonene forekommer på den marine siden av miljøskiftene. Analyseresultatene er oppført i fig. 4.24.

Fra nivå 1120 cm opp til 1020 cm synker borkonsentrasjonen fra ca. 70 til 60 ppm før konsentrasjonen øker raskt til ca. 80 ppm ved 1000 cm. Derfra minker konsentrasjonen til under 60 ppm ved 990 cm. Lave verdier opprettholdes frem til 925 cm. Deretter øker konsentrasjonen til en topp over 90 ppm ved 900 cm før kurven igjen faller. Fra nivå 855 til 765 cm er konsentrasjonen under 60 ppm. Deretter følger en ny topp over 90 ppm ca. ved 745 cm før kurven raskt faller. Den når ca. 60 ppm ved 725 cm og ca. 45 ppm ved 705 cm.

Grensen ferskt-marint settes ved ca. 60 ppm borkonsentrasjon. Da blir imidlertid området 855-765 cm lakustrint avsatt. Dette er feil ifølge diatomeanalysen (jfr. kpt. 6). Kersting undersøkte to mulige feilkilder, karbonatinnhold og organisk innhold i sedimentene.

I det omtalte området finnes større mengder skjellfragmenter i sedimentet. Var det mulig at bor var bundet til CaCO_3 og ikke til leirmineraler? Under analysen brukes bare de fineste sedimentfraksjonene. Skjellfragmenter blir derfor fjernet. Ved å løse opp karbonat med saltsyre (HCl) ble eventuell bor frigjort. Analysen ga

imidlertid de samme lave borkonsentrasjonene. Som følge av samme tankerekke, ble organisk materiale fjernet med hydrogenperoksyd (H_2O_2). Analysen ga samme lave konsentrasjon.

Leirmineralene ble undersøkt for om mulig finne vesentlige forskjeller mellom lakustrine og marine sedimenter. Det ble imidlertid ikke funnet noen markerte forskjeller.

Det er ennå ikke funnet noen forklaring på de lave borkonsentrasjoner i marine sedimenter fra Yngre Dryas sedimenter fra Nordbømyra. Forøvrig viser boranalysen tydelig miljøskiftene i sedimentene som passer bra med våre resultater (fig 4.24).

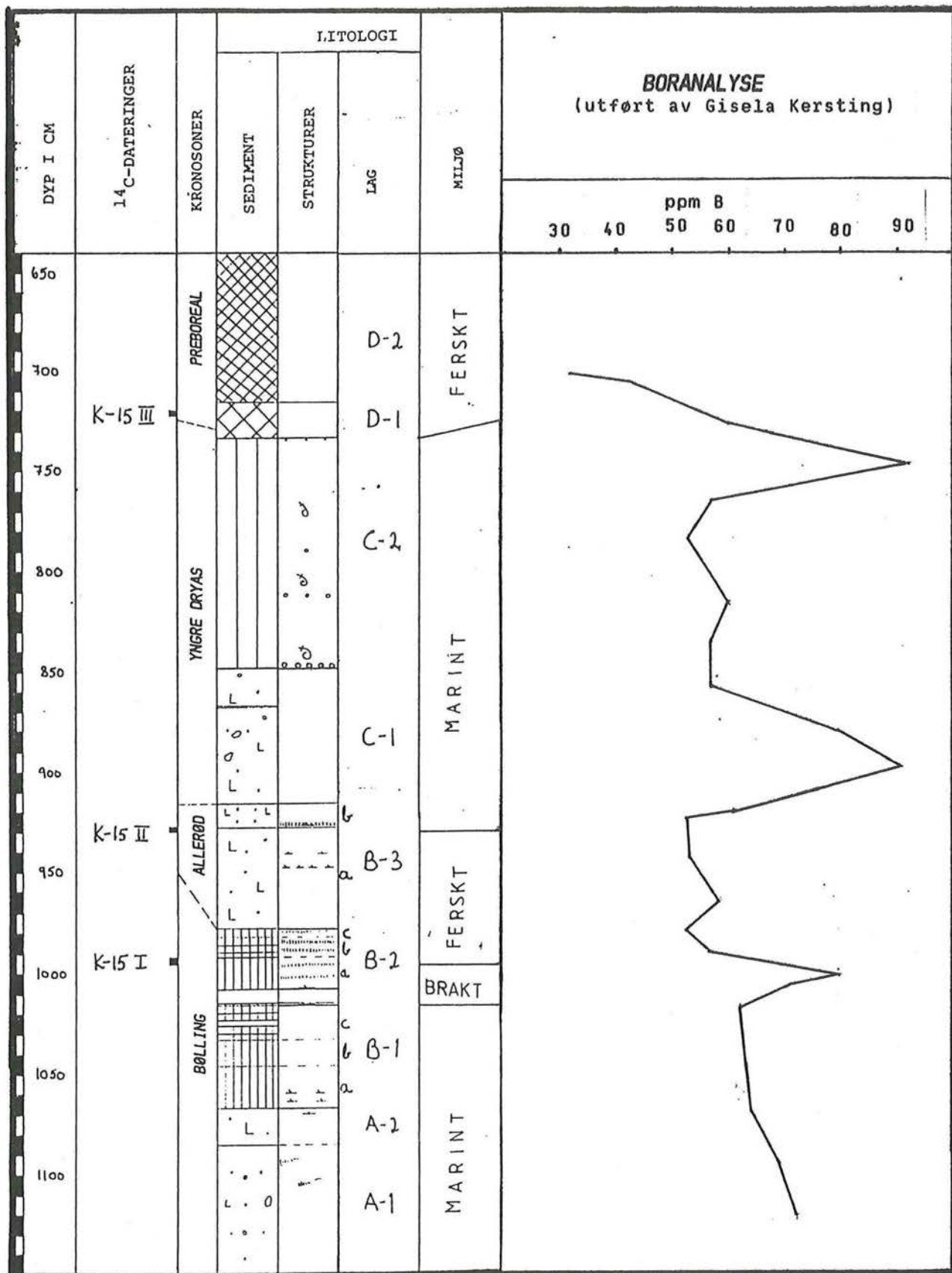


FIG. 4.24. RESULTATER AV BORANALYSE I SEDIMENTER FRA NORDBØMYRA.

TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

Norsk Institutt for Luft- og Vannforskning, Oslo, Norge.

KAPITTEL 5: POLLENANALYSE.

Pollen og sporer spres i store mengder og sammensetningen reflekterer vegetasjonen. Systematisk analyse i sedimentkjerner gir informasjon om vegetasjonsutviklingen. Under tolkningen må en vurdere de ulike planters produksjon og spredning av pollen, for å avgjøre om en komponent har regional signifikans eller reflekterer vegetasjonen umiddelbart rundt bassenget (jfr. kpt. 5.9).

Kapitlet tar for seg analysen av pollen, sporer, grønnalger og dino-flagellatcyster som er utført i sedimentkjernene. Oppbygningen følger i stor grad mønsteret fra Braaten & Hermansen (1985). Kapitlet omfatter:

- Forbehandling av sedimentprøvene.
- Identifikasjon av mikrofossilene.
- Oppbygningen av pollendiagrammene.
- Diskusjon av pollendiagrammene.

Under diskusjonen blir pollendiagrammet fra Stangemyra behandlet først. Forundersøkelser utført av Braaten fant utelukkende lakustrint avsatte sedimenter i bassenget. Sedimentene er derfor uforstyrret av strandprosesser, og det er store muligheter for at lagrekken er fri for hiatuser. Mektigheten av minerogene sedimenter er god (jfr. kpt. 4). Pollendiagrammet fra Stangemyra bygger på langt flere spektra (41) enn diagrammene fra Gunnarshaugvatn (23) og Nordbømyra (17). Det regnes derfor som hoveddiagrammet i undersøkelsen.

Diagrammet inndeles i soner som opprettes etter skiftninger i viktige pollentyper. Deretter gjennomgås de viktigste pollentyper i hver sone og sammenlignes med forekomster andre steder. Ut fra diskusjonen dras slutninger om vegetasjonsutviklingen i området. Jeg diskuterer bassengutviklingen for seg.

Pollenendiagrammene fra Gunnarshaugvatn og Nordbømyra blir biosonert og diskutert kortfattet siden det for det meste blir henvist til hoveddiagrammet. Bare opptreden som markert skiller seg fra dette, blir diskutert mer omfattende. Bassengutviklingen gjennomgås innunder de enkelte sonene.

5.1. FORBEHANDLING AV SEDIMENTPRØVENE.

Det er nødvendig at mikrofosilene som analyseres, trer klart frem i mikroskopet for sikker identifikasjon. Sedimentbestanddeler som hindrer dette, må fjernes ved forbehandling av sedimentprøven.

Pollenexinen er bygd opp av sporopollenin. Dette er et organisk stoff som er ekstremt motstandsdyktig mot nedbrytning, spesielt i anaerobisk surt miljø (Brooks & Shaw 1968). Det ytre skallets motstandsdyktighet overfor ulike kjemikalier utnyttes i prepareringsprosedyren hvor uønskede sedimentfraksjoner fjernes samtidig som pollen og andre bestandige fraksjoner konsentreres. Prepareringsprosedyren er i hovedtrekk basert på Fægri & Iversen (1975), og beskrevet i Braathen & Hermansen (1985: 53-54). Etterhvert ble prosedyren endret noe. Faktorer som sparte tid, men ga et like tilfredstillende resultat, ble benyttet. Prepareringsprosedyren vil bli oppramset og så gjennomgått.

5.1.1. Prepareringsprosedyre.

1. Tilsett 3 Lycopodium-tabletter til den volumbestemte prøven i et begerglass.
2. Tilsett 10 % saltsyre (HCl). Vent til tablettene er oppløst. Homogeniser prøven. Sil og spyl grundig med destillert vann via et filter over i et nytt begerglass slik at grovere bestanddeler blir fjernet. Overfør prøven til sentrifugerør. Sentrifuger ned.
3. Varm prøven (ca. 90⁰ C) på varmeblokk i ca. 3 min. i kalilut (KOH). Sentrifuger ned. Skyll med dest. vann. Sentrifuger ned.
4. Tilsett konsentrert eddiksyre (CH₃COOH). Sentrifuger ned.
5. Tilsett acetolyseblanding: Først ca. 9 ml eddiksyreanhydrid ((CH₃CO)₂O), så ca. 1 ml konsentrert svovelsyre (H₂SO₄). Varm opp i 10-15 min. Sentrifuger ned. Fremgangsmåten gjentas en gang til.

6. Tilsett kons. eddiksyre (CH_3COOH). Sentrifuger ned.
7. Overfør prøven til plastrør med dest. vann. Sentrifuger ned. Tilsett 40 % flussyre (HF) og sett på varmeblokk i ca. 40 min. Sentrifuger ned.
8. Tilsett saltsyre (HCl). Sett på varmeblokk i ca. 10 min. Sentrifuger ned.
9. Tilsett 40 % flussyre (HF) og sett på varmeblokk i ca. 40 min. Sentrifuger ned.
10. Gjenta punkt 8 til supernatanten ikke lenger er grønnfarget. Vask deretter med dest. vann og sentrifuger ned.
11. Tilsett kalilut (KOH) og varm opp. Sentrifuger ned.
12. Skyll 2 ganger med dest. vann. Tilsett fuchsinfargestoff i siste skyllevann (ca. 2 dråper på 300 ml). Sentrifuger ned mellom hver gang.
13. Overfør prøven til analysebeger. Tilsett 2 dråper glycerol. La prøven fordampe på varmeplate over natten.

5.1.2. Hensikten med prosedyren.

For å ha muligheten til å konstruere absolutte pollendiagram (jfr. kpt. 5.3), er volumet av analyseprøven bestemt nøyaktig. Sedimenter fra et bestemt nivå i kjernen ble fylt i en gelatinkapsel med volum 0.95 cm^3 . Av samme grunn ble 3 tabletter som hver inneholdt ca. 11300 lett gjenkjennelige sporer (Lycopodium) tilsatt prøven. Tablettene løses i saltsyre. Samtidig løses eventuelt karbonat i prøven.

Humusstoffer blir løst som humuskolloider ved hjelp av varm kalilut

(KOH). Etter sentrifugering befinner pollenet seg i bunnfallet, mens supernatanten inneholder humuskolloider som kan kastes.

Cellulose er et polysakkarid som brytes ned ved acetolysebehandlingen. Prøven blir først dehydrert med eddiksyreanhydrid ($(\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O}$) før svovelsyre (H_2SO_4) setter igang reaksjonen. Etter 10-15 minutters oppvarming er det meste av cellulosen løst opp, og kan helles ut etter sentrifugeringen.

De fleste sedimentprøver som ble analysert inneholdt minerogent materiale. Silikater oppløses ved hjelp av flussyre (HF), mens pollenkornene bevares. Ved å varme opp to ganger a 40 min. var det mulig å gjennomføre prepareringen i løpet av en dag. Reststoffene etter reaksjonen danner fluorider. Disse fjernes ved hjelp av varm saltsyre. Behandlingen må gjentas til disse forbindelsene er fullstendig fjernet. En bivirkning ved flussingen er at størrelsen på pollenkornene kan endres (Fægri & Iversen 1975). Dette er en ulempe ved Betula-analyse og i noen tilfeller ved identifisering av arter som skilles på størrelsen.

Den siste kalilut-behandlingen fjerner eventuelle gjenværende humus-stoffer. Fargestoffet fuchsin tilsettes for å lette identifikasjonen. Struktur og skulptur trer klarere frem under mikroskopet med farge. Til slutt fordampes vannet, og mikrofosiler og andre motstandsdyktige bestandeler av den opprinnelige sedimentprøven avsettes i glycerol. En bivirkning ved å bruke glycerol som medium er at pollenkorn har en tendens til å utvide seg (Fægri & Iversen 1975: 113).

5.2. IDENTIFIKASJON AV MIKROFOSSILER.

Identifikasjon av mikrofosiler kan være problematisk siden det ofte er små nyanser som skiller disse. Det er viktig at pollen og sporer er godt oppbevart i sedimentene, og at analyseutstyret som benyttes er godt nok for oppgaven. I tillegg trenger man en god bestemmelsesnøkkel og en referansesamling som omfatter de pollentyper en finner under analysen.

Jeg har benyttet bestemmelsesnøkkelen i Fægri & Iversen (1975): Textbook of pollen analysis. I tillegg ble Moe (1974) brukt ved identifiseringen av trilerte sporer, mens Eide (1980) var til hjelp under identifiseringen av Rosaceae-pollen. Referansesamlingen ved Botanisk Institutt ble stadig benyttet ved tvilstilfeller. I tillegg

fikk jeg god hjelp med vanskelige pollen av ansatte ved Botanisk Institutt.

Analysen ble utført med et Zeiss forskningsmikroskop med 8x okularer og med flere ulike objektiver med fasekontrast. Hovedsaklig ble det benyttet Zeiss Planapo 63x/1.4 og 40x/1.0 objektiver, men ved vanskelig identifiserbare pollen benyttet jeg et Zeiss Neofluar 100x/1.0 objektiv som gir opp til 1280x forstørrelse. Under tellingen ble det benyttet et 24 kanalers telleapparat.

5.2.1. Faktorer som ville ha forbedret pollendiagrammene.

I denne undersøkelsen brukes pollenanalyse som et verktøy til å oppdage brudd i lagrekken og å korrigere eventuelle feilaktige ¹⁴C-dateringer ved korrelasjon til nærliggende palynologiske undersøkelser. Hensikten er ikke å konstruere en detaljert vegetasjonshistorie. Til det er både pollensummen for lav (4-500 pollen) og kunnskapene mine om pollenanalyse for dårlige.

Det ble gjort en del tabber under analysearbeidet som senere ble forsøkt rettet opp. Faktorer som ville forbedret pollendiagrammene ble vurdert, men arbeidsmengden ble ansett som for stor i forhold til forbedringen.

Betulaceae.

Betula-analyse ble ikke utført. Metoden baseres på målinger av korn-diameter (Eneroth 1951) og forholdet mellom korndiameter og poredybde (Birks 1968) til å skille de enkelte bjørkeartene: B. nana (dverg-bjørk), B. pubescens (vanlig bjørk) og B. verrucosa (hengebjørk).

Dette er et svært tidkrevende arbeid og resultatene er ofte usikre. Det er viktig at målingene utføres på nok pollenkorn til å få et statistisk holdbart grunnlag. Siden flussyre og glycerol kan forandre størrelsen til pollenkorn, ville målinger av diameter i forhold til poredybde gi mest holdbare resultater i denne undersøkelsen (Birks 1968).

Salicaceae.

Det er ikke forsøkt å skille pollen fra de chionofile vierartene: S. herbaceae (musøre), S. polaris (polarvier) og S. reticulata

(rynkevier), fra andre vierarter. Dette ville vært til hjelp under tolkningen. En slik inndeling av Salix er imidlertid usikker. Fossile pollenkorn er ofte krøllede og korroderte slik at små ulikheter er vanskelig å oppdage. I tillegg forgår det i dag en utbredt hybridisering innen slekten slik at pollenmorfologiske forskjeller viskes ut (Fægri 1953: 66). Dette må man anta også skjedd i senlasialen (op.cit.).

Polygonaceae.

Det er ikke forsøkt å skille Oxyria digyna (fjellsyre) fra Rumex. Dette er usikkert siden flere høymolearter har omtrent identiske pollenkorn som fjellsyre. Det er mer vanlig i dag å skille disse i R. longifolius type. En slik inndeling sier imidlertid ikke noe entydig om snøleiesamfunn. Jeg har slått sammen pollenet i en samlegruppe, Rumex/Oxyria.

Lycopodiaceae.

Lycopodium selago er identifisert til art. Jeg fant det vanskelig å skille naturlig forekommende Lycopodium clavatum sporer fra tilsatte. Tilførte sporer skal fremtre mørkere enn naturlig forekommende iflg. Stockmarr (1971: 621). Jeg gjorde et forsøk, men siden jeg er svært usikker på holdbarheten blir ikke resultatet oppført i diagrammene. I stedet oppføres alle slike sporer som tilsatte. Naturlig forekommende sporer representerer da en feilkilde, men den anses som liten på bakgrunn av de svært store mengdene av tilførte Lycopodium sporer.

Ranunculaceae.

Det ble registrert til dels betydelige frekvenser av Ranunculaceae under analysearbeidet. Det er ikke benyttet noen bestemmelsesnøkkel, men etter råd fra Åge Paus ved Botanisk Institutt er Ranunculus delt i to pollentyper. R. batrachium type omfatter vannplanter og arktisk-alpine arter innen slekten. Ved store frekvenser antar jeg at det er vannplanter som bidrar med pollenet. R. acris type omfatter øvrige arter. Det var ofte vanskelig å skille mellom de to typene siden det finnes en rekke overgangsformer. Forøvrig ble det registrert pollen av Caltha type og Anemone type. Thalictrum er bestemt til slekt.

Rosaceae.

Jeg fant ofte at pollenet som tilhørte Rosaceae var for dårlig oppbevart til å artsbestemme det etter Eide (1980). Det er skilt ut

følgende taxa: Filipendula, Dryas octopetala og Potentilla type (omfatter Potentilla og Comarum). Andre taxa innen familien er registrert som Rosaceae.

Polypodiaceae (sensu Lid 1974), Pediastrum og dinoflaggelatcyster.

Polypodium vulgare er skilt ut til art. Forøvrig er monoete sporer samlet i Polypodiaceae.

Pediastrum er ikke forsøkt inndelt til artsnivå. Dette ville gitt informasjon om salinitet og næringsforhold i bassenget, men siden det er foretatt diatomeanalyse, fant jeg dette unødvendig.

Dinoflagellatcystene ble i diagrammet fra Gunnarshaugvatn registrert som Spiniferites (hystrix). Deretter ble en mer detaljert inndeling benyttet med i tillegg Operculodinium centrocarpium (asterix) og Lingulodinium machaerophorum type 1 og 2 (beskrevet i Aksdal 1986). De aller fleste individene som ble registrert, var av asterix typen. Hystrix ble hovedsaklig funnet i bunnsedimentene i de to øverste bassengene. Disse må være sekundært avsatt siden sedimentene er lakustrine. Dinoflagellatcystene er indikatorer på brakt og marint miljø. L. mach. 1 og 2 er de mest brakkvannstilpassede. De registreres under økende salinitetsverdier til miljøforhold med en gjennomsnittelig salinitet på $18 \text{ }^0 / \text{ }_{00}$ (Wall et al. 1973: 20).

5.3. OPPBYGNINGEN AV POLLENDIAGRAMMENE.

Det er konstruert relative prosentdiagram fra tre basseng. I tillegg er det konstruert et absolutt diagram fra Gunnarshaugvatn ut fra fire ^{14}C -dateringer (jfr. kpt. 7). Prosentdiagrammene beskrives og diskuteres, mens det absolute diagrammet er til hjelp under tolkningen.

5.3.1. Relative pollendiagram.

Pollendiagrammene er inndelt i tre seksjoner som omfatter krono-, lito- og biostratigrafi. De to førstnevnte seksjonene er samlet i plansje 7. Kronostratigrafien følger Mangerud et al. (1974: 122), men siden det ikke er mulig å skille ut Eldre Dryas kronosone pollen-

analytisk, blir denne utelatt fra kronostratigrafidelen av diagrammene. Grensene mellom kronosonene er bestemt pollenanalytisk eller beregnet på grunnlag av ^{14}C -dateringene (jfr. kpt. 7). Litostratigrafien er beskrevet etter et deskriptivt system (jfr. kpt. 4). Den biostratigrafiske delen er delt i følgende grupper:

Totaldiagram	Angir forholdet mellom trær, busker, lyng og urter.
Trær	<u>Pinus</u> , <u>Betula</u> , <u>Populus</u> , <u>Corylus</u> , <u>Alnus</u> , <u>Ulmus</u> , <u>Quercus</u> , <u>Fraxinus</u> og <u>Ilex</u> .
Busker	<u>Juniperus</u> , <u>Salix</u> , <u>Ephedra</u> , <u>Hippophae</u> , <u>Viburnum</u> og <u>Hedera</u> .
Lyng (dvergbusker)	<u>Empetrum</u> , <u>Calluna</u> , og Ericales.
Urter	Poaceae, <u>Artemisia</u> , Cyperaceae, <u>Rumex/Oxyria</u> og andre urter.
Vannplanter	<u>Myriophyllum alterniflorum</u> , <u>M. spicatum</u> , <u>Potamogeton sect. Eupotamogeton</u> , <u>P. sect. Coleogeton</u> , <u>Sparganium</u> , <u>Nymphaea</u> , <u>Ruppia</u> , <u>Menyanthes</u> og <u>Ranunculus Batrachium</u> type.
Karsporeplanter	<u>Polypodium vulgare</u> , Polypodiaceae (sensu Lid 1974), <u>Lycopodium selago</u> og <u>Selaginella selanoides</u> .
Grønnalger	<u>Pediastrum</u> og <u>Botryococcus braunii</u> .
Dinoflagellat-cyster	<u>Spiniferites</u> , <u>Operculodinium centrocarpum</u> og <u>Lingulodinium machaerophorum</u> type 1 og 2.

Relative pollendiagrammer angir mengden av hvert taxa i prosent av total pollensum som er Σ AP (pollen fra trær og busker) + Σ NAP (pollen av lyng og urter). Vannplantepollen og sporer inngår ikke i summen. Prosentverdien av disse utregnes i forhold til total pollensum + egen verdi. Et diagram oppbygd på denne måten gir det beste bilde av vegetasjonen i et trefattig landskap som Vest-Norge i Sen-Weichsel (Fægri & Iversen 1975: 135).

Med slike diagram er det ikke mulig å registrere en generell økning i pollendeponeringen hvis pollenprodusentenes innbyrdes forhold forblir

uendret. Dersom økningen skyldes en klimaendring, er det likevel sannsynlig at pollensammensetningen forandres (Braaten & Hermansen 1985: 59).

Diagrammene blir inndelt i lokale pollensoner etter "assemblage"-typen som ble introdusert av Cushing (1967). Inndelingen trekkes mekanisk etter kurvenes forløp og skal ikke baseres på korrelasjoner til andre diagrammer eller til litostratigrafi (Fægri & Iversen 1975: 201). Grensene mellom sonene trekkes mellom to spektra, og sonen navngis etter fremtredende pollentyper i det aktuelle intervallet.

Inndelingen er et hjelpemiddel ved beskrivelsen av pollendiagrammet. De lokale pollensoner er nummerert nedenfra og opp og benevnt ved en bokstavkode etter lokaliteten. For Stangemyra har jeg brukt bokstavkoden K for Karmøy, siden dette regnes hoveddiagrammet.

5.3.2. Absolutte pollendiagram.

Et relativt diagram vil gi uriktige opplysninger hvis en pollenkilde øker kraftig til store verdier. Dennes andel av pollensummen vil presse alle andre konstituenters prosentverdier nedover selv om deres polleninfluks er konstant. I absolutte pollendiagram fremstilles pollendeposisjonen som antall pollen pr. flateenhet pr. år (pollen/cm²*år). Dette kalles polleninfluks. Hver pollenkonstituent behandles for seg og store utslag for ett taxa vil ikke virke inn på resten av materialet.

Det gir et riktigere bilde av vegetasjonen forutsatt at influksen er riktig. For å kunne beregne denne, er det tilsatt indikatorer. Det har tilsatt et kjent antall Lycopodium sporer til en volumbestemt sedimentprøve før preparering (Stockmarr 1971). Jeg har hovedsaklig benyttet 3 Lycopodium-tabletter til hver av prøvene. Hver tablett inneholder 11300 ± 400 sporer. Under analyseringen registreres antall pollen og Lycopodium-sporer i preparatet.

Pollenkonsentrasjonen som er antall pollen pr. cm³ av prøven, finnes ved hjelp av formelen:

$$\text{Antall pollen pr. cm}^3 = \frac{\text{talte pollen} * \text{tilsatte sporer}}{\text{talte sporer} * \text{sedimentvolum}}$$

Polleninfluksen finnes ved å multiplisere pollenkonsentrasjonen med

sedimentasjonshastigheten. Dette er mengde sediment avsatt pr. tidsenhet. Influx blir da antall pollen avsatt pr flateenhet pr år. Bestemmelsen er avhengig av en sikker kronostratigrafi. I forbindelse med havnivå- og klimaendringer i Sen Weichsel varierer sed.hast. svært over kort tid. For å få holdbare resultater er man avhengig av mange ^{14}C -dateringer og at disse er riktige. Vi har bare 4 dateringer å bygge kronostratigrafien på. I tillegg benyttes dateringer fra andre undersøkelser ved korrelasjon. Dette medfører fare for ringslutninger siden disse dateringene kan være feilaktige og/eller korrelasjonen kan være uriktig. På grunn av store usikkerhetsmomenter har jeg valgt å bare konstruere absolutt pollendiagram for Gunnarshaugvatn hvor ^{14}C -dateringer finnes. Her inngår de viktigste pollenkonstituentene.

5.4. BIOSONERING AV POLLENDIAGRAMMET FRA STANGEMYRA.

(se plansje 1)

K-1. (687.5-674 cm).

Sonen bygger på bare to spektra (41-40). Det nedre (41) ble tatt fra lag A-2, mens det øvre (40) befant seg i overgangen til lag B-1. Glødetapet er svært lavt (<1%), men øker til ca. 2.5 % øverst. Pollenkonsentrasjonen er også lav (<1700 pollen/cm³). Analyser av nivå lengre ned i kjernen ble oppgitt siden konsentrasjonen var for liten til å registrere et statistisk holdbart antall pollen.

K-1 er karakterisert av høye frekvenser av Pinus og avtagende verdier for Betula, Corylus og Alnus. Det ble funnet pollen av mer varme-krevende taxa som Quercus og Ilex i spektrum 41. Det er usannsynlig at det fantes en skogsskogsvegetasjon i området rett etter deglasiasjonen. Jorda manglet humus og næringsstoffer. Slikt pollen antas derfor å være sekundært avsatt (jfr. kpt. 5.5.1.1).

Forøvrig er det Artemisia og Poaceae som dominerer pollensammensetningen, mens Chenopodiaceae opptrer i mindre frekvenser (ca. 1 %). Likeledes har lyskrevende taxa som Sedum, Helianthemum, Thalictrum og Brassicaceae små sammenhengende verdier.

K-1 kalles for Artemisa-Poaceae lokalpollensone.

K-2, (674-615 cm).

Inndelingen av sonen bygger på 9 spektra (39-31) som alle ligger i lag B-1. Glødetapet øker raskt fra K-1 til over 10 %. Konsentrasjonen øker gradvis til ca. 10000 pollen/cm³. Begge de nevnte faktorer har en kortvarig tilbakegang i den øvre del av sonen (627.5-622.5 cm).

K-2 kjennetegnes av en jevnt økende frekvens av Salix (avbrutt av en sterk nedgang over to spekter ved nivå 623.5 og 625 cm) samtidig som Rumex/Oxyria oppnår høye frekvenser. Pinus går kraftig tilbake, mens Betula øker i verdi utover i sonen. Juniperus opptrer med små verdier. Artemisia og Poaceae avtar fra sonen før, men førstnevnte får høyere frekvenser etterhvert. Helianthemum, Thalictrum, Carophyllaceae og Asteraceae sect. aster har små frekvenser gjennom sonen. Ranunculus acris type oppnår moderate verdier gjennom det meste av sonen. Polypodiaceae begynner å markere seg i diagrammet.

K-2 kalles for Salix-Rumex/Oxyria lokalpollensone.

K-3, (615-530 cm).

Sonen bygger på 9 spektra (30-22) som ligger i lag B-1 og B-2. Glødetapet ligger på ca. 17 %, men verdiene er noe større i siste halvdel av sonen. Pollenkonsentrasjonen øker til ca. 19000 pollen/cm³.

K-3 karakteriseres av store frekvenser av Betula. Empetrum begynner å markere seg i diagrammet, men når først høye frekvenser i de øvre 40 cm av sonen. Salix minker i verdi, men er fremdeles en viktig bidragsyter i pollenregnet. Juniperus har jevnt lave frekvenser. Filipendula opptrer med økende verdier mot øvre del av sonen. Ranunculus acris type oppnår moderate frekvenser gjennom sonen.

K-3 kalles for Betula-Empetrum lokalpollensone.

K-4, (530-477.5 cm).

Sonen bygger på 9 spektra (21-13) som alle ligger i lag C. Glødetapet er ikke særlig endret fra K-3. Pollenkonsentrasjonen går

kraftig tilbake mellom nivå 522.5 og 517.5 cm og ligger lavt opp til nivå 500 cm ($<3000 \text{ pollen/cm}^3$), for deretter å øke igjen.

K-4 kjennetegnes av store Pinus frekvenser og lave verdier av Betula. Salix oppnår moderate verdier, mens Juniperus forsvinner. Artemisia øker raskt og ligger på et høyt nivå gjennom alle spektra. Rumex-Oxyria får igjen noe større frekvenser, men ble ikke registrert i de midtre spektra av sonen. Chenopodiaceae har moderate verdier gjennom sonen. Sedum, Helianthemum, Thalictrum og Saxifraga oppositifolia type oppnår størst frekvenser i første del av sonen. Anemone og Caltha type registreres i midtre del.

Pinus minker kraftig i verdi fra spektrum 15 til 14 samtidig som Betula igjen oppnår moderate frekvenser. Juniperus og Filipendula registreres fra spektrum 13 samtidig som Cyperaceae får en kraftig topp. Poaceae øker også kraftig, mens Artemisia og Salix minker i verdi. Lycopodium selago oppnår moderate frekvenser gjennom sonen.

K-4 kalles for Artemisia-Chenopodiaceae lokalpollensone.

K-5, (477.5-435 cm).

Sonen bygger på 4 spektra (12-9) som alle ligger i lag D-1. Glødetapet øker raskt til ca. 40 % og fluktuerer om dette nivået ut sonen. Pollenkonsentrasjonen fortsetter den kraftige økningen fra siste del av K-4 og når over $44000 \text{ pollen/cm}^3$.

K-5 kjennetegnes av en fortsettelse av økningen av Poaceae til en frekvens på over 40 % i spektrum 10. Derfra minker frekvensen raskt. Empetrum øker til over 10 %, mens Juniperus og Filipendula oppnår mer moderate verdier. Betula øker mot slutten av sonen. Polypodiaceae oppnår moderate frekvenser.

K-5 kalles for Poaceae-Empetrum lokalpollensone.

K-6, (435-397.5 cm).

Sonen bygger på 4 spektra (8-5) som ligger i lag D-2. Overgangen til sonen faller sammen med sedimentskiftet til grovdetritusgytje uten merkbart minerogent innslag. Glødetapet ligger svært høyt (mellom 50

og 60 %) gjennom sonen. Pollenkonsentrasjonen stiger først fra K-5 for så å falle noe. Dette kan indikere en økende sed.hast. Øverst øker konsentrasjonen til ca. 69000 pollen/cm³.

K-6 karakteriseres av en kraftig Filipendula-oppgang til ca. 20 % ved spektrum 7. Deretter faller frekvensene jevnt ut sonen. Betula øker gjennom sonen i likhet med Juniperus. Populus opptrer med frekvenser på ca. 1 %. Empetrum minker i verdi, mens Corylus etterhvert får sammenhengende verdier. Rumex/Oxyria oppnår moderate frekvenser. Polypodiaceae øker gjennom sonen.

K-6 kalles for Betula-Filipendula lokalpollensone.

K-7, (397,5-385 cm).

Sonen bygger på 4 spektra (4-1) som ligger i lag D-2. Glødetapet ligger over 50 %. Pollenkonsentrasjonen minker fra foregående sone. Dette skyldes antakelig en raskere sedimentasjonshastighet.

K-7 karakteriseres av en svært markert Betula-oppgang fra ca. 30 til over 50 %. De fleste andre større pollenkonstituentene får en tilbakegang. Corylus oppnår en verdi på ca. 2 % ved spektrum 4, men får igjen ubetydelige verdier i de øverste spektra.

K-7 kalles for Betula lokalpollensone.

5.5. DISKUSJON AV POLLENDIAGRAMMET FRÅ STANGEMYRA.

(se plansje 1)

5.5.1. K-1, Artemisia-Poaceae lokalpollensone (687.5-674 cm).

Sedimentene ble trolig avsatt i Bølling kronosone (Mangerud et al. 1974) i en forholdsvis kort periode før ca 12400 år BP (jfr. kpt. 7.3.1).

5.5.1.1. Sekundært pollen.

Lav pollenkonsentrasjon og glødetap indikerer en begrenset lokal vegetasjon. Pollentilførselen ble derfor dominert av sekundære kilder. Paus (1982 a) viser i likhet med Hafsten (1963) til tre alternative forklaringer på det store innholdet av sekundært pollen tidlig etter deglasiasjonen:

1. Sedimentomrøring fra yngre til eldre lag.
2. Resedimentert pollentilskudd.
3. Forurensing ved fjernflukt.

Sedimentomrøring kan utelukkes siden kjernen viser jevn sedimentasjon uten tydelige forstyrrelser i lagpakken. De to siste faktorene bidrar derfor med den sekundære pollentilførselen.

Et sparsomt plantedekke fører til at løsmasser ligger utsatt til for erosjon. Muligheten for resedimentering er da til stede. Bare noen km mot syd finnes det interglasiale avsetninger bevart ved Bø på Karmøy (Andersen 1981, Sejrup 1987). Dette indikerer en begrenset iserosjon. Breen kan ha vært såpass tynn over området at den var fastfrosset. Det meste av isdreneringen i Rogaland foregikk antakelig ut Boknfjorden. Klemsdal (1969) viser ut fra glasial striering at isstrømmene konvergente i de indre delene av fjorden i siste del av Weichsel. Ut fra forekomsten av interglasiale avsetninger nær undersøkelsesområdet er det sannsynlig at de første spektra er tilført sekundære mikrofossiler fra løsmasser innen bassengets dreneringsområde.

I spektrum 41 ble det funnet pollen av den insektsbestøvete og sparsomme pollenprodusenten *Ilex* (kristtorn). Arten går nord til Nordmøre i dag (Lid 1985). Pollenet må derfor stamme fra en periode med et tilnærmet like gunstig klima og jordsmonn som i dag. Dette indikerer trolig siste interglasial, Eem. Mangerud (1981) fant frekvenser av *Ilex* på opp til 3 % i sedimenter fra Fjøsanger utenfor Bergen. Disse sedimentene ble først korrelert til Eem. Nyere aminosyreundersøkelser (Miller and Mangerud 1986, Sejrup 1987) viser at avsetningene ved Fjøsanger i Hordaland trolig er eldre enn de ved Bø på Karmøy.

Pollen fra *Empetrum sp.* og *Calluna vulgaris* representerer også resedimentasjon siden begge taxa krever et humusholdig og surt jordsmonn (Iversen 1954). Dette kan ikke ha vært tilfelle i et nylig

deglasiert område med fersk blottlagt bunnmorene, sparsom vegetasjon og stor solifluksjonsaktivitet.

Pinus øker i frekvens fra spektrum 41 til 40, mens Betula og mer varmekjære og edafisk krevende taxa som Corylus, Alnus og Quercus går sterkt tilbake. Dette tilskrives minkende grad av resedimentasjon etterhvert som plantedekket etablerte seg og bandt løsmassene. Økningen av Pinus tilskrives fjernflukt siden furupollen har god flyteevne i luft.

Det ble funnet to pollen av Ephedra distachya type. Ephedra er i slekt med bartrærne og finnes i dag hovedsaklig i ørken og steppevegetasjon (Iversen 1973). E. distachya er en dvergbusk som også finnes i svært tørre daler i Alpene og på sanddyner i England. Dette tolker Iversen (op. cit.) som et typisk eksempel på en glasial relik. Han antar at Ephedra var utbredt på slettene i Nordeuropa gjennom senglasiolen, og at den også kan ha vokst i Skandinavia. Til grunn legger han undersøkelser fra Alpene (jfr. Welten 1957 cit. i Danielsen 1970: 70) som viser at pollen fra E. distachya type har en dårlig spredningsevne.

Hafsten (1961: 38) mener derimot ut fra egne undersøkelser at Ephedra generelt har en meget god spredningsevne. Problemet blir grundig diskutert av Danielsen (1970: 70-71). Han konkluderer med at funn av Ephedra i senglasiolen i Norge skyldes fjernflukt.

I denne undersøkelsen registreres sparsomme forekomster av Ephedra gjennom Sen Weichsel spesielt der hvor pollenkonsentrasjonen er lav. Et unntak er spektrum 23 som tolkes å representere Allerød. Dette pollenet var av E. fragilis type. Det er mulig at Ephedra kan ha blitt langtransportert fra England eller kontinentet til Karmøy, men siden E. distachya finnes i England i dag, virker det ikke urimelig at arten kan ha eksistert på Karmøy under Sen-Weichsel.

5.5.1.2. Lokalt produsert pollen.

De første planter som vandret inn etter isavsmeltingen var lys- og ofte kalkkrevende, men de stilte mindre krav til klima og næringsstoffer (Iversen 1954). Innvandringsrekkefølgen ble bestemt av hvor artene befant seg før klimaforbedringen skjedde, og hvor raskt de var istand til å vandre inn. Dette var igjen avhengig av frøspredning og hvilke krav til jordsmonn de stilte. Karakteristisk for en pioner-

vegetasjon i Sen Weichsel var en svært kompleks flora med en en blanding av arter fra både nord, syd, øst og vest (op.cit.).

Den senglasiiale Artemisia vegetasjonen regnes å ha vært chionofob og kalsiofil og ha foretrukket et forholdsvis tørt og ustabil jordsmønn (Berglund 1966 I: 126). Den langt vanligste arten i Norge i dag er A. vulgaris (burot) som finnes nord til Finnmark (Hulten 1971). Den er blant annet knyttet til strandfloraen (Lid 1985). Flere arter innen slekten er termofile, men burot er indifferent. A. norvegica vokser på grus og rabber i fjellet (Lid 1985: 500). Den kan ha hatt en større utbredelse i Sen Weichsel. Store forekomster av Artemisia er generelt tolket som å indikere kontinentale forhold (Berglund 1966 I).

Det er ikke prøvd å avgjøre hvilke arter som bidro med pollenet. Danielsen (1970: 60-61) hevder at det ikke finnes absolutte kriterier for artsbestemmelse på pollenmorfologisk grunnlag. Han antyder likevel muligheten av at det fantes A. norvegica i Østfold i senglasiial tid ut fra endel mindre gjentatte funn av mer echinate korn. Paus (1982 a) nevner også at arten er sterkt echinat, men at det innen arten er store morfologiske variasjoner av pollenet, slik at det er usikkert å bruke kriteriet.

Poaceae kan inngå i alt fra chionofile til chionofobe plantesamfunn (Berglund 1966 I: 125). Større forekomster av Artemisia og mindre forekomster av andre chionofobe arter som Helianthemum og Thalictrum cf. alpinum, kan indikere at Poaceae ikke inngikk i snøleiesamfunn.

Helianthemum (solroseslekten) representerer en tidlig innvandrer med sydlig tilhørighet. Slikt pollen registreres i de fleste senglasiiale spektra, men størst frekvenser oppnås i deler av Bølling og Yngre Dryas kronosone. Slekten opptrer også med små frekvenser gjennom senglasiialen i undersøkelsene fra Kårstø (Paus 1982 a) og Yrkje (Braaten og Hermansen 1985). Tilskuddet kommer trolig fra H. oelandicum (ølandssolrose) eller H. nummularium (vanlig solrose) (Iversen 1954: 107). Begge artene vokser i dag på tørr kalkmark (Lid 1985) og tilhører heliofile steppeelementer. Både Danielsen (1970) og Paus (1982 a) antyder at bidraget representerer ølandssolrose ut fra størrelsen på pollenet. Flussyrebehandlingen gjør det imidlertid vanskelig å sammenligne med resenpollen.

Chenopodiaceae (meldefamilien) har en av sine topper i sonen, men oppnår størst frekvenser i Yngre Dryas kronosone. Slikt pollen representerer steppeelement som i pionerfasen vandret inn fra syd og

øst (Berglund 1966 I: 148). De fleste artene innenfor Chenopodiaceae i Norge i dag tilhører gruppene strandplanter og ugrasplanter (Danielsen 1970: 61). De krever mye lys og tåler liten konkurranse (op.cit.: 62).

Brassicaceae (korsblomstfamilien) markerer seg i K-1 og K-2. Familien omfatter insektbestøvede arter som hevder seg dårlig i pollenregnet. Artene i familien er lyskrevende og trivdes i pionerfasen i fravær av mer storvokste urter og busker. Paus (1982 b) har et tydelig innslag av Brassicaceae i pionerfasen på Frøya. Videre finner han økning av pollentypen ved isolasjonskontaktene. Dette kan indikere strandplanter innen familien. Jeg registrerte spredte pollen av Brassicaceae opp til Preboreal kronosone. Dette indikerer at en eller flere arter innen familien vokste i området i perioden. Om funnene representerer strandplanter er vanskelig å avgjøre siden Stangemyra ikke har vært marint påvirket (jfr. kpt. 6).

Vegetasjonen klassifiseres som steppe med et tørt og kjølig klima (Paus 1982 a: 38), eller som tundra utviklet i de periglasielle områdene utenfor ismarginen (Berglund 1966 I: 125).

5.5.2. K-2, Salix-Rumex/Oxyria lokalpollensone (674-615 cm).

Sonen omfatter trolig siste halvpart av Bølling kronosone (jfr. kpt. 7.3.2). Totaldiagrammet viser en NAP dominans. Dette gir et bedre bilde av den lokale vegetasjonen i motsetning til K-1 som hadde en dominans av AP forårsaket av sekundært pollen.

I øvre del av K-2 minker glødetapet og pollenkonsentrasjonen samtidig med at pollensammensetningen forandres over noen spekter. Dette kan representere en klimaforverring (jfr. kpt. 5.5.2.6.) som tidsmessig antakelig befinner seg i Bølling kronosone (jfr. kpt. 7.3). Mangerud (1977) postulerer et isfremstøt i Bergensområdet i slutten av Bølling. Dette er senere imøtegått av Krzywinski og Stabell (1984) som ikke fant noe tegn på et fremstøt i sine undersøkelser fra Sotra.

Salix øker jevnt ved overgangen til sonen og utgjør sammen med Rumex/Oxyria de to store pollenprodusentene gjennom sonen. Pinus går kraftig tilbake i verdi. Dette indikerer en tettere lokalvegetasjon slik at fjernfluktpollen ikke lenger er så fremtredende i polleregnet. Betula øker gradvis. Dette skyldes trolig bedre forhold for B. nana samt økning av fjernttransportert pollen fra treformet bjørk som raskt

nærmet seg området.

5.5.2.1. Salix.

Pollendiagrammene fra Kulebergmyra, Madlamyra og Store Stokkavatn på Jæren i Rogaland (Thomsen 1982) viser dominans av S. herbacea type over annet Salix gjennom Bølling kronosone. Fra Kårstø (Paus 1982 a) ble det registrert størst frekvenser av S. herbacea typen tidlig i sone S-2 som korreleres med K-2. Forøvrig var det økende frekvenser av annet Salix utover i sonen.

Det finnes store frekvenser av S. herbacea type i diagrammene fra Sotra (Krzywinski & Stabell 1984). I diagrammet fra Kvernavatn dominerer denne typen fra Eldre Dryas og helt opp til Preboreal kronosone. Diagrammet fra Klæsvatn gir en dominans av Salix herbacea type i Bølling kronosone, mens diagrammet fra Hamravatn har ganske små frekvenser av pollentypen i det som forfatterne har tolket som Bølling kronosone.

Sotra-diagrammene kan tolkes til å starte i Bølling kronosone og at Eldre Dryas klimaforverring ikke kan påvises (Anundsen 1985: 211). De største frekvensene av chionofile vierarter forekommer da i Bølling kronosone og i perioden fra slutten av Allerød til slutten av Yngre Dryas kronosone. Av alle diagrammene er det bare det fra Herøyvatn som ikke har større frekvenser av S. herbacea type i siste del av Bølling kronosone.

Generelt har undersøkelser som er gjort i rimelig nærhet av Karmøy, ganske store frekvenser av S. herbacea type i siste halvdel av Bølling kronosone. Ut fra en slik sammenligning og ut fra forekomsten av en rekke mulige chionofile taxa i K-2, antar jeg at S. herbacea type også har spilt en rolle i vegetasjonen på Nord-Karmøy på denne tiden. Høy pollen- konsentrasjon og antatt høy influks peker imidlertid mot en stor utbredelse av snøleiesamfunn.

De chionofile vierartene omfatter S. herbacea (musøre) som er en dominant art i ekstreme snøleier på kalkfattig grunn (Rønning 1972: 84). S. polaris (polarvier) inntar en tilsvarende posisjon der jordbunnen er rikere på kalk (op.cit.: 88). S. reticulata (rynkevier) foretrekker også et mer kalkrikt voksested (Lid 1985).

Hvilken av disse artene som vokste i området på denne tiden var

avhengig av berggrunnen og løsmassene som fantes der. Berggrunnen på Nord-Karmøy er komplekst oppbygget (jfr. kpt. 2). Med en vestlig isbevegelse ville isen ha passert over en fylittsone før den nådde bassenget. Fylitt kan inneholde kalk. Generelt virker berggrunnen i området svært lettforvitrelig og eventuell kalk og næringstoffer blir derfor lett tilgjengelige for plantene. I tillegg kan løsmassene ha inneholdt kalk som ennå ikke var utvasket.

5.5.2.2. Taxa som kan inngå i snøleiesamfunn.

Samtidig med økningen av Salix oppnår Rumex/Oxyria store frekvenser. Oxyria digyna (fjellsyre) er en karakterart i engsnøleier (Ranunculeto-Oxyrion forbundet, Nordhagen 1943: 286, Rønning 1972: 89). De to mest aktuelle artene innen Rumex-typen har forskjellig økologi; R. acetosa er chionofil (Iversen 1954: 103), mens R. acetosella foretrekker et tørrere voksested (Lid 1985). På Kårstø (Paus 1982 a) ble de største frekvensene av Oxyria funnet i en tilsvarende sone. Forfatteren har imidlertid gått bort fra denne tolkningen i dag og grupperer istedet under R. longifolius type (pers.komm.).

Det ble registrert andre større pollenprodusenter som kan ha inngått i snøleiesamfunn. Dette gjelder særlig Ranunculus acris type (jfr. Hafsten 1963: 332) og R. batrachium type. Sistnevnte inneholder i tillegg til vannplanter også arktisk/alpine arter som R. nivalis, R. sulphureus og R. pygmaeus som alle inngår i engsnøleieforbundet hos Nordhagen (1943).

Polypodiceae (sensu Lid 1974) har små sammenhengende verdier gjennom sonen. Det finnes flere bregnearter som kan vokse på mer eller mindre fuktige steder (Lid 1985). I denne sammenhengen er det naturlig å tenke på bregnesnøleier. Dette er samfunn som helst forekommer i kløfter, langs bekker og i skråninger med større steiner (Gjærevoll 1956). Det finnes i tillegg moderate frekvenser av familiene Carophyllaceae, Asteraceae, Poaceae og Cyperaceae som alle inneholder karakterarter og dominanter for fuktige snøleiesamfunn (Paus 1982 a: 79).

5.5.2.3. Taxa som ikke inngår i snøleiesamfunn.

Nord-Karmøy har en svært flat topografi. Mot nord ved Stangemyra ligger et lite fjellparti som når opp i 68 m o.h. (Bjørgene), mens landskapet mot vest ligger helt åpent til for vind. Dette ville trolig ført til at snøen samlet seg i partier som var skjermet for vestlig vind. Fallvinder fra breen i øst antas å ha vært mindre viktig siden isfronten lå innenfor Yrkje (Anundsen 1977). Stangemyra er skjermet av en liten ås i vest. Selve åsryggen og andre vindutsatte steder kunne gitt vokseplass for taxa som tålte en mer utsatt eksponering og et tørrere voksested. Her kunne chionofobe taxa som Sedum, Helianthemum og Thalictrum samt Artemisia eksistere samtidig som snøleiesamfunn dominerte på mer beskyttede steder.

Thalictrum forekommer gjennom hele senglasielen, men med absolutt størst frekvenser i K-2 og K-3. Danielsen (1970: 69) mener ut fra stor forekomst av arktisk/alpine arter i sin undersøkelse fra Østfold at pollenet trolig representerte T. alpinum (fjellfrøstjerne). Arten vokser på tørre steder på kalkrik grunn og er vanlig i fjellet (Lid 1985). Den inngår i lavrike reinroseheier som finnes på steder med tynt og usammenhengende snødekke om vinteren og sterk vinderosjon (Rønning 1972: 86).

Det ble funnet små mengder av Saxifraga oppositifolia type og Dryas octopetala (reinrose). Iversen (1954) regner S. oppositifolia (rødsildre) som et distinkt element i en fjell-flora, mens reinrose er mer indifferent til temperatur og vokser også i boreale barskoger. Begge taxa er kalsifile (Lid 1985). S. oppositifolia type omfatter S. aizoides og S. cotyledon i tillegg til rødsildre (Fægri og Iversen 1975). Disse er først og fremst fjellplanter, men finnes også i lavlandet langs vestkysten (Lid 1985). Dryas octopetala er karakterart for reinrose- heiene (forbund Dryadion) og finnes på kalkrike steder med lite til middels snødekke (Rønning 1976: 85). Den kan også vokse på mer forblåste steder uten snødekke (Iversen 1973: 22).

Det ble funnet to pollen som tolkes å tilhøre Gentiana nivalis i spektrum 37. Arten vokser i dag på enger og bakker i fjellet fra Ryfylke til Finnmark (Lid 1985). Rubiaceae har sammenhengende verdier i K-2 og K-3. Innen familien omfatter Galium flere arter som kan vokse i fjellet (Lid 1985). Den inneholder imidlertid også adskillige arter med andre krav til voksested. Enkelte arter inngår i strandfloraen. Av Carophyllaceae nevner Berglund (1966 I: 93) Silene acaulis (fjelltjæreblom) som en typisk representant for det arktisk-alpine floraelementet.

5.5.2.4. Klimaforverring?

Ved nivå 625 cm går glødetapskurven ned under 10 %. Opp mot dette nivået minker også pollenkonsentrasjonen gradvis for deretter å øke igjen. Begge faktorer kan skyldes lavere organisk produksjon i en periode og/eller en raskere sedimentasjonshastighet. En forandring i sed.hast. ville ikke ha medført noen endring i det relative pollen-diagrammet. Det skjer imidlertid en ganske kraftig endring i pollen-sammensetningen over noen få cm. Jeg antar derfor at nedgangen i glødetapet skyldes en periode med mindre organisk produksjon.

Betula og Salix minker kraftig i frekvens, men førstnevnte bare i et spektrum. Dette indikerer en tilbakegang i ekspansjonen av treformet bjørk i eller nær området. Buskformete Salix arter kan også ha fått en kraftig tilbakegang ved en klimaforverring. Samtidig øker Chenopodiaceae og Artemisia. Dette indikerer et mer ustabil jordsmønn. Rumex/Oxyria har en topp på nesten 29 % ved spektrum 33 (nivå 625 cm). Mens økende verdier av Artemesia ikke tyder på mer snøleiedominert vegetasjon, kan de økende syrefrekvensene indikere en slik utvikling.

Forandringene kan indikere en klimaforverring som begrenset den lokale vegetasjonen. Dette underbygges av en økning av fjernttransportert Pinus. Episoden bygger likevel på for få spektra og omfatter et for lite område til å anta noe med en stor grad av sikkerhet. Den samme utviklingen kan imidlertid observeres i diagram fra Sør-Karmøy (Paus upubl.) og Kårstø (Paus 1982 a) i tilsvarende nivå noe før Empetrum-oppgangen.

Vegetasjonen i sonen kan når en ser bort fra den eventuelle klimaforverringsfasen klassifiseres som parktundra med spredte trær på gunstige lokaliteter (Berglund 1966 I: 139). Klimaet kan sies å ha blitt gunstigere på grunnlag av økende frekvenser av bjørk og vier på bekostning av urtepollen, og en økende organisk produksjon. Det kan i tillegg ha blitt fuktigere på grunnlag av større utbredelse av snøleiesamfunn enn i K-1.

5.5.3. K-3, Betula-Empetrum lokalpollensone (615-530 cm).

Sonen omfatter trolig siste del av Bølling, Eldre Dryas og Allerød

kronosone (Mangerud et al. 1974) (jfr. kpt. 7.3.3).

Totaldiagrammet viser en økning for trepollen (Betula) og lyng og en nedgang for urtepollen. Dette er påvist i en rekke undersøkelser fra Vestlandet (Chanda 1965, Mangerud 1970, Thomsen 1982, Paus 1982 a, Anundsen 1978, Krzywinski & Stabell 1984, Larsen et al. 1984, Braaten & Hermansen 1985, Svendsen 1985). To undersøkelser lenger nord på Mørkysten viser lave Betula frekvenser i tidsrommet (Lie & Lømo 1981, Johansen et al. 1985). Dette kan foruten lokale forhold skyldes mer værharde kyststrøk enn lengre mot syd. Sistnevnte undersøkelse viser at bjørkefrekvensen øker fra kysten og innover i landet.

Grensen fra K-2 er markert ved en oppgang for Betula og Empetrum, mens Salix og Rumex/Oxyria går tilbake. Juniperus begynner å oppnå moderate frekvenser.

5.5.3.1. Betula.

Bjørkeoppgangen skyldes at bestander av treformet bjørk etterhvert utvider sitt vokseområde. I dag domineres bjørkeskogen i lavlandet av B. verrucosa (hengebjørk) og B. pubescens (vanlig bjørk), mens den dominerende arten i den subalpine skogsbeltet er B. pubescens ssp. tortuosa (fjellbjørk) (Rønning 1976: 52-53). Lenger til fjells blir B. nana dominerende. Vanlig bjørk og underarten fjellbjørk er langt mer nøysomme enn hengebjørk med hensyn til jordsmonn og varmekrav (Fægri 1970 a I: 117).

Det er utført Betula analyse i flere undersøkelser på Vestlandet; Jæren (Thomsen 1982), Blomøy (Mangerud 1970) og Kårstø (Paus i trykk). Disse påviser at en stor del av bjørkepollenet i Allerød kronosone kommer fra treformet bjørk. Det er derfor rimelig å anta at det også fantes treformet bjørk på N-Karmøy. Disse trengte tid på å vandre inn i området, og krevde et utviklet jordsmonn av en viss tykkelse før de kunne etablere seg (Svendsen 1985: 77). De forholdsvis moderate frekvensene av Betula indikerer at utbredelsen av treformet bjørk på Nord-Karmøy var begrenset i Allerød kronosone.

5.5.3.2. Empetrum.

Empetrum registreres ved overgangen til sonen, men når først større

frekvenser i siste del av sonen. Slekten inngår i lyngheier ved kysten, som feltsjikt i fjellbjørkeskog og over skoggrensen i den lavalpine sonen (Rønning 1972). E. hermaphroditum (fjellkrekling) er vanlig i Nord-Skandinavia i det lavalpine og subalpine vegetasjonsbeltet i fjellet. Arten er dominerende i feltsjiktet i fjellet på vindeksponerte steder og på solrike lokaliteter i dalsiden. Disse biotopene har en tidlig fremsmelting og en lang vekstsesong. E. nigrum (krekling) forekommer som oftest i kyststrøk på kalkfattig sandig jordsmonn (op.cit.: 128).

Empetrum er acidofil (Iversen 1954: 108) og chionofob (Berglund 1966 I: 128). I oseaniske områder med sure bergarter koloniserer slekten nylig deglasierte markområder svært raskt. Mye nedbør gjør at eventuell kalk i jordsmonnet raskt blir vasket ut (op.cit.: 132). Strøfallet av Empetrum danner et surt humuslag og bidrar til å øke hastigheten av podsoliseringen av jordsmonnet (op.cit.: 128).

Det er registrert en økning av Empetrum i slutten på Bølling / Eldre Dryas kronosone i flere undersøkelser i Rogaland; Yrkje (Anundsen 1978, Braaten & Hermansen 1985), Kårstø (Paus 1982 a), Nord Jæren (Thomsen 1982), Eigerbakken på Jæren og Syd Karmøy (Paus unpubl.), Skjoldafjorden (Anundsen & Hermansen unpubl. cit. i Braaten & Hermansen 1985) og Tau (et diagram utarbeidet av Austad for Anundsen). Det er imidlertid ikke mottatt dateringer fra de to siste lokalitetene.

Bergartene rundt Yrkje er for det meste sure. Det som var av kalk i løsmassene ble raskt vasket ut av den rikelige nedbøren. Dette førte til at Empetrum raskt nådde høye verdier. Den nordlige delen av Karmøy er som nevnt mer komplekst oppbygget. Det finnes lettforvitrelige bergarter som kan være kalkholdige. Klimaet er omtrent som i Yrkje. Bergrunnens beskaffenhet gjorde at utvaskingen av kalk tok lenger tid. Noe som medførte at ekspansjonen av Empetrum tok lengre tid.

Det er funnet makrorester av Empetrum i sedimenter fra Sør-Karmøy før en tidlig oppblomstringsfase av polletypen til 3 % ved ca. 12500 år BP. (Paus pers. medd.). Makrorestene viser at slekten vokste svært tidlig i området. Det indikerer at de klimatiske forholdene iallefall periodevis var gode nok til at taxaet kunne vokse i området, men at jordsmonnet var for basisk til at slekten nådde store frekvenser.

5.5.3.3. Andre taxa.

Salix minker i verdi gjennom sonen, men utgjør fremdeles en viktig del av vegetasjonen. Juniperus bidraget tas til inntekt for lysåpne forhold i forbindelse med tregrensen, og en økning av taxaet indikerer en klimaforbedring (Iversen 1954: 103). Utbredelsen av Juniperus er en del av en naturlig suksesjon som blir etterfulgt av treformet bjørk (op.cit.).

Filipendula får sammenhengende verdier i siste halvdel av sonen. Bidragsyteren er mest sannsynlig F. ulmaria (vanlig mjødukt) som er den vanligste arten i Norge i dag (Lid 1985). Den vokser på fuktige og sumpige steder (op.cit.). Oppblomstringen kan ha sammenheng med bjørkeskogsutviklingen i området (Berglund 1966 I: 42). Siden den er termofil, noe skyggetålende samt næringskrevende (Iversen 1954: 95), kan den ha inngått som undervegetasjon i bjørkeskog med brunjordsprofil (Paus 1982 b: 100). Arten kan også ha inngått i en fuktig kantvegetasjon rundt bassenget (Paus 1982 a: 44). Generelt kan F. ulmaria forekomme i utkanten av strandenger, i næringsrik lavlandsbjørkeskog, i høystaudefjellskog og i oreskog (Rønning 1972). Økningen av arten i Allerød kan tas til inntekt for en overgang til et mer temperert klima samt gode næringsforhold.

Vegetasjonen kan karakteriseres som en åpen bjørkeskog. Skogen er på fremmarsj på gunstige lokaliteter, mens Empetrum ekspanderer på mer skrinne steder.

5.5.4. K-4, Artemisia-Chenopodiaceae lokalpollensone (530-477.5 cm).

Sonen omfatter omtrent de første 700 årene av Yngre Dryas kronosone (Mangerud et al. 1974) (jfr. kpt. 7.3.4). Glødetapet endres ikke selv om klimaet forverres. Dette kan forklares ved en lavere sedimentasjonshastighet (fig. 7.2). I en kaldperiode ligger imidlertid løsmassene for en stor del blottlagt og stor solifluksjonsvirksomhet sørger for en økende erosjon.

Avtagende sed.hast. kan skyldes en minkende organisk produksjon i bassenget gjennom Yngre Dryas kronosone, men da ville også glødetapet blitt redusert. Verdiene av grønnalgene Pediastrum og Botryococcus er svært store i sonen (jfr.kpt. 5.6.). Det var derfor trolig lite sedimenter som lå utsatt til for solifluksjon eller andre former for massetransport innen bassengets dreneringsområde. Fluvial erosjon kan for eksempel ha vært mindre viktig i Yngre Dryas kronosone på grunn av

mindre nedbør og et generelt kaldt klima.

De store Pinus-verdier tillegges fjernflukt (jfr. kpt. 5.5.1.1.) som øker i betydning i en fase med strengt klima og dermed mindre lokalproduksjon. Verdiene og den raske oppgangen og nedgangen, kunne tillegges marin overrepresentasjon av furu, om bassenget hadde vært marint påvirket.

Sonens nedre grense er bestemt ut fra nedgangen av Betula og Empetrum samt økningen av Artemisia, Rumex/Oxyria, Sedum, Helianthemum og Chenopodiaceae. Skiftet indikerer at en klimaforverring har funnet sted. Klimaet ble imidlertid gradvis forverret siden Myriophyllum alterniflorum får en kraftig oppblomstring på begynnelsen av sonen. Dette indikerer gj.sn. sommertemperaturer over 10⁰C (Kolstrup 1979). Oppblomstringen er trolig en reaksjon på bedre lysforhold forårsaket av tilbakegangen av Betula. Først ved nivå 520 cm minker M. alterniflorum i frekvens. Samtidig forsvinner Juniperus og Filipendula. Betula når svært lave verdier. Heliofile taxa som Helianthemum og Chenopodiaceae får bedre levevilkår som følge av at trær og busker dør ut eller opptrer i svært reduserte utgaver.

Store frekvenser av Artemisia er et generelt trekk for Yngre Dryas kronosone i Skandinavia (jfr. Svendsen 1985: 71). Dette kan indikere en begrenset utbredelse av snøleier siden slekten foretrekker et veldrenert og ustabil jordsmunn og forbindes med et kontinentalt klima (Berglund 1966 I:126). Chenopodiaceae har moderate frekvenser og er med på å karakterisere sonen. Siden transgresjonen nådde over 22 m o.h. (jfr. kpt. 8), er det nærliggende å tenke på strandplanter. Det er flere arter innen familien som kan gå inn i en strandflora (Lid 1985). Rumex/Oxyria har forholdsvis høye frekvenser tidlig og sent i sonen. Pollenet kan indikere snøleiesamfunn, men noen arter innen Rumex kan inngå i en strandflora. Asteraceae sect. aster oppnår små verdier. I denne store gruppen finnes også endel strandplanter.

Lycopodium selago (lusegras) har moderate verdier gjennom sonen, men oppnår de største frekvensene (ca. 5 %) i første halvdel. Verdiene er små sammenlignet med tilsvarende soner fra undersøkelser i nærheten. Særlig har undersøkelsen fra Yrkje (Braaten & Hermansen 1985) store frekvenser av slike sporer gjennom Yngre Dryas (jfr. kpt. 5.7). Lusegras har en vid økologisk amplitude og kan inngå i skog, myrlende og på høyfjellet (Lid 1985). Den krever noe fuktighet og kan derfor ha vært tilknyttet snøleier (Paus 1982 a: 45).

Sedum oppnår ca. 2 % i verdi ved nivå 527.5 cm og forsvinner ut

omtrent samtidig med Juniperus tidlig i Yngre Dryas kronosone. Den returnerer imidlertid tidligere enn einer i slutten av kronosonen. Generelt foretrekker arter innen slekten tørre og skrinne vokseplasser (Lid 1985: 210-212), og de er heliofile (Paus 1982 b: 77). Pollentypen registreres ikke i den midtre delen av Yngre Dryas. Dette kan enten skyldes at det ekstreme klimaet medførte at Sedum døde ut, eller bare at den lave pollensummen gjorde at et eventuelt bidrag ikke ble oppdaget.

Sedum er insektsbestøvet og en sparsom pollenprodusent (Berg 1974: 39). De forholdsvis store frekvensene som er blitt funnet på Nord-Karmøy, indikerer derfor at en eller flere arter innen slekten har vært vanlig i området på denne tiden. De største frekvensene av Sedum finnes i de lavereliggende bassengene som har vært påvirket av transgresjonen. Dette indikerer at pollenet representerer strandplanter. Bidragsyteren kan ha vært Sedum rosea (rosenrot) (jfr. Lie & Lømo 1981: 149). Arten er først og fremst en fjellplante, men går også ned i lavlandet på strandberg (Lid 1985). Det er også flere andre arter innen slekten som kan inngå i en strandvegetasjon på berg og steinete steder.

Empetrum minker i frekvens, mens mer varmekjære arter fremdeles vokser i området. Tilbakegangen kan skyldes en økt utbredelse av snøleiesamfunn (Paus 1982 a: 45), men moderate frekvenser av Salix og Rumex/Oxyria og tildels betydelige frekvensene av Artemisia, tyder på at slik vegetasjon hadde en begrenset utbredelse i sonen.

En forekomst av snøleiesamfunn samtidig med tørrbakkeelementer gjennom Yngre Dryas kan forklares ut fra snøtypen som var vanlig i kronosonen. Det kalde klimaet gjorde snøen svært tørr slik at den hadde lettere for å blåse av rabbene og samles i fonner enn i et mer temperert klima (Johansen et al. 1985). Dermed oppsto det store arealer som var utsatt for solifluksjon, og gunstige lokaliteter for Artemisia. Ved snøfonnene oppsto store fuktighetsgradienter hvor en vid rekke snøleiesamfunn kunne trives (op.cit.).

Tilbakegangen av Empetrum kan tenkes å ha vært en kombinasjon av disse faktorene. Økende snøleiedannelse gjorde mer beskyttede steder uegnet for planten, mens økende konkurranse fra Artemisia og økende betydning av vinderosjon, gjorde at planten heller ikke klarte å hevde seg særlig godt på mer eksponerte lokaliteter.

De små frekvenser av Polygonum bistorta type kan komme fra P. viviparum (harerug) (jfr. Chanda 1965: 12, Paus 1982 b: 77) som er

vanlig i fjellet i dag (Lid 1985: 94). Pollen av Saxifraga oppositifolia type og Dryas octopetala (jfr. 5.5.2.4.) viser at disse nå hevdet seg bedre i konkurransen pga. sin hardførhet.

Pollentyper som favoriseres av et ustabilt jordsmonn går kraftig tilbake i øvre del av sonen. Samtidig øker frekvensene av Cyperaceae og Poaceae kraftig. Juniperus og Filipendula begynner igjen å markere seg. Utviklingen skyldes trolig at en forbedring av klimaet har funnet sted. Økningen av Myriophyllum alterniflorum underbygger dette. Oppblomstringen indikerer bedre sommertemperaturer og at skyggeskapende trær ennå ikke vokser rundt bassenget.

Den kortvarige Cyperaceae toppen tillegges et "sumpbelte" langs kanten av bassenget. Dette oppstår gjerne etter en overgang fra marint til ferskt miljø (jfr. Lie & Lømo 1981). Selv om ikke det skjedde noen slik miljøskifte i dette bassenget, tolkes de høye verdiene å representere kantvegetasjonen i bassenget. Cyperaceae kan tidligere ha blitt forhindret i å ekspandere i særlig grad på grunn av klimaet. Bassenget kan da ha vært isdekket til utpå sommeren slik at vekstsesongen var kort. Oppbrekningen av et slikt isdekke ville i tillegg hatt en svært erosiv effekt på kantvegetasjonen. Poaceae kan ha ekspandert på bekostning av Artemisia etterhvert som jordsmonnet stabiliserte seg, men økningen representerer trolig arter som inngikk i "sumpbeltet". Poaceae erstattet Cyperaceae etterhvert som bassenget grodde igjen (jfr. 5.5.5).

K-4 korreleres med Yngre Dryas kronosone (jfr. kpt. 7.3.4). Perioden er kjennetegnet av en kraftig klimaforverring som medførte at trevegetasjonen som utviklet seg i Allerød, ble etterfulgt av en lavvokst steppe/tundravegetasjon. Breene ekspanderte kraftig og nådde ca. 25 km Ø for det undersøkte området på Karmøy (Anundsen 1972). Den begrensede lokale pollenproduksjonen medførte en sterk prosentvis økning i fjerntransportert pollen (jfr. Pinus-verdiene).

5.5.5. K-5, Poaceae-Empetrum lokalpollensone (477.5-435 cm).

Sonen omfatter siste del av Yngre Dryas og begynnelsen av Preboreal kronosone (Mangerud et al. 1974) (jfr. kpt. 7.3.5.2). Den nedre grensen faller sammen med en overgang til mer organisk rike sedimenter. Sammen med endringen i pollensammensetningen indikerer dette at en ytterligere forbedring av klimaet har funnet sted.

Poaceae øker i frekvens opp til nivå 450 cm., mens Cyperaceae minker. Dette kan skyldes en gjengroing av bassenget. Starrarter etterfølges av grassarter. En aktuell art for suksesjonen er Phragmites communis (takrør) som er vår største gressart og vokser ved myrer, vann og havstrand over hele landet i dag (Lid 1985). Takrør er blant annet vanlig i et storvokst plantesamfunn som finnes i bukter eller viker med brakkvann. Slike strandsumper går over i eng- eller skogsvegetasjon hvor overgangen domineres av mjødurt (Rønning 1972). Den er utbredt i undersøkelsesområdet. En høyvokst gressvegetasjon som omkranser et vann gir et svært lokalt pollenbidrag. Poaceae kan i tillegg ha inngått som feltsjikt i en åpen bjørkeskog (Paus 1982 a: 46).

Empetrum øker raskt ved overgangen til sonen, mens Betula har en langt mer moderat økning (jfr. kpt. 5.4.5). Hafsten (1963: 336) hevder at en rask oppgang av Betula i en tilsvarende sone i et diagram fra Lista, indikerer en rask spredning av treformet bjørk som hadde vokst i området gjennom Yngre Dryas som "forkrøplete utgaver" på spesielt gunstige lokaliteter (op.cit.). En forklaring på den begrensede bjørkeoppgangen er de store frekvensene av Poaceae. Ved å fjerne disse fra pollensummen registreres en jevn økning av Betula.

Bjørkeoppgangen kan i den første tiden etter klimaforbedringen skyldes ekspansjon av B. nana. Arten er følsom for vind og frost og krever derfor et beskyttende snødekke vinterstid, men ikke et langvarig snødekke (Nordhagen 1943). Da klimaet bedret seg kunne dvergbjørk ekspandere til steder med et mer begrenset snødekke. Dvergbjørk kan ha inngått i samfunn som tilsvarer dagens lavalpine dvergbjørk-kreklingheier (Empetro-Betuletum nanae, Nordhagen 1943: 87). Treformet bjørk spredte seg trolig raskt til Karmøy fra områder som Lista. Det er rimelig å anta at innvandringen skjedde i denne sonen siden Betula-frekvensen etterhvert når like høyt som i Allerød.

Den raske ekspansjonen av Empetrum skyldes først og fremst at slekten vokste i området gjennom Yngre Dryas. Den kunne derfor reagere på det bedre klimaet umiddelbart. Jordsmonnet var tilfredsstillende surt etter kalkutvasking som hadde foregått siden deglasiasjonen av området. Det er imidlertid sannsynlig at jordsmonnet var noe mer basisk nå enn i Allerød som følge av av solifluksjon og oppfrysing av mer kalkholdig mineraljord gjennom Yngre Dryas.

Nedgangen av Salix og Rumex/Oxyria kan indikere at snøleier minket i utbredelse. Nye arealer lå dermed åpne for Empetrum. Rumex/Oxyria øker igjen midtveis i sonen. Dette kan skyldes R. acetosa som kan ha

vært tilknyttet vierkratt og/eller engsamfunn i bjørkeskogen (jfr. Svendsen 1985: 75).

Filipendula bidraget antas som i Allerød, å komme fra F. ulmaria (jfr. kpt. 5.5.3.3.). Arten vokser på fuktige og sumpige steder og er nitrofil (Rønning 1972: 58). Arealer som nylig er isolert fra havet er derfor egnede voksesteder (Paus 1982 b: 101). Den anses som en relativt varmekrevende slekt (Iversen 1954: 95, 98-99) og forekomsten av arten indikerer en klimatisk forbedring til et mer temperert eller i det minste subarktisk klima (Hafsten 1963: 334).

Tilbakekomsten av Filipendula inntreffer i antatt tilsvarende nivå i alle bassengene (jfr. kpt. 5.9). Oppgangen er derfor trolig klimatisk betinget, mens de store frekvensene i hvert basseng skyldes lokale forhold og ikke trenger å være synkrone. Filipendula trenger ikke å ha hatt en særlig omfattende utbredelse i sonen når en tar i betraktning at den har en stor pollenproduksjon og at frekvensen bare ligger mellom 1 og 3 % gjennom sonen. Dette kan skyldes at edafiske forhold ennå ikke var ideelle for arten.

Lotus oppnår verdier over 1% mot slutten av sonen. Slekten tilhører ertefamilien og har evnen til å oppta nitrogen fra luften ved hjelp av spesielle bakterier i rotknollene. Den er derfor egnet til å vokse på næringsfattige steder. Slekten er insektsbestøvet, og pollenfunn indikerer at taxaet fantes lokalt rundt bassenget. Det kan stamme fra L. corniculatus (tiriltunge) som foretrekker tørre voksesteder og er vanlig nord til Finnmark i dag (Lid 1985: 276). Iversen (1954: 106) regner tiriltunge til de lyskrevende pionertaxa med steppeaffinitet som i en tidlig fase i vegetasjonsutviklingen, gjerne fantes i solrike skråninger, på omtrent bart fjell eller på sanddyner. Arten krever et kalkrikt jordsmonn.

Populus tremula (osp) oppnår små verdier mot slutten av sonen. Arten vokser i dag i skog og bakker over hele landet opp til 1200 m o.h. (Lid 1985). Iversen (1954: 99) hevder at tresorten er hardfør og vanskelig å utrydde når den først har fått fotfeste. Osp kan formere seg vegetativt med rotskudd. Den kan derfor ha overlevd Yngre Dryas på lokaliteter den vokste på i Danmark gjennom Allerød i små sterile utgaver (op.cit.). Siden det ikke ble funnet pollen av P. tremula i Allerød kronosone på N-Karmøy, antar jeg at pollenet i den første tiden skyldes fjernflukt fra sør. I Danmark ekspanderte Populus samtidig med Betula og Juniperus (op.cit.). Arten kan derfra relativt raskt ha kommet til Karmøy.

Polypodiaceae har moderate frekvenser gjennom sonen. Tilskuddet kan skyldes lyskrevende bregnearter som vokste på lokaliteter med et ennå ferskt jordsmonn (Paus 1982 b: 99), eller en skyggetålende undervegetasjon i den ekspanderende bjørkeskogen (Svendsen 1985: 76).

Vegetasjonen karakteriseres av en rask ekspansjon av Empetrum og en mer begrenset ekspansjon av Betula. Høye Poaceae-frekvenser tilskrives et lokalt bidrag av arter som inngikk i sumpvegetasjonen rundt bassenget. Vegetasjonen klassifiseres som en åpen bjørkeskog.

5.5.6. K-6, Betula-Filipendula lokalpollensone (435-397.5 cm).

Sonen omfatter trolig midtre del av Preboreal kronosone (jfr. kpt. 7.3.5.2). Betula fortsetter den gradvise økningen fra K-5. Den kraftige økningen av Filipendula cf. ulmaria skyldes trolig at jordsmonnet etterhvert ble mer humusholdig og gunstig for arten. Økningen av skyggetålende taxa som Filipendula og Polypodiaceae indikerer at skogen etterhvert blir tettere. Siden bregnefloraen er tørkesvak (Fægri 1974), kan økningen indikere at sommernedbøren har økt (Johansen et al. 1985: 169). Økt fuktighet i feltsjiktet oppnås imidlertid også ved at skogen tetner til siden avrenning og fordampning blir redusert, og skogbunnen holder seg fuktig over lengre tid.

Filipendula kan ha ekspandert i feltsjiktet i bjørkeskogen samt på fuktige steder langs bassengkantene (jfr. Paus 1982 a: 46). De store frekvensene kan indikere at bassenget vokste igjen. Den gradvise nedgangen utover i sonen kan skyldes at voksestedene etterhvert ble for skyggefulle på grunn av den ekspanderende bjørkeskogen og/eller at næringsforholdene etterhvert ble dårligere. Salix kan i tillegg etterhvert ha erstattet Filipendula på fuktige steder rundt bassenget.

Både Juniperus og Empetrum trives best på veldrenert jordsmonn (Rønning 1972: 82). Etterhvert som jordsmonnet ble mer humusholdig, kunne Juniperus begynne å vokse på steder som før hadde vært forbeholdt Empetrum. Einers størrelse gjorde at den etterhvert skygget ut krekling.

Populus tremula har moderate verdier gjennom sonen. Sammen med eineren indikerer denne en overgangsfase til skogdekke (Iversen 1954: 99). Paus (1982 b) indikerer at den i Preboreal kan vokst i spredte bestander på Frøya i Sør-Trøndelag ut fra bare sporadiske innslag av

pollentypen. Ut fra langt betydeligere frekvenser på Karmøy antas arten å ha tilhørt den lokale floraen. Det ble funnet et pollen av Parnassia palustris (jåblom) ved nivå 410 cm. Denne arten innen sildrefamilien er typisk for næringsrike myrer og finnes i tillegg på strandenger (Rønning 1972: 67, 39).

Bjørkeskogen er på fremmarsj. Skoggsutviklingen understrekes av at heliofile taxa etterhvert blir langt mindre utbredt. Einer ekspanderer på bekostning av krekling. Vegetasjonen klassifiseres ennå som en åpen bjørkeskog.

5.5.7. K-7, Betula lokalpollensone (397.5-385 cm).

Sonen omfatter trolig en relativ kort periode i slutten av Preboreal kronosone (jfr. kpt. 7.3.5.2). Den markerte oppgangen av Betula ved overgangen til sonen viser at jordsmonnet er forbedret, og at det forløpig er liten konkurranse fra andre tresorter. Økningen kan også skyldes at B. pendula (hengebjørk) har etablert seg i området. Arten trives på tørre steder (Lid 1985: 76) og representerte derfor en ny konkurrent til både einer og krekling der jordsmonnet var tilfredsstillende.

Filipendula ble etterhvert skygget ut av feltsjiktet i bjørkeskogen, men fantes fremdeles som kantvegetasjon rundt bassenget. Polypodiaceae gikk også tilbake, men klarte endringene bedre siden taxaet er mer skyggetålende og mindre næringskrevende. Selv om skogen tetnet til, fantes det fremdeles lysåpne lokaliteter. Det ble funnet pollen av Hippophae rhamnoides (tindved). Dette er en tornet busk som lever ved strandkanten og andre steder med tilstrekkelig lys (Iversen 1973: 49). Et aktuelt habitat på denne tiden kan ha vært strandflateområdene som ble blottlagt under den raske landhevingen i Preboreal. Slike områder representerte refuger for heliofile pionerplanter (Johansen et al. 1985: 170), og forklarer hvorfor det fremdeles registreres pollen av en arktisk-alpin art som Thalictrum cf. alpinum (fjellfrøstjerne).

Det ble registrert enkelte pollen av Ulmus i K-7 og noen av Quercus i K-6. Kaland (1984: 211) antar at oppgangen av disse to taxa er typiske for kystnære diagrammer fra Vestlandet rett før Corylus-toppen, og at økningen trolig representerer immigrasjonen av disse artene. På bakgrunn av svært små og usammenhengende frekvensene av varmekjære løvtrær, fantes det antakelig ikke noen lokal bestand på N-Karmøy ennå. Pollenet kan skyldes trolig fjernflukt fra de britiske

øyer. Det er vanlig med en sørvestlig vind i Nordsjø-området i dag, og det er rimelig å anta de samme forhold for Preboreal siden havstrømmene i Atlanterhavet da hadde antatt dagens mønster (jfr. Bjørklund & Goll 1979).

Vegetasjonen i området domineres av bjørkeskog, men det finnes ennå lysåpne biotoper hvor heliofile taxa vokser.

5.6. BASSENGUTVIKLINGEN I STANGEMYRA.

(se plansje 1)

Delkapittelet omhandler utviklingen av vannplantefloraen, grønnalgene Botryococcus braunii og Pediastrum samt den marine indikatoren Spiniferites (hystrix). Ut fra forekomstene blir det forsøkt å trekke slutninger om næringsforhold og andre faktorer som er viktige for den organiske produksjonen i bassenget.

K-1, (607.5-674 cm).

Botryococcus braunii har små verdier gjennom sonen, mens Pediastrum oppnår en frekvens over 90 % i spektrum 40 ved nivå 677.5 cm. Sonen inneholder små frekvenser av den marine indikatoren Spiniferites. B. braunii er svært tilpasningsdyktig og forekommer både ved høy og lav pH og ved varierende næringstilgang (Hutchinson 1967: 396). Pediastrum er ikke bestemt til artsnivå. Generelt er slekten mer næringskrevende enn Botryococcus, men inneholder også noen arter som kan leve under oligotrofe forhold. Begge taxa trives ved svakt brakke forhold (jfr. Tjemsland 1983: 144-149).

Næringsforholdene i bassenget var trolig gode siden løsmassene innen dreneringsområdet hadde en sparsom vegetasjon og var sterkt utsatt for erosjon. Lystilgangen kan istedet ha vært en begrensete faktor for veksten av grønnalger i spektrum 41 (jfr. kpt. 4.2.3). Finere sedimentfraksjoner kan ha blitt fraktet ut av bassenget i suspensjon og forårsaket en blakking av vannet som reduserte sollysets evne til å trenge ned. Dette forutsetter et høyere strømregime enn i dag. Vanngjennomstrømningen kan skyldes tidevannspåvirkning, eller stor ferskvannstilførsel. Siden diatomeundersøkelsene viser at bassenget ikke har vært marint påvirket, må strømvirkningen skyldes ferskvann.

Effekten kan oppnås ved brennørhet og dermed tilførsel av smeltevann mettet med sedimenter. Spektrum 40 ligger i overgangen til lag B. Dette er mer organisk rikt. Sedimentasjonen av minerogent materiale har minket som følge av at plantedekket ekspanderte og bandt løsmassene. Dermed minsket erosjonen og lystilgangen ned i bassenget ble bedret.

Spiniferites har blitt tilført sekundært. Naturlige forklaringer kan ha vært resedimentering av eldre marint materiale innen dreneringsområdet eller tilførel via vindblåst støv fra blottlagte områder av Nordsjøen. Resedimentasjon virker sannsynlig siden det finnes en rekke lokaliteter på Karmøy og Jæren hvor en finner marint avsatt leirmateriale under morene (Andersen et al. 1981). Materialet er tolket til å være avsatt autoktont ut fra funn av parete skjell i voksestilling. Forfatterne har konstruert en strandforskyvingskurve for Midt-Weichsel ut fra dateringer gjort på skjell på ulike nivåer. Kurven viser at havet sto ca. 225 m over dagens nivå for ca. 39000 ¹⁴C-år siden. Hvis eldre avsetninger forekom innen bassengets dreneringsområde, kan disse ha bidratt til forekomsten av Spiniferites.

K-2. (674-615 cm).

Ved nivå 670 cm ble det registrert en rekke vannplanter. De høyeste frekvensene oppnås av Ranunculus Batrachium type. Denne oppnår 42 % ved spektrum 39 for så å minke til mer moderate verdier. Pollentypen omfatter vannplanter og arktisk-alpine arter innen Ranunculus. Siden frekvensene er høye, antas det at tilførselen skyldes vannplanter.

Myriophyllum spicatum (akstusenblad) oppnår små frekvenser i de første spektra i sonen. Arten er næringskrevende og brakkvannstålende (Hafsten 1956: 59). Den korte opptredenen kan skyldes en begynnende oligotrofiering av bassenget.

Både Potamogeton sect. Eupotamogeton og Sparganium viser det samme kurveforløpet som de førstnevnte pollentypene. De registreres tidlig med markerte topper og minker i frekvens utover i sonen. Begge pollentypene er vanskelig å tolke økologisk siden de inneholder arter med ulike miljøkrav (jfr. Paus 1982 a: 203-204).

B. braunii øker kraftig i frekvens samtidig med vannplantene. Den forsinkede oppblomstringen i forhold til Pediastrum kan tyde på at

førstnevnte er mer temperaturavhengig (jfr. Tjemsland 1983: 154). Videre utover i sonen faller frekvensen av grønnalger kraftig. Dette underbygger at bassenget blir mindre næringsrikt. Omkring spektrum 36 oppnår Pediastrum en kortvarig oppgang. Dette faller sammen med tiden for den antatte klimaforverringen (jfr. kpt. 5.5.2.3.).

K-3, (615-530 cm).

Vannplantene som ble registrert i K-2, har bare mindre frekvenser i denne sonen. Pediastrum fluktuerer noe i verdi, men har hele tiden høye frekvenser. Botryococcus braunii har moderate verdier som øker noe gjennom sonen. Klimaforbedringen førte til utvikling av humuslag i jordsmonnet. Dannelsen av humussyrer medførte en utvasking av sedimentene på land og dermed en økt næringsstofftilgang ut i bassenget. Dette motvirket oligotrofieringen av bassenget og forklarer hvorfor grønnalgene holder seg på et høyt nivå gjennom sonen (jfr. Tjemsland 1983).

K-4, (530-477.5 cm).

Myriophyllum alterniflorum oppnår raskt en frekvens på nesten 20 %. Dette kan skyldes en bedret lystilgang som følge av avskogingen ved overgangen til Yngre Dryas kronosone. Den påfølgende nedgangen i frekvensen skyldes trolig klimaet siden arten krever sommer-temperaturer over 10 °C (Kolstrup 1979). Arten regnes som oligotrof med affinitet til minerogen bunn og sirkulerende vann (Luther 1951: 252). Siden den foretrekker minerogen bunn, egner den seg godt i en tidlig fase fremfor flytebladsplanter som krever en viss gjemektighet til forankring av rotstokkene (Paus 1982 a: 202). Ved slutten av sonen stiger frekvensen av M. alterniflorum kraftig og oppnår 27.5 % ved spektrum 13. Andre vannplanter begynner også å registreres. Dette indikerer at det har skjedd en bedring av klimaet, og at lys og næringsforholdene var tilfredsstillende.

Pediastrum øker raskt ved overgangen til K-4 og opprettholder store frekvenser ut sonen. Dette kan skyldes en bedret nærings- og lystilgang. B. braunii øker først i frekvens i spektra med svært lav pollenkonsentrasjon. Dette behøver ikke å bety en reel oppgang av arten siden frekvensen utregnes på grunnlag av pollensummen.

K-5, (477.5-435 cm).

M. alterniflorum fortsetter å øke kraftig og oppnår en verdi over 65 % i spektrum 12, for så å gradvis minke i verdi. Samtidig oppnår M. spicatum 2.5 %. Videre oppnår arten bare små verdier. Forholdet mellom artene innen tusenbladslekten er et mål på trofieringsgraden i bassenget (Berglund 1966 I: 105, 111). Forholdene i Stangemyra var ut fra dette lite næringsrike i tiden sedimentet ble avsatt.

Potamogeton sect. Eupotamogeton oppnår også sin største frekvens i spektrum 12. Videre utover i sonen oppnår denne mer moderate verdier. Pollenet kan stamme fra P. natans. Arten er vanlig i tjønn og vann og har en sirkumpolar utbredelse i dag (Lid 1985). Den kan forekomme i både oligotrofe og eutrofe vann, men er best utviklet i det siste tilfellet (Sjørs 1971: 179). Av grønnalgene går Pediastrum kraftig tilbake ved overgangen til sonen. Nedgangen i frekvensen av vannplanter utover i sonen samt Pediastrum skyldes trolig en kombinasjon av oligotrofiering og forverrete lysforhold i bassenget.

K-6, (435-397.5 cm).

Vannplantene fra K-5 fortsetter å minke i frekvens. Det registreres pollen av Menyanthes. Dette indikerer en overgang fra limniske til telmatiske avsetningsforhold, og skyldes trolig en gjenvoksing av bassenget (Paus 1982 b: 205). Pediastrum går ytterligere tilbake, mens B. braunii stadig har moderate frekvenser. Dette indikerer at bassenget blir stadig mer næringsfattig.

K-7, (397.5-385 cm).

P. sect. Eupotamogeton øker kraftig i frekvens gjennom sonen. Nymphea dukker opp i spektrum 4 og øker derfra jevnt ut sonen. Pollentypene er trolig representert ved P. natans og Nymphea alba. Disse kan vokse på løs bunn og trives i dystrofe sjøer siden de har sine assimilerende blader over vannflaten (Tjemsland 1983: 63). En økende tilførsel av humusstoffer ut i bassenget kunne ha forårsaket en slik dystrofiering. Det har trolig en sammenheng med en tiltagende gjengroing av bassenget (op.cit.: 188).

5.7. GUNNARSHAUGVATN (21.19 M O.H.).

(se plansje 2)

Prosentdiagrammet fra Gunnarshaugvatn biosoneres og diskuteres kortfattet. Bassengutviklingen med spesiell vekt på miljøforandringer flettes inn i diskusjonen. For å unngå dobbeltskriving ved tolkningen av vegetasjonen, vil det for en stor del bli henvist til diskusjonen under hoveddiagrammet fra Stangemyra (jfr. kpt. 5.4 og 5.5). Bare opptreden som markert skiller seg fra dette, vil bli grundigere diskutert her.

Diagrammet bygger på 23 spekter. Siden det var mitt første forsøk som pollenanalytiker og utarbeidet under tidspress (for ^{14}C -søknaden), er det preget av endel mangler. Pollensummen kan ofte være for lav, og i noen tilfeller er det gjort feil ved identifisering av mikrofossiler. Funn av Spiniferites (Hystrix) i området 812.5- 790 cm, skulle trolig være Operculodium centrocarpium (Asterix). Dette har imidlertid liten betydning siden begge indikerer marine forhold. I sone G-1 og G-2 kan noen pollen av Ranunculus ha blitt mistolket for Quercus.

Det ble analysert ytterligere fire spektra et år senere for å forbedre diagrammet. Det ble da funnet pollentyper som ikke var registrert tidligere. Disse kan ha forekommet i andre spektra, men blitt feilidentifisert eller registrert under varia. Ephedra ble fra starten ikke registrert som pollen. Det vil bli henvist til noen av de mer spesielle funn i diskusjonen, men de vil som regel ikke bli påført diagrammet siden det vil gi inntrykk av at disse bare forekommer i et begrenset tidsrom.

Til Lycopodium selago ble det også registrert en spore med en svært glatt overflate. Den kunne minne om Pteridium, men var kraftigere. Senere viste det seg at disse fantes i tablettene med L. clavatum som ble tilsatt hver prøve som merking (Moe pers. komm.). Arten føres derfor ikke inn i diagrammet. Det er mulig at de til dels store frekvensene av Pteridium i undersøkelsen fra Yrkje (Braathen & Hermansen 1985) skyldes tilførte sporer siden de største frekvensene faller sammen med perioder med svært lav pollenkonsentrasjon. Det blir da telt mange tilsatte sporer i forhold til pollen, og sjansene er store for å finne flere "glatte sporer" under forutsetning av at

disse er jevnt fordelt i tablettene.

Mektigheten av senglasiiale sediment i Gunnarshaugvatn er liten i forhold til Stangemyra. Siden glødetapskurven ikke er merkbart forskjellig mellom bassengene skyldes dette antakelig mindre organisk produksjon forårsaket av dårligere næringsforhold. Dette underbygges av de generelt mindre Pediastrum-frekvensene.

5.7.1. G-1, (860-856.25 cm).

Sonen bygger på to spektra (23-22) som begge ligger i lag A. Glødetapet er lavt (ca. 1-3 %) og pollenkonsentrasjonen er liten (< 5000 pollen/cm³) gjennom sonen.

Pollensammensetningen domineres av antatt sekundært pollen hvorav det finnes store frekvenser av Pinus og ellers mindre verdier av Corylus og Alnus (jfr. kpt. 5.4.1 og 5.5.1).

Lokalt produsert pollen domineres av Artemesia og Poaceae. Forøvrig ble det funnet mindre frekvenser av lyskrevende taxa som Helianthemum, Thalictrum, Brassicaceae og Carophyllaceae.

Av grønnalgene ble det registrert små frekvenser av Botryococcus i begge spektrene, mens Pediastrum blomstrer kraftig opp i spektrum 22.

Sonen korreleres med K-1 fra Stangemyra (jfr. kpt 5.9.1) og kalles i likhet med denne for Artemesia-Poaceae lokalpollensone. Sedimentet er trolig avsatt i Bølling kronosone før ca 12400 år BP (jfr. kpt. 7.3.1).

Pollensammensetningen er i alle hovedtrekk lik den i K-1 (jfr. kpt. 5.5.1). Den indikerer en steppelvegetasjon / tundravegetasjon utviklet i et tørt og kjølig klima (Paus 1982 a: 38)

5.7.2. G-2, (856.25-847.5 cm).

Sonen bygger på to spektra (21-20) som befinner seg i lag B-1. Glødetapet øker fra foregående sone og ligger i gjennomsnitt på ca. 10 %. Pollenkonsentrasjonen øker til over 15000 pollen/cm³.

G-2 innledes av en kraftig oppgang av Salix og Rumex/Oxyria. Sistnevnte oppnår store frekvenser gjennom hele sonen. Poaceae og Artemesia er fremdeles godt representert, mens Empetrum og Filipendula dukker opp med små frekvenser i spektrum 20.

Vannplantene, Potamogeton sect. Eupotamogeton, Sparganium, Ranunculus Batrachium type og Myriophyllum alterniflorum, begynner å markere seg i diagrammet med små verdier i spektrum 21 for så å forsvinne (jfr. kpt. 5.6.2.). Botryococcus får en forsinket oppblomstring i forhold til Pediastrum tidlig i sonen. Videre utover minker grønnalgene i verdi.

Sonen korreleres med K-2 fra Stangemyra (jfr. kpt. 5.9.2) og kalles i likhet med denne for Salix-Rumex/Oxyria lokalpollensone. Sedimentet er trolig avsatt i siste halvdel av Bølling kronosone (jfr. kpt. 7.3.2).

Pollensammensetningen er tilnærmet lik den i K-2 (jfr. kpt. 5.5.2.). Mer organisk rike sedimenter og en betydelig forandring i pollensammensetningen indikerer at klimaet har blitt gunstigere for et lokalt plantedekke. Dette illustreres av den kraftige og raske nedgangen av Pinus som skyldes redusert betydning av fjernttransportert pollen etter som den lokale produksjonen øker.

Store Salix og Rumex/Oxyria forekomster kan delvis indikere en større utbredelse av snøleiesamfunn (jfr. kpt. 5.5.2.) og viser da at klimaet har blitt fuktigere. Forholdsvis stor polleninfluks peker imidlertid imot en stor utbredelse av snøleiesamfunn. Betula oppnår små verdier. Vegetasjonen kan derfor ikke klassifiseres som parktundra, men som steppe hvor iallefall busker av Salix er i ferd med å etablere seg. Klimaet er varmere og kanskje fuktigere enn i G-1.

5.7.3. G-3, (847.5-830 cm).

Sonen bygger på fire spektra (19-16) som alle ligger i lag B-2. Glødetapet er omtrent uforandret fra G-2 selv om sedimentet virker mindre minerogent og mer gytjeholdig enn før. Pollenkonsentrasjonen øker kraftig og når over 30000 pollen/cm³.

Den nedre grensen av sonen karakteriseres av en kraftig økning av Betula og en mer moderat økning av Empetrum, samtidig som Rumex/Oxyria går kraftig tilbake i verdi. Salix har fremdeles moderate frekvenser

mens Filipendula oppnår verdier på ca. 1-2 %. Sistnevnte i likhet med Empetrum oppnår de største frekvensene mot slutten av sonen.

Det registreres små frekvenser av Sparganium og Ran. Bat. type i sonen. Pediastrum har mye større frekvenser enn Botryococcus braunii.

Sonen korreleres med K-3 fra Stangemyra (jfr. kpt. 5.9.3) og kalles i likhet med denne for Betula-Empetrum lokalpollensone. Sedimentet er trolig avsatt fra slutten av Bølling gjennom Allerød kronosone (jfr. kpt. 7.3.3).

Pollensammensetningen samsvarer godt med den i K-3 (jfr. kpt. 5.5.3.). Sonen karakteriseres av innvandringen og etableringen av treforment bjørk samtidig som Empetrum ekspanderer. Bjørka etablerte seg trolig på lokaliteter med et godt jordsmonn, mens sistnevnte klarte seg på mer skrinne steder med et noe surt jordsmonn. Vegetasjonen kan klassifiseres som en åpen bjørkeskog.

5.7.4. G-4, (830-788.75 cm).

Sonen bygger på 9 spekter (15-7) som ligger i lag C-1 og C-2. Glødetapet minker fra G-3 til ca. 5 %, men dette behøver ikke bety en særlig mindre organisk produksjon i bassenget siden sed. hast. har økt (fig. 7.1.). Pollenkonsentrasjonen minker til under 9000 pollen/cm³ ved spektrum 11, før den igjen øker mot neste sone.

Den nedre grensen karakteriseres av en kraftig Betula nedgang samtidig som Artemesia og lyskrevende urter som Chenopodiaceae, Sedum, Thalictrum, Carophyllaceae og Brassicaceae øker i frekvens. Cyperaceae er godt representert i sonen og oppnår etterhvert høye frekvenser. Poaceae er mer moderat representert gjennom sonen.

Bassenget transgrederes i tidsrommet ca. 10500-10300 år BP (jfr. kpt. 7.3.4). Dette omfatter omtrent området 812-790 cm. Transgresjonen påvises av moderate frekvenser av Spiniferites (trolig Operculodium centroc.). Grønnalgene forsvinner imidlertid ikke selv om særlig Botryococcus oppnår reduserte frekvenser. Forekomsten kan skyldes tilførsel av alger fra høyereliggende bassenger i vest, eller lav saltholdighet ($< \text{ca. } 10^0 /_{00}$) i bassenget. Dette kan igjen skyldes bare tidvis marin influering.

En begrenset oppblomstring av Myriophyllum alterniflorum og også Ran.

Bat. type ved spektrum 12 kan også ha sitt opphav fra høyereliggende bassenger og blitt ført til Gunnarshaugvatn via bekkene som munner ut vest i bassenget. Dette forutsetter moderate sommertemperaturer når det gjelder M. alterniflorum (jfr. kpt. 5.6.4.). Den moderate oppblomstringen i siste del av sonen kan også forklares med tilførsel fra høyereliggende bassenger (jfr. kpt. 5.6.4.) eller lav salinitet i bassenget, etter at klimaet ble forbedret.

Sonen korreleres med K-4 fra Stangemyra (jfr. kpt. 5.9.4), men kalles Artemesia-Cyperaceae-Chenopodiaceae lokalpollensone. Den omfatter trolig ca. de første 700 år av Yngre Dryas kronosone (jfr. kpt. 7.3.4).

Pollensammensetningen samsvarer for en stor del med K-4, men skiller seg fra denne i enkelte hensender. Cyperaceae har store frekvenser over det meste av G-4 og også noe inn i G-5, mens K-4 bare har en kortvarig topp av taxaet mot slutten av sonen. Forskjellen forklares ut fra transgresjonen som nådde Gunnarshaugmyra (21.19 m o.h.), men ikke Stangemyra (23.55 m o.h.). Forekomsten av Cyperaceae samsvarer godt med varigheten av transgresjonen. Bidragsyterne kan ha inngått i et sumpbelte langs kanten av bassenget og dratt nytte av en god næringstilførsel.

Empetrum har moderate frekvenser opp til 6 %. Slekten vokste sannsynligvis i området gjennom Yngre Dryas, men var mindre utbredt enn i Allerød kronosone. De noe større verdiene i Gunnarshaugvatn i forhold til Stangemyra kan delvis skyldes resedimentasjon som følge av erosjon av eldre sedimenter forårsaket av tidevannsstrømmer. En slik tendens kan ses i undersøkelsen fra Yrkje (Braathen & Hermansen 1985) der frekvensene av Empetrum er størst i det lavestliggende bassenget som ble mest påvirket av transgresjonen. Området kan imidlertid også ha vært bedre egnet for Empetrum enn området rundt Stangemyra. Det er bedre skjermet for mot vest og landskapet er noe mer kupert. Mot øst er området dårlig skjermet. Fallvinder fra breen anses imidlertid som uviktig siden brefronten lå ca. 25 km mot Ø (Anundsen 1972).

Det ble registret et pollen av Ephedra fragilis type i spektrum 15. Dette antas å være fjernttransportert (jfr. kpt. 5.5.1.1.). Det ble også funnet et pollen av Koenigia islandica (dvergssyre) der. Arten vokser på våte steder på bar jord i høyfjellet (Lid 1985). Den er lavtvoksende (4 cm) og skygges lett ut av høyere planter. Arten finnes i mange ulike Skandinaviske snøleiesamfunn (Gjærevoll 1956 cit. i Danielsen 1970). Videre ble det funnet pollen av Saxifraga cernua type i spektrum 16 (G-3) og 15. Denne inneholder også fjellarter som

inngår i snøleier (Lid 1985: 218).

Vegetasjonen i sonen klassifiseres som tundra. Den ligner på G-1 som også ble dominert av Artemisia, men klimaet kan ha vært noe fuktigere siden det virker som om snøleiesamfunnene er mer utbredt.

5.7.5. G-5, (788.75-780 cm).

Sonen bygger på to spekter (6-5) som begge ligger i lag D-1. Glødetapet øker til over 20 % i løpet av sonen, og pollenkonsentrasjonen viser en rask økning både fra sonen før og mellom de to spektrene.

Sonens nedre grense karakteriseres av en markert Empetrum oppgang. Betula øker jevnt gjennom sonen. Filipendula som dukket opp i spektrum 7, øker kraftig fra spektrum 6 til 5 hvor frekvensen er ca. 20 %. Polypodiaceae øker også ved sonens begynnelse og oppnår moderate frekvenser.

Myriophyllum alterniflorum blomstrer kraftig opp. Dette er antakelig en respons på miljøskiftet i bassenget siden arten allerede vokste i området i G-4. Klimaet var da tilfredsstillende. Utover i sonen minker arten kraftig i verdi. Det ble registrert mindre mengder av Pot. sect. Eupot., Sparganium, Ran. Bat. type og Menyanthes i spektrum 5. Grønnalgene øker i frekvens ved overgangen til sonen. Årsaken var antakelig god næringstilgang i den første tiden etter isolasjonen av bassenget.

Sonen kalles Betula-Empetrum-Filipendula lokalpollensone og korreleres med både K-5 og K-6 fra Stangemyra (jfr. kpt. 5.9.5). Sedimentet er trolig avsatt i siste del av Yngre Dryas og begynnelsen av Preboreal kronosone (jfr. kpt. 7.3.5).

Den nedre grensen av sonen samfaller med overgangen til lag D-1. Glødetapet øker raskt og indikerer at en klimaforbedring har funnet sted. Vegetasjonen gir en noe forsinket respons avhengig av de ulike arters innvandringstid og krav til jordsmonn. Empetrum reagerer raskt på de endrede klimatiske forhold siden slekten allerede finnes i området, mens Betula reagerer mer gradvis. Økningen av sistnevnte skyldes antakelig først en økning av B. nana i tillegg til økende tilførsel av fjernttransportert pollen fra treformet bjørk etterhvert som disse kom nærmere Karmøy. Etter relativ kort tid antas det at treformet bjørk fantes i området (jfr. kpt. 5.5.5).

Sonen karakteriseres av ekspansjonen av treformet bjørk. Forekomsten av Empetrum og Juniperus viser samtidig at det enda fantes større lysåpne områder. Filipendula cf. ulmaria inngikk på fuktige og næringsrike steder rundt bassenget og som skyggetålende feltsjiksvegetasjon i bjørkeskogen.

5.7.6. G-6, (780-770 cm).

Sonen bygger på fire spekter (4-1) som alle ligger i lag D-2. Glødetapet er høyt (30-40 %), og pollenkonsentrasjonen fortsetter å øke fra G-5 til over 110000 pollen/cm³.

Den nedre grensen karakteriseres av en fortsatt Betula økning opp til spektrum 4 samtidig som Empetrum og Filipendula går kraftig tilbake. Pinus når over 30 % i spektrum 3, men er tilbake på moderate verdier i neste spekter. Polypodiaceae øker også opp til spekter 3 for så å gå markert tilbake. Samtidig starte en kraftig økning av Corylus som når ca. 18 % i spektrum 1.

M. alterniflorum stabiliseres på et lavt nivå. Nymphaea oppnår moderate frekvenser, men ikke så store som i K-7 fra Stangemyra. Botryococcus opprettholder moderate verdier, mens Pediastrum går kraftig tilbake.

Ut fra pollensammensetningen kalles sonen Betula-Pinus-Corylus lokalpollensone. Denne kan delvis korreleres med K-7 fra Stangemyra, men når lengre opp i tid (jfr. kpt. 7.3.5). Sedimentet er avsatt i Preboreal kronosone (jfr. kpt. 7.3.5).

Treformet bjørk fortsetter ekspansjonen fra G-5. B. pendula kan ha etablert seg i området (jfr. kpt. 5.5.7.) og ha ekspandert på tørre og veldrenerte områder med et godt jordsmonn på bekostning av Juniperus.

Pinus-toppen registreres bare i ett spektrum og gir ingen sikre holdepunkter på om furu hadde etablert seg i området. Økningen av taxaet skjer imidlertid over både spektrum 4 og 3. Faktumet av at toppen oppnås i en periode med stor lokal pollenproduksjon, kan peke mot en lokal bestand.

Paus (1982 a: 48) hevder at foruten bjørk og hassel synes furu å markere seg i vegetasjonen i S-9 (Corylus-sonen) ut fra frekvenser på

ca. 20 %. Det kan virke som om oppgangen av taxaet delvis er betinget av den kraftige tilbakegangen av Betula og ikke representerer en større influks av Pinus.

Undersøkelsen fra Tingvollhalvøya (Johansen et al. 1985) påviser en kraftig reell (APF-diagram) oppgang av Pinus omtrent ved overgangen til Boreal kronosone (Mangerud et al. 1974). Dette samsvarer ganske bra med vår undersøkelse som har en datering på Corylus-oppgangen noe senere enn Pinus-toppen på ca. 9000 år BP. Jeg antar imidlertid at denne er betydelig for ung (jfr. kpt. 7.3.5).

Kurveforløpet til Pinus fra Store Stokkavatn på Jæren (Thomsen 1982), er omtrent identisk med det fra Gunnarshaugvatn i hva jeg tolker som samme periode. Forfatteren har imidlertid ikke trukket noen konklusjoner om en lokal bestand eller ikke.

Eventuell tilbakegang av Pinus kan forklares utfra fremmarsjen av Corylus. Iversen (1973) skriver at C. avellana som er skyggetålende, først etablerte seg som et busksjikt i bjørke- og furuskogen i Danmark og hadde da en forholdsvis begrenset pollenproduksjon. Den stadig tettere buskvegetasjonen førte til at unge eksemplarer av bjørk og furu ikke klarte å vokse opp. Det førte til at Corylus fikk bedre lysforhold etterhvert som de eldre trærne døde ut og kunne ekspandere. Det var imidlertid furu som klarte konkurransen fra hassel best siden denne også kunne vokse på steder som hassel ikke trivdes, som sandige steder, nesten bart fjell og fuktige steder.

På Karmøy minker Betula etterhvert som Corylus ekspanderer, men hvis Pinus-toppen representerer en lokal furuskog, så er det først og fremst denne som begrenses (fra 30 til 14 %). Dette kan skyldes ulike klimatiske og kvartærgeologiske forhold mellom Danmark og Karmøy. Karmøy har et oseanisk klima med store hedbørsmengder. Det kan ha vært noe begrenset hvor C. avellana kunne vokse siden arten foretrekker veldrenerte voksesteder som urer, lier og tørre bakker (Lid 1985).

Årsaken til at Corylus dukket opp såpass tidlig og spredte seg raskt i forhold til andre varmekrevende løvtrær, må ha vært spesielt gunstige klimatiske og ødofiske forhold for arten (Iversen 1973), eller at mennesker sterkt medvirket til spredningen (jfr. Danielsen 1970: 94). Det kan utfra utviklingen i tidligere varmetider, virke som om det siste er tilfelle. I undersøkelsen fra Fjøsanger utenfor Bergen viser sedimentene fra en tidligere interglasial at Corylus etablerte seg sent i vegetasjonsutviklingen (Mangerud et al. 1981).

Urtica har små frekvenser i sonen. Paus (1982 a) hevder at større frekvenser av nesle forteller om et godt utviklet jordsmonn som er rikt på nitrogen. Det ble funnet et pollen hver av Viburnum opulus og Hedera helix i spektrum 1. Førstnevnte vokser i skog og urer nord til Ofoten, mens sistnevnte vokser på berg og tørre steder i skog i kyststrøk fra midtre Oslofjord til Hordaland (Lid 1985). Arten er insektsbestøvet og et pollen indikerer da forholdsvis sikkert at den fantes i området. Funnet indikerer et klima som var tilnærmet like gunstig som dagens. Hvis arten ennå ikke hadde nådd optimum utbredelse, kan klimaet ha vært ennå gunstigere.

Vegetasjonen i sonen kan klassifiseres som en bjørkeskog muligens iblandet furu. Corylus etablerte seg som buskvegetasjon i bjørkeskogen og ekspanderte etterhvert kraftig.

5.7.7. Absolutt pollendiagram (se plansje 4 a og 4 b)

Jeg har konstruert et influksdiagram fra Gunnarshaugvatn (plansje 5). Ut fra 4 ¹⁴C-dateringer samt overgangen Allerød / Yngre Dryas kronosone som ble bestemt ut fra pollenanalysen, er sed.hast. beregnet og brukt i konstruksjonen av diagrammet. Imidlertid er 2 av dateringene justert. Minimumsdatering for isavsmeltingen på ca. 12400 år BP antas å være noe for ung. Jeg brukte istedet 12700 år BP. Likeledes antas datering av Corylus-oppgangen på ca. 9000 år BP å være for ung. Det blir istedet benyttet 9500 år BP på hendelsen (jfr. kpt. 7.3).

Konstruksjonen av influksdiagrammet bygger på få og usikre dateringer. Siden bl.a. influksen av Betula er betydelig høyere i Yngre Dryas enn i Allerød kronosone, antar jeg at diagrammet gir et feilaktig inntrykk av pollendeponeringen i Sen-Weichsel. Det som skaper de store influksverdiene i Y.D. er den store sed.hast. i den marine fasen av kronosonen (2 mm/år). Hvis en eller begge av dateringene som avgrensner fasen er feil, og den istedet omfatter et større tidsrom, vil sed.hast og dermed influksen gå ned. Hvis fks. dateringene som avgrensner fasen er 10700-10200 år BP, blir sed.hast. 0.71 mm/år og influksen blir redusert med 2/3.

Det finnes imidlertid også forklaringer som kan forklare en stor influks i den marine fasen av Yngre Dryas. En av disse er resedimentasjon. Dette kan ha foregått i forbindelse med tidevann,

men en naturlig utviklingen i pollensammensetningen etter klimaet ble forverret utelukker at resedimentasjon dominerer i diagrammet. Tidevann kan ha bidratt til å konsentrere pollen fra større områder i bassenget, men det er hovedsaklig Pinus som ville profitert på en slik prosess siden slikt pollen har luftsekker og flyter godt.

Alt i alt antar jeg at influksdiagrammet fra Gunnarshaugvatn gir et feilaktig inntrykk av pollendeposisjonen i Sen-Weichsel og velger derfor å være varsom med å bruke diagrammet i tolkningen. Den mest sannsynlige årsaken til feilkonstruksjonen er en unøyaktig kronostratigrafi. Den enkleste løsningen på problemet er at den marine fasen i Yngre Dryas omfatter et lengre tidsrom enn dateringene viser.

5.8. NORDBØMYRA (15 M O.H.).

(se plansje 3)

Prosentdiagrammet fra Nordbømyra bygger på 17 spekter som er fordelt rundt to isolasjonsfaser og en ingresjonsfase. Disse ble bestemt ved hjelp av diatomeanalyse (jfr. kpt. 6). Sedimentprøver er innsendt for ¹⁴C-datering av de tre fasene.

5.8.1. Isolasjonsfase I.

Diatomeanalysen viser at miljøet i bassenget forandret seg fra marint til ferskt ca. ved nivå 990 cm (jfr. kpt. 6). Skiftet faller sammen med overgangen fra lag B-2a til B-2b. De analyserte spektra inngår i en sone.

N-1. (1007,5-985 cm).

Sonen bygger på 5 spektra (17-13) som ligger i lag B-2a (17-14) og B-2b (13). Glødetapet øker gradvis fra ca. 5 til 10 %. Pollenkonsentrasjonen ligger jevnt på ca. 5000 pollen/cm³, men øker til ca. 7500 pollen/cm³ mot slutten av sonen.

N-1 kjennetegnes av større frekvenser av Salix, Poaceae og Rumex/Oxyria. Førstnevnte minker i frekvens etter spektrum 15. Betula øker noe gjennom sonen, men oppnår bare små verdier.

Av vannplantene oppnår Ranunculus Batrachium type frekvenser på ca. 10 % i den øvre halvdel av sonen. Sparganium har små verdier i spektrum 13.

Pediastrum oppnår enorme frekvenser fra spekter 16, mens B. braunii først oppnår moderate verdier mot slutten av sonen. Begge tolererer svakt brakke forhold (salinitetsgrense $< 8-10^0 /_{00}$). Forekomsten av den marine indikatoren Operculodium centrocarpum (asterix) går tilbake etter spektrum 15, men det finnes likevel ganske store frekvenser ut sonen. Dette kan skyldes resedimentasjon forårsaket av ras fra bassengkantene.

Sonen kalles Salix-Poaceae-Rumex/Oxyria lokalpollensone og korreleres med sone K-2 fra Stangemyra og G-2 fra Gunnarshaugvatn (jfr. kpt. 5.9.2). Sedimentet er trolig avsatt i siste halvdel av Bølling kronosone (jfr. kpt. 7.3.2).

Pollensammensetningen samfaller for det meste med K-2, men det er enkelte mindre faktorer som skiller seg ut. De ganske store frekvensene av Poaceae antas å være et lokalt fenomen forårsaket av gode næringsforhold etter isolasjonen av bassenget. Videre øker Potentilla og Ranunculus acris type kraftig mot spektrum 13. Pollenet kan stamme fra strandplanter som P. anserina og P. reptans samt R. reptans, R. cymbalaria og R. scleratus (Lid 1985). Ranunculus acris kan inngå som en viktig konstituent i flere snøleiesamfunn (Nordhagen 1943).

Pollensammensetningen indikerer en åpen vegetasjonen hvor snøleiesamfunn kan ha spilt en betydelig rolle.

5.8.2. Ingresjonsfase.

Diatomeanalysen viser at bassenget igjen ble marint ca. ved nivå 926 cm (jfr. kpt. 6). Det ble telt 5 spektra rundt dette nivået. Disse gir grunnlag for 2 pollensoner.

N-2, (940-915 cm).

Sonen bygger på 3 spekter (12-10). De to første ligger i lag B-3a mens det siste ligger i lag B-3b. Glødetapet ligger i gjennomsnitt over 10 %. Pollenkonsentrasjonen er ganske stor (> 20000 pollen/cm³), men minker gradvis gjennom sonen.

N-2 karakteriseres av forholdsvis store frekvenser av Betula, mens Empetrum oppnår moderate verdier. Salix har frekvenser over 10 %, og Filipendula markerer seg i diagrammet med mindre verdier. Poaceae minker i frekvens gjennom sonen. Strandindikatoren Plantago maritima har verdier over 2 % gjennom sonen.

Av vannplantene oppnår Myriophyllum alterniflorum moderate frekvenser, mens Potamogeton sect. Eupotamogeton og Ranunculus Batrachium type har mindre verdier.

Pediastrum har svært store verdier gjennom sonen, mens Botryococcus braunii er langt dårligere representert. Den marine indikatoren Operculodium centrocarpum oppnår mindre verdier.

Ut fra pollensammensetningen kalles N-2 for Betula-Empetrum lokal-pollensone. Den korreleres med siste del av K-3 fra Stangemyra og G-3 fra Gunnarshaugvatn (jfr. kpt. 5.9.3), og sedimentet er trolig avsatt i siste del av Allerød kronosone (jfr. kpt. 7.3.3).

Pollensammensetningen skiller seg noe fra K-3. Empetrum oppnår noe mindre frekvenser enn i både Stangemyra og Gunnarshaugvatn. Dette kan antakelig forklares ut fra edafiske forhold. Nordbømyra hadde marint miljø i en langvarig fase etter deglasiasjonen. Kalkholdige sedimenter fantes derfor i det flattliggende landskapet avhengig av hvor høyt havet hadde stått. Dette medførte at det tok tid før jordsmonnet ble surt, og dermed lengre tid før Empetrum kunne ekspandere i lavereliggende områder.

Vegetasjonen kan klassifiseres som åpen bjørkeskog. Empetrum vokste på de noe mer høytliggende knausene rundt bassenget.

N-3, (915-900 cm).

Sonen bygger på 2 spekter (9-8) som begge ligger i lag C-1. Glødetapet går kraftig ned fra N-2 (fra ca. 11 til under 4 %). Pollen-

konsentrasjonen reduseres likedan kraftig fra ca. 20000 til 8000 pollen/cm³.

Den nedre grensen karakteriseres av nedgang i Betula samtidig som Pinus øker noe i frekvens. Salix øker kraftig mot spektrum 8. Sedum oppnår en frekvens på ca. 10 % ved spektrum 9 for så å minke noe. Artemesia øker i frekvens sammen med Chenopodiaceae, Brassicaceae og Asteraceae sect. cichoridae.

Vannplantene forsvinner samtidig med grønnalgene ved overgangen til sonen. Dette indikerer antakelig et miljøskifte, men det ble ikke registrert noen tilsvarende økning i de marine indikatorene.

Ut fra pollensammensetningen kalles N-3 for Sedum-Salix lokalpollensone. Den korreleres med første del av K-4 fra Stangemyra og G-4 fra Gunnarshaugvatn (jfr. kpt. 5.9.4). Sedimentene er trolig avsatt i begynnelsen på Yngre Dryas kronosone (jfr. kpt. 7.3.4).

Sonen skiller seg fra de andre bassengene ved at Artemesia ikke øker særlig ved overgangen. Dette kan skyldes et flatere landskap ved Nordbømyra enn ved de andre bassengene og derfor en mindre konkurransefordel for taxa som favoriseres av et ustabil jordsmonn.

Vegetasjonen karakteriseres av at bjørkeskogen forsvinner, mens Salix og urter ekspanderer. Det begrensede tidsrommet som de to spektrene sonen omfatter, representerer overgangsfasen fra en åpen bjørkeskog til en tundravegetasjon.

5.8.3. Isolasjonsfase II.

Diatomeundersøkelsen viser at bassenget igjen ble isolert fra havet omtrent ved nivå 722.5 cm (jfr. kpt. 6). Det er analysert 7 spektra rundt dette nivået. Disse gir grunnlag for 2 pollensoner.

N-4, (740-721.25 cm).

Sonen bygger på 5 spektra (7-3), hvorav spektrum 7 ligger i lag C-2, spektra 6-2 i lag D-1 og spektrum 1 i D-2. Glødetapet øker til ca. 30 %, og pollenkonsentrasjonen øker tilsvarende til over 60000 pollen/cm³.

Sonen karakteriseres av store frekvenser av Betula samt en kraftig økning av Filipendula til nesten 30 %. Empetrum oppnår moderate frekvenser, men avtar noe mot slutten av sonen samtidig som Juniperus øker noe i frekvens.

Ruppia registreres med moderate frekvenser i spektrum 6. Slekten har vide toleransegrenser ovenfor salinitet, 1.9-44 ‰ (Iversen 1936: 77), og forekommer først vanlig ved saliniteter over 3 ‰ (Hesjedal 1969: 113). Potamogeton sect. Coleogeton, Myriophyllum spicatum og Ranunculus Batrachium type oppnår også mindre frekvenser i spektrum 6. Førstnevnte omfatter brakkvannstålende arter innen Potamogeton. Myriophyllum alterniflorum registreres i spektrum 5 og øker til ca. 20 % i neste spektrum. Samtidig begynner Potamogeton sect. Eupotamogeton å markere seg i diagrammet. Generelt viser vannplantene en suksesjon fra taxa som tåler høy salinitet til taxa som tåler lite salinitet. Dette viser at bassenget holder på å bli isolert fra havet.

Det samme forløpet påvises av den marine indikatoren Operculodium centrocarpum som har små frekvenser i de to nedre spektra (7-6) før den forsvinner. I spektrum 6 registreres grønnalger. Pediastrum når moderate verdier tidligere enn Botryococcus braunii.

Ut fra pollensammensetningen kalles N-4 for Betula-Filipendula lokalpollensone. Den korreleres med K-6 fra Stangemyra og G-5 fra Gunnarshaugvatn (jfr. kpt. 5.9.5). Sedimentet som sonen omfatter, ble trolig avsatt i første del av Preboreal kronosone (jfr. kpt. 7.3.5).

Vegetasjonen kan klassifiseres som bjørkeskog med feltsjiktet og fuktige steder rundt bassenget dominert av Filipendula.

N-5. (721,25-710 cm).

Sonen bygger på 2 spektra (2-1) som ligger i henholdsvis lag D-1 og D-2. Glødetapet øker fra N-4 og når ca. 50 %. Pollenkonsentrasjonen øker til over 131000 pollen/cm³.

Sonen karakteriseres av at Betula øker til over 50 %, mens Filipendula går kraftig ned i frekvens. Corylus oppnår 3.5 % i spektrum 1. Samtidig registreres pollen av Populus, Ulmus, Quercus og Alnus. Salix øker gjennom sonen. Polyodiaceae oppnår ca. 20 % i spektrum 2 for så å minke kraftig i frekvens.

De fleste vannplanter registrert i N-4, med unntak av Potamogeton sect. Eupotamogeton, går tilbake i frekvens. I tillegg dukker flytebladsslekten Nymphaea opp og oppnår en frekvens på ca. 4 % i spektrum 1.

Ut fra pollensammensetningen kalles N-5 for Betula-Corylus lokal-pollensone. Den korreleres med K-7 fra Gunnarshaugvatn og G-6 fra Gunnarshaugvatn (jfr. kpt. 5.9.5). Sedimentene som sonen omfatter, er avsatt i Preboreal kronosone (jfr. kpt. 7.3.5).

Vegetasjonen karakteriseres av en fortsatt Betula-ekspansjon samtidig som Corylus begynner å markere seg. Dårligere næringsforhold og lysforhold bidro til Filipendula gikk tilbake.

5.9. KORRELASJON MELLOM BASSENGENE.

Stangemyra, Gunnarshaugvatn og Nordbømyra ligger innenfor et begrenset område (ca. 2 km²) på Nord-Karmøy. For å korrelere mellom bassengene og med andre undersøkelser er det viktig at biosoneringen er utført på grunnlag av store pollenprodusenter som i tillegg har en brukbar spredning av pollenet. Dette gjelder i første rekke trær. Soner som er inndelt på grunnlag av pollen fra lavtvoksende urter, reflekterer i hovedsak vegetasjonen rundt bassenget og ikke generelle trekk som med større grad av sikkerhet, kan gjenkjennes andre steder.

Det er påvist en sammenheng mellom størrelsen på basseng som brukes i palynologiske undersøkelser og pollensammensetningen som registreres i dette (Janssen 1966). Dess mindre et basseng er dess mer reflekteres pollensammensetningen umiddelbart rundt bassenget. Dette skyldes at det meste av pollenet som produseres fra en plante deponeres i kort avstand fra planten. Pollenmengden synes videre å bli redusert logaritmisk med avstanden fra kilden (op.cit.). Nærmest bassengkanten varierer mengden og sammensetningen av pollenet mye over korte avstander (lokale og ekstralokale komponent) siden pollen fra den lokale vegetasjon rundt bassenget dominerer. Langt fra bassengkanten er mengden og sammensetningen av pollenregnet tilnærmet konstant over lengre distanser (regionale komponent) og gir et godt grunnlag for korrelasjon over et større område som Vestlandet.

Det finnes ingen bestemte mål som viser hvor stort et basseng må være, for hovedsaklig å registrere den regionale komponenten. Den lokale

komponenten er avhengig av de enkelte planters pollenspredning som igjen er bestemt av lokalklimatiske forhold. Noen undersøkelser har vist at den lokale komponenten dominerer de første titalls meter fra bassengkanten, mens den ekstralokale komponenten dominerer videre til noen hundre meter fra bassengkanten (Andersen 1967, Krzywinski 1976). Bassenget må derfor være stort for hovedsaklig å registrere den regionale komponenten. Bassengene i denne undersøkelsen er små (jfr. kpt. 3) og reflekterer for en stor del den lokale vegetasjonen.

Sonegrenser som er trukket på grunnlag av Betula-kurven, regnes som et godt grunnlag for en regional korrelasjon. Lokalt antar jeg at det er mulig å korrelere på et mindre holdbart grunnlag. Det er imidlertid en fare for at slike sonegrenser ikke trenger å representere synkrone hendelser selv over et lite område, men er ledd i lokale vegetasjonsmessige suksessjoner. Dette er særlig aktuelt i denne undersøkelsen hvor havnivåendringene har skapt edafiske forskjeller mellom bassengene. Det vil i de enkelte tilfeller bli vurdert hvor godt grunnlag korrelasjoner blir trukket på.

5.9.1. K-1 / G-1.

Lokalpollensone K-1 fra Stangemyra korreleres med G-1 fra Gunnarshaugvatn ut fra en omtrent identisk pollensammensetning. Sonene domineres av sekundært pollen i tillegg til Artemisia, Poaceae og endel heliofile taxa. Sammensetningen gir inntrykk av en sparsom lokal vegetasjon umiddelbart etter deglasiasjonen av området. Sonene kan korreleres siden bassengene ligger nær hverandre. En videre korrelasjon med andre undersøkelser er usikker.

Dateringer av moserester fra en tilsvarende sone i en undersøkelse fra Syd-Karmøy (Paus unpubl.), viser aldre fra ca. 14000 til 13000 år BP. Dette indikerer om dateringene er korrekte at Artemisia og Poaceae dominerte i en lengre periode med et ugunstig klima. En slik tundravegetasjon oppsto i et område straks etter at isen forsvant og eksisterte frem til klimaet bedret seg.

5.9.2. K-2 / G-2 / N-1.

Lokalpollensone K-2 korreleres med G-2. K-2 innledes med en kraftig tilbakegang av sekundært pollen samt Artemisia og Poaceae, samtidig

som en kraftig oppgang av Salix og Rumex/Oxyria starter. Noe senere begynner Betula å øke i frekvens. G-2 viser samme utvikling bortsett fra at bjørk øker mindre samt at Poaceae ikke går tilbake i frekvens.

Ulikhetene kan forklares ut fra prøvelokalitetene. Sedimentkjernen fra Gunnarshaugvatn måtte tas svært nær bassengkanten. Det er derfor sannsynlig at diagrammet derfra er sterkere påvirket av den lokale vegetasjonen enn diagrammet fra Stangemyra, hvor sedimentkjernen ble tatt i bedre avstand fra kanten.

Jeg mener at lokalpollensone N-1 fra Nordbømyra også kan korreleres med de forannevnte sonene ut fra pollensammensetningen. Korrelasjonen er noe usikker siden N-1 ikke har klart definerte grenser. Det ble bare telt 5 spektra rundt isolasjonsfasen.

N-1 inneholder i likhet med G-2 relativt små frekvenser av Betula. I tillegg registreres en kraftig nedgang av Salix mellom spektrum 15 og 13 som ikke forekommer i de korrelerte sonene. Det er vanskelig å forklare dette ut fra en stor lokal påvirkning av diagrammet siden sedimentkjernen i Nordbømyra ble tatt i god avstand fra bassengkanten. Nedgangen av Salix kan skyldes isolasjonen av bassenget. Gode næringsforhold førte til en kraftig ekspansjon av arter som inngikk i kantvegetasjonen. Dette underbygges av store frekvenser av Poaceae som kan stamme fra Phragmites communis. En høyvokst grassvegetasjon gir et betydelig lokalt bidrag som "trykker ned" Salix-kurven.

En regional korrelasjon er mer usikker siden sonene er definert ut fra urtepollen. De fleste paleobotaniske undersøkelser på Vestlandet (Anundsen 1977 b, Paus 1982 a m.fl.) viser imidlertid en lignende pollensammensetning med fremgang av Salix og Rumex/Oxyria etter den tidligste fasen som domineres av Artemisia og Poaceae. Utviklingen representerer en naturlig suksesjon etter klimaforbedringen som siden etterfølges av treformet bjørk.

Klimaforbedringen antar jeg var synkron over Vestlandet, men vegetasjonens respons kan ha variert fra område til område siden denne er avhengig av lokalklimatiske forhold og innvandringstiden til de ulike taxa. Jeg antar imidlertid at det er mulig å registrere en oppgang av Betula i undersøkelser fra Vestlandet i tiden da treformet bjørk migrerte nordover i Europa og inn i Norge. K-2 / G-2 og N-1 korreleres derfor med S-2 fra Kårstø (Paus 1982 a) og T-1 og M-1 fra Yrkje (Braathen & Hermansen 1985).

5.9.3. K-3 / G-3 / N-2.

Nedre grensen av lokalpollensone K-3 er klart definert ved en videre oppgang av Betula samtidig som Empetrum dukker opp og etterhvert oppnår store frekvenser. De størst pollenkonstituentene fra forrige sone går kraftig tilbake. G-3 viser samme utvikling og korreleres med K-3. N-2 korreleres med den siste delen av de forannevnte soner utfra samme pollensammensetning.

Pollensammensetningen og dateringer (jfr. kpt. 7), viser at sonene omfatter Allerød kronosone. Siden sonene er klart definert ved hjelp av Betula, kan de med stor grad av sikkerhet korreleres med soner fra undersøkelser både fra Vestlandet og lengre vekk.

5.9.4. K-4 / G-4 / N-3.

Nedre grense av K-4 er definert ut fra en kraftig nedgang av Betula og Empetrum. Samtidig øker frekvensen av taxa som foretrekker et ustabil jordsmonn. Lyskrevende taxa som Sedum øker likedan kraftig i verdi. Det mest iøynefallende er imidlertid en kraftig topp av antatt fjernttransportert Pinus som fikk økende betydning i en fase med begrenset lokal pollenproduksjon. Noe som underbygges av en markert nedgang i pollenkonsentrasjonen.

Lokalpollensone G-4 korreleres med K-4 ut fra pollensammensetningen. Det er imidlertid enkelte forskjeller. Empetrum og Juniperus øker noe i frekvens i området fra ca. 812.5 til 797.5 cm. Området faller sammen med transgresjonen av bassenget (jfr. kpt.6). Økningen skyldes trolig at strandprosesser medførte erosjon i eldre materiale og resedimentering av pollen fra Allerød kronosone. Det er adskillig mindre frekvenser av Pinus i diagrammet fra Gunnarshaugvatn enn fra Stangemyra. Dette tillegges igjen større lokal påvirkning av pollenregnet i førstnevnte basseng (jfr. kpt. 5.9.2.).

Lokalpollensone N-3 korreleres med først del av K-4 og G-4 på grunnlag av en tydelig nedgang i Betula i overgangen fra N-2. Det finnes noen ulikheter i pollensammensetningen i forhold til K-4 og G-4. Salix øker markert i de to spektra som sonen omfatter, mens Artemisia bare har en begrenset oppgang. Sedum oppnår frekvenser helt opp i 10 %. Forskjellene kan skyldes at Nordbømyra ble transgredert i N-2 ved nivå 926.25 cm. Den begrensede Artemesia utbredelsen kan skyldes at det

flate landskapet rundt Nordbømyra hadde få egnede voksesteder for taxa som trives i ustabil jordsmonn.

Endringen i pollensammensetningen ved overgangen til de korrelerte sonene viser at klimaet har blitt betydelig forverret. Bjørkeskogen som hadde etablert seg i Allerød kronosone, klarte ikke de endrede miljøforholdene og forsvant. Tidspunktet representerer overgangen til Yngre Dryas kronosone. Isbreene rykket frem og påvirket lokalklimaet og dermed vegetasjonen.

Begynnelsen av kronosonen er godt datert over hele Skandinavia. Dette medfører at selv om sonene er definert ut fra urter, så kan de korreleres over større områder. Det er imidlertid nødvendig å ta hensyn til at isfremrykkene ikke behøver å vært synkrone selv over forholdsvis små distanser, og breoscillasjoner påvirket den lokale vegetasjonsutviklingen.

5.9.5. K-5 / G-5.

Lokalpollensone K-5 korreleres med første del av G-5 på grunnlag av lik nedre grense. Denne defineres av oppgang i Empetrum samtidig som Juniperus, Filipendula og Polypodiaceae øker i frekvens. Betula øker også noe i verdi. K-5 skiller ut på grunnlag av en kraftig oppgang og store frekvenser av Poaceae. Dette er trolig et lokalt fenomen og gjenfinnes ikke i diagrammet fra Gunnarshaugvatn.

Begynnelsen av sonene på grunnlag av pollensammensetningen faller sammen med en tydelig overgang i sedimentene. Dette observeres også ved overgangen til sone M-4 i Meåstjørna fra Yrkje (Braathen & Hermansen 1985) og en rekke andre steder på Vestlandet. Det er imidlertid usikkert å korrelere på grunnlag av taxa som er edafisk kontrollert. Empetrum er en surbunnsplante, Juniperus krever et velutviklet humusholdig jordsmonn og Filipendula er næringskrevende. Sedimentskiftet samt Betula oppgangen antas imidlertid å være ganske sikre indisier å korrelere på grunnlag av.

5.9.6. K-6 / G-5 / N-4.

Lokalpollensonen K-6 korreleres med øvre del av G-5 og N-4. Det viktigste kriteriet for korrelasjonen er Filipendula kurven. Ved

overgangen til sonene øker frekvensen av slekten kraftig opp til en markert topp før den langsomt synker i verdi igjen. I tillegg bygger korrelasjonen på en økning i frekvensen av Betula og Polypodiaceae samt at Empetrum går noe tilbake på bekostning av Juniperus.

Det er usikkert å bygge en korrelasjon på forekomsten av F. cf. ulmaria. Arten er thermofil, noe skyggetålende samt næringskrevende. Bassengenes høyst ulike miljøhistorie kan ha påvirket utbredelsen. I Stangemyra kan oppblomstringen ha skjedd straks etter at klimaet og jordsmonnet ble tilfredsstillende, mens det i de lavereliggende bassengene kan ha vært en noe senere ekspansjon etterhvert som disse ble isolert. Næringsforholdene var trolig gode rett etter isolasjonen av bassengene.

Jeg antar likevel at det er mulig å korrelere mellom bassengene siden de ligger svært nær hverandre og at det er liten høydeforskjell mellom dem. Siden arten er høyvokst og har en god pollenproduksjon (Svendsen 1985: 75), antas det at en eventuell oppblomstring i et basseng ville medført at pollen ble spredt til de andre bassengene.

Videre korrelasjon utover Nord-Karmøy blir svært usikker. Det kan nevnes at i et av diagrammene fra Yrkje (Braathen & Hermansen 1985) registreres en svært lik pollensammensetning i sone T-5. Denne tolkes i likhet med K-6, G-5 og N-4 til å representere begynnelsen på Preboreal kronosone.

5.9.7. K-7 / G-6 / N-5.

Lokalpollensone K-7 kan korreleres med begynnelsen på sone G-6. Sistnevnte karakteriseres av oppgang og deretter stabilisering av Betula-kurven, samt en kraftig økning av Corylus noe ut i sonen. K-7 viser bare en oppgang av Betula og svært små frekvenser av Corylus. På samme grunnlag antas at N-5 kan korreleres med nedre del av G-6. Sonen kan nå noe lengre frem i tid enn K-7 på grunnlag av en økning av Corylus til 3.5 % i det øverste spekteret. En videre korrelasjon til andre undersøkelser på Vestlandet er usikker siden dateringer av Corylus oppgangen varierer svært i dette området (jfr. kpt. 7.3.5).

KAPITTEL 6 DIATOMEER

Kapittelet omhandler diatomeanalyse, der det hovedsakelig er lagt vekt på de ulike artenes reaksjon på salinitets-endringer i miljøet. I en overgangsfase mellom ferske og marine miljøer vil det oppstå endringer av kjemisk og fysisk karakter. Jeg har belyst ulike forandringer som oppstår, og hvordan disse kan påvirke diatome-sammensetningen. Jeg finner det også viktig å ha oversikt over svakheter ved metoden da feilkilder kan føre til uriktige tolkninger.

En ingresjon eller isolasjon også påvirke andre miljø-faktorer enn saltholdighet. Næringsbehov, pH, temperatur og voksested er derfor også benyttet i analysen som tilleggs-opplysninger.

6.1 BIOLOGI

Diatomeer er encellede kisel-alger (Si(OH)_4) som lever i fuktige omgivelser. Størrelsen på diatomeer ligger fra 4-5 μm til 1 mm. De ulike artene lever i aerofyttiske, benthiske og planktonske miljøer, eller som epifytter. Miljøgrensene er imidlertid ofte ikke definitive. Diatomeer har kjønn og ukjønn formering og kan dessuten danne hvilesporier.

6.2 KLASSIFIKASJONS-DIAGRAMMER BASERT PÅ SALTHOLDIGHET

En inndeling av diatomeer bygger på artenes reaksjoner på ulike miljøforhold. Diatomeenes følsomhet ovenfor pH, næringsinnhold, saltinnhold og tildels temperaturen er blitt forsøkt systematisert. Gruppering etter artenes økologiske tilhørighet (planktonske, benthiske og epifyttiske) i vannmassene benyttes. Kunnskapen når det gjelder enkelte arters respons på de ulike miljøfaktorer er imidlertid ofte mangelfull. Jeg har derfor konsentrert meg om artenes respons på saltholdighets-variasjoner, og bare brukt andre miljø-indikatorer som tilleggsopplysninger der disse har vært entydige og relevante.

Klassifikasjons-diagrammer på saltholdighet bygger på den enkelte arts salinitetsavhengighet i resente miljøer. Flere arter viser imidlertid en stor toleranse for salinitets-endringer. Ulike forfattere har forskjellig oppfatning av enkelte arters optimale salinitets-miljø. For eksempel regnes *Fragilaria pinnata* av Hustedt (1930) som en oligohalob-indifferent art, mens Hendey (1964) tolker den som typisk i marine kyst-miljøer. Det foreligger ulike klassifikasjons-diagrammer for saltholdighet (fig. 6.1) som i store trekk likner på hverandre.

I denne oppgaven har jeg brukt Kolbes (1927), revidert av Hustedt (1957), halobiesystem (tab. 6.1). Denne inndelingen baserer seg på Cl-ionenes konsentrasjon i vannmassene. Saltholdighet (S) er uttrykt som vektprosent.

Husteds halobie-system

1. Polyhalobe arter:	Optimum ved mer enn 30%. S, men en del arter tåler lavere saltholdighet.
2. Mesohalobe arter:	30-0.2%.
	a) euruhaline mesohalober 30-10%. S
	b) α -mesohalober >10%. S
	c) β -mesohalober 10-2%. S
3. Oligohalobe arter:	Kan leve i brakt og ferskt miljø.
	a) halofile arter med optimum i brakkvann.
	b) indifferente arter med optimum i ferskvann
4. Halofobe arter:	Ferskvannsarter med øvre toleransegrense ved 0.2%.

(tab. 6.1)

6.3 MILJØENDRINGER I OVERGANGSFASEN

En ingresjon/isolasjon vil gjenspeiles i diatome-miljøet i form av innvandring av nye arter, mens andre forsvinner. Dette skyldes først og fremst salinitets-endringer, men også andre forandringer i miljøet. Ofte er en overgangsfase forbundet med variasjoner i pH og næringstilførsel. Det er derfor viktig å få oversikt over hvilke biologiske og økologiske endringer som kan skje, og hvordan disse påvirker miljøet rundt diatomeene i en overgangsfase. Saltinnholdet reduseres over tid når et basseng avsnøres fra havet. I en overgangsfase kan det være store variasjoner i et bassengs saltholdighet, både over tid og tildels i dybde. Disse variasjonene kan deles inn i:

a) Regelmessige variasjoner i året som er bestemt av ferskvannstilførselen (f.eks. snø-smelting om våren). Variasjonene vil være størst i de øvre vannlag. Det kan dannes en sjikning med varierende tykkelse over de marine vannmassene.

I enkelte bassenger kan det dannes et stabilt marint bunnlag (Haugane 1984) med en skarp grense mot det overliggende ferskvannet. Dette kan skje allerede på 5-7 meters dyp. I beskyttete omgivelser kan denne grensen bli langvarig. Det marine/brakkvannet vil ofte ha et reduserende miljø, og det utvikles ofte meromiktiske bassengtyper. Denne tilstanden kan holde seg mer enn 100 år (Ingmar 1973).

b) Uregelmessige større variasjoner forekommer like etter endelig isolasjon, der bassenget har terskel nær havflaten. Ved store bølger og springflo kan bassengene få periodevis stor innfylling av marint vann (Ingmar 1973).

c) Bassengets utforming og beliggenhet vil ofte påvirke varigheten på en overgangsfase. Ved en god sirkulasjon i grunne bassenger vil det oppstå en rask blanding mellom marine og lakustrine vannmasser. Dype små bassenger kan derimot lettere danne stabile vannsjikt. For eksponerte bassenger like over havnivå vil marin påvirkning øke ved at bølger slår over basseng-tersekelen. Denne virkningen forsterkes i kombinasjon med springflo. Dette vil øke sirkulasjonen og hastighet på sammenblandingen.

d) Sirkulasjonsendringer forekommer ofte etter en isolasjon. Marint induserte strømmer (f.eks. tidevanns-stømmer) vil opphøre. Turbulens i vannmassene vil påvirkes mest av temperaturvariasjoner. Hvis det utvikles en sterk grense mellom marint og ferskt vann er det vind, bølger og tilstrømming av ferskvann som vil dirigere sirkulasjonen. Planktoniske diatomeer er avhengig av sirkulasjon for å holde seg i suspensjon. Sirkulasjonssvikt kan i enkelte tilfeller føre til forskyvninger i diatome-sammensetningen mot flere benthiske arter. Lettere planktoniske arter vil kunne holde seg i suspensjon.

Tilførsel av store mengder ferskvann vil øke sirkulasjonen i et basseng, og hindre dannelse av stabile vannlag. Imidlertid kan store ferskvannsmengder gi et feilaktig bilde av ingresjonen. Diatomefloraen i bassenget kan indikere brakke forhold, selvom det har god kontakt med marine vannmasser.

e) Tilgang på oppløste ioner og næringsstoffer vil som regel være god i en overgangsfase. Minimumstoffer kan tilføres i større mengder når vannmasser fra ulike miljøer blandes. I ferskvann vil det være større konsentrasjoner av silisum-syre (13 ppm i lakustrine miljøer mot 1-2 ppm i marine miljøer (Blatt, Middleton, Murrey 1981) og calcium-ioner i forhold til saltvann (Ingmar 1973). I marine miljøer vil det imidlertid være større innhold av oppløste salter,

nitratere og fosfater.

En sammenblanding av marine og lakustrine miljøer vil endre økologien. Dette gir optimale levevilkår for nye arter. Ved en langvarig brakkvannsfase kan det utvikles en egen arts-flora (jfr. kap. 6.5.4).

I tidsrommet etter en isolasjon vil miljøet ofte være næringsrikt med nøytral pH. Etterhvert vil ofte miljøet i bassenget endres fra eutroft til dystroft eller oligotroft miljø med lavere pH (Stabell 1982). Dette vil kunne gjenspeiles i diatome-floraen. Disse endringene er imidlertid avhengig av berggrunns-geologien i området (jfr. kap. 6.7).

f) Endringer i temperatur. Isolerte bassenger vil påvirkes raskere og i større grad av sesongvise temperatur-variasjoner enn i marine miljøer. Spesielt i grunne innsjøer vil vannmassene om sommeren varmes raskere opp og oppnå høy temperatur. I vintersesongen vil derimot mindre innsjøer bli raskere nedkjølt. Dette kan gi sesongvise oppblomstringer av enkelte arter.

6.4 FEILKILDER

Det er lite undersøkt hvordan ulike feilkilder påvirker og endrer diatomesammensetningen, og kan derfor ofte bare antydes. Det er imidlertid viktig å være klar over at analysen av fossilt materiale bare viser diatomesammensetningen i sedimentene. Uten å vurdere feilkildene, kan man ikke vite om den analyserte sammensetningen er synonym med forholdet mellom de levende artene. Ytre faktorer kan endre det innbyrdes forholdet slik at enkelte arter vil få en lavere representasjon i sedimentene enn det opprinnelige, mens andre arter i større grad vil anrikes.

6.4.1 "Sekundære" diatomeer

Med sekundære diatomeer menes arter som er blitt forflyttet til sedimenter der de ikke er naturlig hjemmehørende. Dette kan skje ved at algen er transportert fra geografisk andre miljøer (alloktone), eller at det har skjedd vertikale forflytninger i sedimentene.

6.4.1.1 Alloktone diatomeer

Alloktone diatomeer kan ha havnet i sedimentet på ulike måter. Transport over varierende avstander ved hjelp av strømminger er en viktig måte å forflytte diatomeer. Arter fra elve-deriverte miljøer

kan fraktes til innsjøer eller ut i marine omgivelser. Der vil de ofte divergerer sterkt fra resten av sammensetningen. Kjerneprøver nær elvemunningen bør derfor unngåes. Også marint induserte strømmer kan tenkes å transportere alger til steder de ikke er naturlig hjemmehørende. Dette gjelder spesielt planktonske arter.

Diatomeer kan vaskes ut av eldre sedimenter og fraktes til andre sedimentasjonsmiljøer. I slike tilfeller er det sjelden systematiske forurensninger med mange skall. Under normale forhold vil de utvaskete artene utgjøre en liten del av skallmateriale, og vil vanligvis divergere med den generelle diatome-sammensetningen.

De ulike artene vil klare en transport eller re-sedimentering på forskjellig måte. Enkelte mindre arter med tykt silikat-skall tåler en "røff" behandling uten å brytes ned. Dette gjelder spesielt enkelte benthiske og epifyttiske marine diatomeer f.eks. Rhabdonema spp., Cocconeis scutellum og Nitzschia punctata (Stabell 1982, Ingmar 1973). Større og smalere arter vil derimot ødelegges lett (Nitzschia sigma, Syndrea spp.). Det samme gjelder mange planktonske diatomeer som ofte har et spinkelt skall (Coscinodiscus sp.).

Spesielt etter deglasiasjonen kan sekundære diatomeer utgjøre en alvorlig feilkilde. Da vil det være mye omarbeidete og eksponerte sedimenter med fossile diatomeer som store smeltevatnsmengder lett kan frakte med seg. I tillegg vil det ofte være en liten naturlig diatome-produksjon. Nedsmelting kan medføre grumsete vann og vanskelige miljøforhold for diatomeene. Dette kan medføre en prosentvis stor andel transportert materiale i sediment-sammensetningen. Høy minerogen sedimentasjon og få diatomeer kan også gjøre det vanskelig å bestemme de opprinnelige miljøforholdene.

6.4.1.2 Vertikale forstyrrelser

Vertikale bevegelser kan i enkelte tilfeller kunne endre diatome-sammensetningen i sedimentene. Dette kanskje på ulike måter: Spesielt i overgangs-sonene der en ofte finner en sammensatt og variert flora kan vertikale forstyrrelser bli et problem. Vertikale forstyrrelser kan gjøre overgangene lengre og mer diffus enn det som opprinnelige.

a) Bioturbasjon

Bioturbasjon skjer på og like under sedimentoverflaten. Ved stor grave-aktivitet kan en overgangsfase bli lenger og mer utydelig. En høy sedimentasjons-hastighet kan redusere bioturbierende organismers

forstyrrelser i sedimentene. Spor etter graveaktivitet kan ofte observeres i kjerneprøven, men er ikke funnet i våre kjerner.

b) Gass-migrasjon

Gassbobler kan dannes av metan-produserende eller sulfatreduserende bakterier i sedimentene (Dundas 1983). Ved bevegelse oppover i sedimentene kan de frakte med seg diatomeer å forurensse overliggende avsetningene (Ingmar 1973).

c) "Fluid escape structures"

Ved rask sedimentasjon kan avsetningen være svært vannholdige. Hvis vannmettete sedimenter utsettes for nok overliggende trykk kan avsetningene oppføre seg som flytende, og strømme mot områder med lavere trykk. (Blatt, Middleton, Murray 1980). Minerogene og organiske partikler bli ført med og forurensede overliggende lag.

Vertikal transport av diatomeer kan være vanskelig å avsløre. Hvis en art er tallrik og observeres med mange dobbeltskall er den sannsynligvis avsatt "in situ". Ved mistanke om at enkelte arter forurenser prøven bør en lete etter disse diatomeene i nivåer som kan være kilde til forurensningen. Det er i første rekke robuste arter som tåler en resedimentering (Ingmar 1973).

6.4.1.3 Ras og utglidninger

Ras og utglidninger kan være lett å oppdage ved at diatome floraen forandres fullstendig over et kort intervall. Dette er ofte kombinert med tydelige lag grov sand og grus. Diatomeene vil ofte bli erodert, og andel av fragmenter vil være stor. Et tykkere lag med sedimenter kan imidlertid skli litt nedover bunnen uten tydelige tegn til hiatus. Dette kan gjøre tolkningen vanskeligere. Ved å supplere diatome-analysene med glødetaps-kurver, lithologiske beskrivelser, ^{14}C -dateringer og pollen-analyse, bør likevel slike forstyrrelser være mulig å avsløre.

6.4.2 Ulike faktorerers påvirkning på skall-fordelingen i sedimentene

Ulike faktorer kan påvirke diatomeskall under og etter sedimentasjonen. Enkelte arter kan bli høyere representert i sedimentene enn det de var opprinnelig. For andre arter kan derimot det motsatte være tilfellet.

6.4.2.1 Oppløsning av silikat-skall

Oppløsningen av diatome-skall starter umiddelbart etter at algen er død. Oppløsningen vil være størst mellom 140-280 m under havets overflate, mens det over dette nivået er lite tegn til oppløsning (Schraader 1972). Dette stemmer godt overens med Juse (1966) som finner størst oppløsning mellom 100-300 meter under overflaten. I ferskvann kan dette laget være tynnere og nærmere overflaten (Juse op.cit.).

Oppløsningen av silikatskall foregår hovedsakelig i vannmassene. Etter at skallene er sedimentert vil holdbarheten som regel være god (Juse 1966). Det er derfor av stor betydning hvor raskt skallene sedimenteres. Synkehastigheten påvirkes imidlertid av flere forhold.

Seibold/Berger (1980) mener at grovt 1% av silikat-tilførselen som benyttes til oppbygging av silikat-skall kommer fra elver og hydrotermale kilder i midthavsryggene. Det vil si at 99% av all silikat som plantene benytter kommer fra oppløste organismer i de øvre vannlag. Lisitzin (1971) finner også at 90-99% av alle diatomeskall løses opp før sedimentering. Dette skjer imidlertid i størst grad for avsetninger på dyphavsområdene. Skallets kvalitet er også avgjørende for oppløsnings-hastigheten.

Werner (1977) legger vekt på at blant annet størrelsen på artene, skallets tykkelse og konsentrasjon av næringsmidler og silisium-syre på voksestedet har betydning for oppløsning av skallene. Han konkluderer med at små diatomeer med tynne skall kan bli fullstendig oppløst under sedimentasjon. Juse (1966) nevner en tynnvegget diatome (*Asterionella formosa*) som lever planktonisk, men som han ikke har funnet sedimentene. Han tolker dette som at arten har gått helt i oppløsning. Det betyr at sammensetningen av artene i sedimentet ikke nødvendigvis gjenspeiler forholdet i det opprinnelige miljøet.

6.4.2.2 Sammenhengen mellom morfologi og sedimentasjon

Diatomeer kan selv i bare liten grad påvirke vertikal bevegelse i vannmassene. Med en egenvekt noe høyere enn vannets, er utformingen på mange planktoniske artene med å redusere synkehastigheten. Flere arter er utstyrt med sveveorganer i form av pigger og børster. Andre kan være spiralformet eller krummet slik at skallene skal legge seg

horisontalt i vannet for å redusere synkehastigheten.

Døde planktonske diatomeer med langsom sedimentasjonshastighet vil løses opp over en lenger periode enn diatomeer som sedimenteres raskt. Likeledes vil tykkelsen på skallene også påvirke grad av oppløsning. Benthiske arter vil i liten grad påvirkes av oppløsning (Juse 1966).

Jeg antar at ulik sedimentasjons hastighet i liten grad har påvirket og endret diatome-sammensetningen. Bassengen i vårt feltområde ligger bare 10-11 m under terskel-nivå.

6.4.2.3 Predatorer

Diatomeer inneholder mye proteiner, og er derfor verdifull næring for planteetere. Det er blitt registrert nær sammenheng mellom oppblomstring av phytoplankton og påfølgende økning av zooplankton (Sladcek 1958). Hendey (1964) nevner at over 40 diatomearter er funnet i en sjøpølse (Ciona intestinalis), og at i østers (ostrea) er det funnet ti-talls millioner diatomeer fordelt på 70 ulike arter. Planteetere som beiter på diatomeer kan deles inn i selektive som bare spiser enkelte arter, og planteetere som ikke har preferanser for spesielle arter. Arter med lange børster og pigger (Biddulphia spp.) eller svært avlange (Nitzschia spp.) er funnet å være mindre populære blant planteeterne (Hendey op.cit).

Schraader (1971, 1972) har funnet at ekskrementer fra hoppekrepsen (copepoda) vil omslutes av en beskyttende membran. Fordøyde diatome-skjell og fragmenter vil derfor være vernet mot oppløsning. En slik samling av diatomeer (pellets) vil også ha en langt høyere sedimentasjonshastighet enn om de hadde vært enkeltvis. Dette gjelder spesielt sedimentasjon i dyphavsområder.

Hvis en predator er selektiv og bare beiter på en eller noen få diatome-arter vil disse synke raskt til bunns som pellets og konserveres. Andre arter (Biddulphia og Nitzschia) vil derimot sedimenteres enkeltvis og langsomt, og derfor få en høyere oppløsning. En slik "utvelgelse" kan medføre en anrikning av enkelte arter i sedimentene.

Merilainen (1973) nevner også muligheten at enkelte mindre planteetere knuser diatome-skallene i spiseprosessen. Det kan medføre at enkelte diatomearter domineres av skall-fragmenter i sedimentene. Dette vil vanskeliggjøre identifisering og kan påvirke og endre

tolkningen av paleomiljøet.

Studier av marin mudder/sand viser i tillegg en stor og lite kjent flora av mindre diatomeer som ofte er tilstede året rundt. Disse er næring for beitende/gravende dyr. De viktigste diatomeene i dette benthiske miljøet er (Cocconeis sp.p., Opephora sp.p. og Achnantes sp.p.) (Hendey 1964).

6.4.2.4 Fysisk og kjemisk påvirkning på diatome-skall

Merileinen (1971,1973) har undersøkt diatome-innholdet i sedimenter i meromiktiske innsjøer. Han finner at døde diatomeskall fordeler seg ujevnt i resente bunnsedimenter. Denne fordelingen kontrolleres av vannbevegelse og raskere oppløsning av skall i reduserende miljøer (monimolimnion). Han konkluderer med at fordelingen av diatome-skall kan være ujevn.

Oppløselighet av silisium avtar med lavere temperatur. Likevel mener Conger (1942) at lave temperaturer favoriserer vekst av diatomeer fordi bakteriaktiviteten reduseres og diatomeenes metabolisme optimaliseres. Vannets egenskaper til å holde på oppløst O_2 og CO_2 vil øke i kaldere vann.

Diatomeene trives best i nøytrale og svakt alkaliske miljøer. Ved sterkt sure eller alkaliske omgivelser vil veksten hemmes for de fleste artene (Conger 1942).

6.4.3 Generelle identifikasjons-problemer

Under en diatome-analyse vil en støte på flere taksonomiske problemer. Ofte vil det være vanskelig å identifisere arter som er små (<10µm) og fint strukturerte ved bruk av lysmikroskop (Hasle abstract, 1986). Feiltolkning av en dominerende art kan gjøre store utslag i miljø-tolkningen.

Lett identifiserbare arter har oftest en karakteristisk morfologi. Dette gjør artsbestemmelse mulig ut fra et mindre fragment. Andre arter må derimot bestå av et helt skall før identifikasjon er mulig. Slike forskjeller kan gi et feilaktig inntrykk av diatomeene-sammensetningen. I flere spekter har fragmenter utgjort en stor del av samlet diatome-antall. Jeg har ikke foretatt noen systematiske analyser for å belyse dette.

Bruken av elektronmikroskop blir etterhvert vanlig ved diatomeundersøkelser. Sterkere forstørrelse og bedre oppløsning gjør detaljundersøkelser av diatomeenes morfologi mulig. Dette har imidlertid medført at diatomeer som tidligere ble antatt å være samme art, nå viser seg å ha små strukturelle forskjeller. Dette kan skyldes at diatomeene under og etter sedimentasjon endrer morfologien ved å bli delvis oppløst, eller under spesielle forhold får overvekst av silisium (Mikkelsen 1977). Påvirkning av miljøet kan også endre morfologien, slik at samme art i litt ulike miljøer kan divergere noe i utseende (Mann abstract, 1986). Mann (abstract 1986) antyder også at små forskjeller i utseende kan skyldes barriere når det gjelder utveksling av gener mellom tidligere antatt identiske diatomepopulasjoner.

6.5 ANALYSEMETODER

Analysering av spekter er blitt foretatt regelmessig nedover i kjernene. I overgangsonen ble det foretatt hyppigere diatomeanalyser med inntil 2,5 cm intervaller. Det er blitt utført relativ analyse av diatomeene i to av bassengene (K-15, K-21). I de to siste bassengene (K-17, K-24) er det bare undersøkt hvilke arter som opptrer i de ulike spektrene.

6.5.1 Preparering av diatomeer

Jeg har benyttet meg av den samme metoden til preparering av diatomeer som Braaten & Hermansen (1985; 119) har beskrevet.

1. Ta ut en liten spatelspiss med sedimenter.
2. Tilsett 35% hydrogenperoksyd (H_2O_2) og kok opp i noen minutter. Dekk til med urglass og la preparatet stå natten over i romtemperatur.
3. Preparatet overføres til sentrifugerør, sentrifugeres og hydrogenperoksyden helles forsiktig av. Det minerogene materialet ligger fortsatt på bunnen av røret. Røret fylles opp med destillert vann og sentrifugeres en eller to ganger.
4. Preparatet dryppes på et varmt dekk-glass etter å ha blitt tynnet ut i varierende mengde destilert vann. Dette er

avhengig av diatome-tettheten. Ved mye minerogent materiale lar jeg sedimentene synke fra 5-20 sekunder før jeg drypper på dekkglasset.

5. Objektglasset blir dekket av en tynn film med Hymount (Brytningsindeks: 1.657) Vannet dampes vekk fra dekkglasset før det plasseres oppå objektglasset.
6. Luftblærer presses ut mot kanten, og objektglasset varmes opp for at dekkglasset skal festes godt.

I mange spektre var innholdet av minerogent materiale stort. Det gjorde det ofte vanskelig å telle tilstrekkelig antall skall. Identifikasjon ble ofte vanskelig under slike forhold. Jeg forsøkte derfor ulike måter å skille minerogent materiale fra silikatskall.

Ultral lyd

Jeg gjorde enkelte forsøk med ultral lyd i forbindelse med fotografering med elektronmikroskop. Preparatet tilsatt destilert vann ble utsatt for ultral lyd i intervaller som varierte fra 2 til 10 sekunder. De aktuelle diatomeene som var små (5-10 μm) ble godt rensert for leirpartikler. Dette gav bedre forhold til identifikasjon i mikroskop. Derimot syntes det som om større og lengre diatomeer lett ble "ristet" i stykker.

Tyngde-separering

Jeg foretok også enkelte forsøk på å skille minerogent materiale fra silikatskall ved hjelp av tyngde-separering, og benyttet i disse forsøkene bromoform utblandet med etanol. Det var imidlertid vanskelig å finne den riktige egenvekten på silikatskallene. Ved kontrollmålinger fant jeg også diatomeer i den minerogene fraksjonen. Enkelte forskere har postulert at ulike arter kan ha forskjellig kjemisk sammensetning i skallene (Juse 1966). Det kan også påvirke artenes egenvekt.

6.5.2 Mikroskopering

Ved telling og artsidentifikasjon benyttet jeg et Zeiss forskningsmikroskop med 1000 x objektiv og fasekontrast. Jeg har også tatt bilder av en rekke av de arter som ble funnet under analyse-arbeidet. Da ble det benyttet en Zeiss axiomat (NAC) med innebygget fotografiapparat. Algene ble avbildet med 1000 x forstørrelse.

Under artsbestemmelsen benyttet jeg også et scanning-mikroskop (JSM- T 200) på enkelte diatomeer der strukturen var vanskelig å observere. Dette gjaldt spesielt to små arter som opptrådte i store mengder. De ble avbildet med forstørrelse mellom 7000 og 15000 ganger.

6.5.3 Analyse-arbeid og anvendt litteratur

Under artsidentifikasjon og telling har jeg forsøkt å telle 450-500 skall eller lett identifiserbare fragmenter i hver prøve, bortsett fra for slekten Fragilaria (se neste kapittel). Ved svært lave diatome-konsentrasjoner eller høye Fragilaria verdier er dette antallet blitt noe redusert.

Tabell 6.2 viser hvilke oppslagsverk og annen litteratur som er benyttet under analyse-arbeidet. I tillegg har jeg benyttet flere mindre publikasjoner. Forøvrig har jeg brukt Braaten & Hermansen (1985) inndeling i saltholdighetsgrupper for de ulike typer diatomeer.

Under analyse og identifikasjon av spektrene har jeg fotografert de fleste artene i lysmikroskop og opprettet et kartotek. Selvom dette var tidkrevende, var det likvel til stor hjelp som referanse under analysearbeidet.

Tabell 6.2

Forfattere	Artsbestemmelse	Økologi m.vekt på salinit.
<u>Braaten (1985)</u>	X	X
Cholnoky (1968)	X	X
<u>Cleve-Euler (1951-59)</u>	X	X
Foged (1953,1955,1964)		X
Gemeinhardt (1935)	X	
Hendey (1964)		X
<u>Hustedt (1930,1930-69)</u>	X	X
Ingmar (1973)		X
Kalbe (1973)		X
<u>Pergallo (1897-1908)</u>	X	
Schmidt (1902)	X	
Stabell (1982)		X
Worf & Huls (1976)	X	

Navn som er understreket er mest benyttet til identifikasjon

6.5.4 Definerings av brakkvannsflora

En brakkvannsflora blomstrer opp når marine og lakustrine vannmasser blandes. Florin (1946) deler avsnøringsforløpet i Østersjøen inn i fjord-, vik- og clypeus-flora. Stabile overgangsmiljøer kan føre til særpregete diatome-sammensetninger.

Det er dårlig samsvar mellom de artene som representerer overgangssonene i Østersjøen og de jeg finner på Sør-Vestlandet. En

sammenlikning av miljøene (Østersjøen og Sør-Vestlandet) er av økologiske og geografiske årsaker imidlertid vanskelig. Innover i Østersjøen vil saltholdigheten gradvis avta, og vannmassene vil være beskyttet mot raske salinitets-endringer. En flora som blomstrer opp under slike forhold vil ha en relativ stabil saltholdighet med små variasjoner over tid og salinitet.

Langs Sør-Vest Norge vil de marine vannmassene i liten grad være utblandet. Et blandingsforhold mellom lakustrine og marine vannmasser med store tidevannsforskjeller og lave terskelnivåer kan gi store salinitets- endringer over korte tidsrom (jfr. kap. 6.3.1). Mange av de identifiserte marine artene kan tåle store variasjoner i saltholdigheten.

Jeg har valgt å definere en brakkvanns-flora som der andelen av mesohalobe og oligohalobe-halofile arter blomstrer opp. I enkelte overgangssoner går floraen nesten direkte over fra lakustrine til marine arter (eller omvendt). Jeg tolker dette som at isolasjonen eller ingresjonen har gitt brakt miljøforhold i en kort periode.

6.6 TOLKNING AV DIAGRAMMENE

En stor og tildels uoversiktlig datamengde gjør at en grafisk fremstilling av diatome-analysen ofte er å foretrekke. Artene er inndelt etter Hustedts halobie-system (tab. 6.1). Fra henholdsvis Nordbømyra (K-15) og Gunnarshaugvatn (K-21) presenteres det tre typer diagrammer som på ulik måte gir inntrykk av diatomefloraen i bassenget. I Munkaskarmyra (K-17) og Stangemyra (K-24) er det registrert hvilke arter som er representert i de ulike spektra.

Inndeling av diatomesoner baseres på tydelige endringer i sammensetningen. Endringene kan bestå i at en gruppe diatomeer forsvinner, mens en annen gruppe blomstrer opp. Dette skyldes ofte saltholdighetsvariasjoner. Jeg har forsøkt å kartlegge flest mulige sider ved artenes økologi.

De ulike sonene i diagrammene er beskrevet med hovedvekt på dominerende arter. Med utgangspunkt i disse artene har jeg studert diatomeer som har en noe lavere representasjon for å se om det er sammenfallende miljø-krav. Arter som er representert med under 10% er i utgangspunktet bare undersøkt for å finne salinitets-avhengigheten. Hvis arter under 10% samlet utgjør en dominerende del av sammensetningen er imidlertid disse også benyttet ved bestemmelse av miljø-forholdene.

Den enkelte sone er merket med første bokstaven i myrens navn og et nummer. (F.eks i bunnen av diagrammet på Gunnarshaug-vatnet kalles sonen "G-0"). Diagrammet er beskrevet fra bunnen av kjernen. En sone er avgrenset av intervallet mellom to oppgitte spekter. På slutten av hver sonebeskrivelse er det gitt en kort sammendrag i hva slags miljøsonen er tolket avsatt under.

Slekten Fragilaria har jeg plassert i eget skjema, fordi disse utgjør stedvis over 90% av det totale antall diatomeer. En slik dominans kan skjule informasjon andre diatomeer med en mer snever toleransegrense kan ha (se forøvrig 6.6.3).

Under beskrivelsen av hoved-diagrammene menes "total sammensetning" talte skall (ΣD) unntatt slekten Fragilaria (ΣF). "Absolutt sammensetning" omfatter alle talte skall ($\Sigma D + \Sigma F$).

Ingen av spektrene har en prosentvis andel ukjente på mer enn 5%. En representasjon på mindre enn 5% regner jeg som så ubetydelig i denne sammenheng at de uidentifiserte artene ikke er presentert i diagrammet.

1 Suksjonsdiagram (Hoved-diagrammet)

Dette diagrammet viser den enkelte art i kjernprøven. Artene er inndelt etter Hustedts klassifikasjons-system for salinitets-endringer (jfr. kap. 6.2). På grunn av en detaljert presentasjon av analysematerialiet er det være mulig å kartlegge små salinitets-endringer i paleo-miljøet, for eksempel i en overgangsfase. Ved å kartlegge den enkelte arts krav til omgivelser, kan analysen også være et redskap til å finne variasjoner i pH, næringsforhold, temperatur og strømforhold. Alle disse parametrene vil tilsammen gi et nyansert bilde av paleo-miljøet.

I diagrammet blir alle de identifiserte artene presentert. Selvom mange forfattere velger å utelate arter med lavere andel enn 10%, finner Braaten & Hermansen (1985) at også arter under dette kan gi viktig tilleggsinformasjon om miljø-forholdene.

Slekten Fragilaria er ikke inkludert i hoveddiagrammet (jfr. kap. 6.6.4). Diagrammet er delt inn i soner. Disse sammenfaller oftest med salinitetsendringer. Til høyre i diagrammet oppgis antall identifiserte skall.

På slutten av hver sonebeskrivelse er det gitt et kort sammendrag i hva slags miljø sonen er tolket avsatt under. Denne typen diagram er laget for Gunnarshaugvatn og Nordbømyra (plansje 5 & 6).

2. Totaldiagram

Diagrammet kan karakteriseres som et samlediagram som viser den prosentvise fordelingen hver halobie-gruppe har i et spekter. For eksempel vil alle arter som tolkes å være polyhalobe summeres sammen og utgjøre en gruppe. En gruppering av diatomeartene som foretrekker samme saltholdighet kan lettere markere saltholdighets endringer.

Totaldiagrammet er effektivt og enkelt til å finne endringer av diatomeflora på grunn av saltholdighets-variasjoner. Et slikt samlediagram vil imidlertid bare gi informasjon om saltendringer. Viktig tilleggs-informasjon ved den enkelte art kan derimot forsvinne.

Denne typen diagram er laget for Gunnarshaugvatn og Nordbømyra (fig. 6.2 og 6.3).

3. Fragilaria-diagram

I flere spekter dominerer slekten Fragilaria sammensetningen, og utgjør 80-90% av alle registrerte skall. Slekten blir av ulike forfattere tolket å foretrekke forskjellige miljøer. Fragilaria pinnata tolkes av Hustedt (1931-59) å være oligohalob-indifferent, mens Hendey (1964) anser den som typisk i kystmiljøer. Stabell antydte i 1982 at slekten foretrekker overgangsmiljøer, og vil derfor være nyttig til å finne transgresjoner og regresjoner.

Der slekten dominerer vil andre arter med få skall ofte "drukne" i mengden, slik at verdifull tilleggsinformasjon kan gå tapt (Braaten & Hermansen 1985).

Diagrammet viser innbyrdes representasjon av artene i slekten Fragilaria. Diagrammet viser også slektens prosentvise forhold til resten av diatome-sammensetningen.

Denne typen diagram er laget for Gunnarshaugvatn og Nordbømyra (fig. 6.4 og 6.5).

4. Diagram som viser arts-representasjonen

Diagramformen gir en oversikt over identifiserte arter. Arter som

visuelt gir inntrykk av å dominere er markert med en ring. Diagrammet er ment å gi en indikasjon på paleo-miljøet. Det egner seg ikke til detaljstudier omkring paleo-økologien.

Denne typen bassenger er laget for Stangemyra og Munkaskarmyra (fig. 6.6 og 6.7).

6.6.1. Gunnarshaugvatn (Plansje 5)

Jeg har valgt å dele kjernen inn i fire deler med hensyn på diatomeutviklingen. Det er talt 20 spektra fordelt på 0.9 meter seinglasial og postglasialt materiale.

G-0 (lakustrint miljø) 860-857.5

Sonen omfatter de to nederste spektrene. Dette området domineres av to arter som tilsammen utgjør 95% av identifiserte skall. Spektrene inneholder svært få diatomeer, og skallene er i de aller fleste tilfeller fragmentert. Jeg antar at de resterende 5% avdiatome-skallene er resedimentert. Et lite antall individer er talt, men jeg finner en tydelig artsrepresentasjon av Frustulia rhomboides og Champhylodiscus noricus. Jeg anser det lite trolig at disse er resedimentert alloktont materiale (jfr. kap. 6.4.1.1).

Kalbe (1973) har funnet at Frustulia rhomboides lever benthisk og foretrekker temperaturer under 6°C. Den er også funnet i myrer og stillestående vann (Hustedt 1930), og i næringsfattige innsjøer (Cleve-Euler 1951-55).

Champhylodiscus noricus er en halofob-eutrof art som lever i minerotrofe miljøer. Algen karakteriseres som en viktig "klartvanns-form" (Cleve-Euler 1951-55). Hustedt (1930) finner den i slam på grunne områder. Det er ikke funnet individer av slekten Fragilaria i sonen.

Diskusjon G-0

De identifiserte artene tyder på at en har hatt kalde og rolige med liten tilførsel av smelte vann. Innlandsisen har trolig ligget litt lenger inn i landet under avsetningene i sone G-0 slik at Karmsundet har drenert vekk det meste av smelte vannet.

G-1 (lakustrin sone) 857.5-815

Det er registrert 1 polyhalob, 21 oligohalobe-indifferente og 17 halofobe arter i sonen. Sonen avgrenses nedaved at Frustulia romboides og Camphylodiscus noricus forsvinner, helt nye arter blomstrer opp. I øvre del av sonen skjer det en brå overgang fra indifferente-oligohalobe og halofobe til polyhalobe arter i G-2.

Nederst i sonen dominerer Achnantes calcar og Pinnularia balfouriana, mens Caloneis bacillum og Achnantes microcephala blomstrer sterkt opp i øvre del. Tilsammen utgjør de stort sett over 50% av antall skall i sonen. Alle fire arter tolkes som halofobe. Achnantes calcar, A. microcephala og Pinnularia balfouriana er alle beskrevet å foretrekke svakt sure og oksygenrike miljøer (Cholnoky 1968). Caloneis bacillum har optimale forhold med pH rundt 8, men er tolerant overfor miljøendringer (Cholnoky op. cit.). Slekten Achnantes betegnes som en nordisk-alpin art. A. calcar beskrives i tillegg som en "klartvanns-form" (Cleve-Euler 1951-55).

I sonen er flere arter representert med 10-20% av total sammensetningen. Disse foretrekker et liknende miljø som det de dominerende artene krever. Achnantes linearis og Cymbella ventricosa foretrekker klart og oksygenrikt vann (Cleve-Euler 1951-55). Sistnevnte art optimeres imidlertid i eutrofe miljøer med en nøytral pH (Foegd 1955, 1966, Cholnoky 1968). Amphora ovalis og Nitzschia fonticola foretrekker begge pH på rundt 8. (Cholnoky 1968). Sistnevnte trives best i oksygenrike miljøer.

Arter som er representert med under 10% består av oligohalobe-indifferente, halofobe og en polyhalobe art. Sistnevnte er registrert i et spekter og med få skall. Jeg regner med at dette skyldes en tilfeldig forurensning.

Generelt tyder diatome-sammensetningen på et stabilt miljø. De dominerende artene foretrekker klart, oksygenrikt vann og et kjølig klima (Achnantes spp., Cymbella ventricosa og Pinnularia balfouriana).

I nedre del av sonen er det bare funnet 5-6 arter, der de fleste er halofobe. Etterhvert oppover i sonen registreres det imidlertid flere arter, hvorav mange er oligohalobe-

indifferente. Det kan spores en endret sammensetning oppover i sonen mot arter som krever høyere pH (Caloneis bacillum, Nitzschia fonticola og Amphora ovalis). I øvre del av sonen blomstrer det opp enkelte oligohalobe-indifferente arter, som optimeres i eutrofe miljø.

Slekten Fragilaria utgjør en stor del av diatome-sammensetningen. I G-1 utgjør de 70-90% av absolutt antall identifiserte skall. Mot overgangsfasen til marint miljø reduseres slekten brått til bare 0-10% av absolutt antall diatomeer. I G-1 er det spesielt artene Fragilaria construens, Frag. pinnata og Frag. pinn. var. intermedia som dominerer. Slekten viser ingen tegn til spesiell oppblomstring i overgangssonen (jfr. kap. 6.6.4).

Diskusjon G-1

Sonen har en diatome-sammensetning som representerer et lakustrint miljø. De dominerende artene stiller hovedsakelig sammenfallende krav til miljøet, og beskrives som vanlige og hyppig forekommende. Diatomeene tolkes å ha levd i oksygen-rikt og klart vann. Mange av artene indikerer kjølige klimaforhold. Nedre del av sonen representeres av arter som foretrekker lav pH. Det registreres flere oligohalobe-indifferente arter i øvre del av sonen. Sammensetningen tyder på at miljøet endres mot høyere pH og mer eutrofe forhold øverst. Diatome-sammensetningen kan indikere et oksygenrikt miljø med klart vann og er kanskje litt surt.

G-2 (marin sone) 815-787.5

Denne sonen domineres av polyhalobe og mesohalobe arter. I hele sekvensen utgjør disse to gruppene 95-100% av alle identifiserte diatomeer. Diatome-floraen representerer et marint miljø.

Det er funnet 18 polyhalobe, 9 mesohalobe, 3 oligohalobe-indifferente og 3 halofobe arter i sonen. Av disse er 3 polyhalobe arter dominerende.

Diploneis stroemi opptrer i størst mengde i hele den nedre delen av sonen, mens Cocconeis scutellum og Nitzschia punctata blomstrer opp til henholdsvis 56% og 43% av total skallmengde i øvre del av sonen. Alle tre artene beskrives av Cleve-Euler (1951-55) og Hendey (1964) å være typiske og vanlige

kystdiatomeer som tåler sammenblanding med ferskvann.

Andre arter er stabilt representert gjennom det meste av sonen, men utgjør en litt mindre del av sammensetningen. Blant annet Tranchyneis aspera, Diploneis smithii, Pinnularia quadratarea og Amphora proteus beskrives alle som vanlige kystdiatomeer eller arter som har en vid toleransegrense (Simonsen 1982, Hendey 1964, Cleve-Euler 1951-55 og Hustedt 1957). Den stabile representasjonen av enkelte marine arter gjennom hele sonen kan bety få og små miljøendringer. Mange av artene er imidlertid beskrevet å ha vid toleransegrense, slik at de kan tilpasses mindre salinitetsendringer.

Diskusjon G-2

De identifiserte artene lever i marine og kystnære miljøer. (Syndrea tabulata, Trancyneis aspera, Pinnularia quadratarea, Nitzschia punctata, Diploneis stroemi osv). De fleste kan opptre i store mengder. Den noe divergerende oppfatningen ulike forfatterne har vedrørende miljøet, tror jeg kan skyldes at mange av artene har en vid toleransegrense. Det er sannsynlig at diatome-floraen har levd i et kystmiljø der det marine miljøet er tilført varierende mengde ferskvann fra fastlandet. Raske skiftninger i saltholdighet gjør at arter med vid toleransegrense optimeres.

Slekten Fagilaria utgjør i denne sonen bare 0-5% av det totale antall.

G-3 (lakustrin sone) 787.5-700

I sonen er det funnet 1 oligohalob-halofil, 23 oligohalob-indifferente og 19 halofobe arter.

Mellom sone G-2 (marin) og G-3 (lakustrin) er det et spekter som jeg betegner som en overgangssone (787.5). Dette spekteret karakteriseres ved at polyhalobe og mesohalobe arter forsvinner, mens oligohalobe og halofobe arter blomstrer opp. Jeg tror avsnøringen av bassenget har skjedd så raskt at det ikke har blitt etablert en egen brakkvannsflora (jfr. kap. 6.5.4).

De fleste diatomeene i sone G-1 og G-3 finnes begge steder. Det er imidlertid forskjellige diatomeer som dominerer i de to sonene.

Amphora pediculus (Amphora ovalis var. pediculus) viser en kort oppblomstring like etter isolasjonen (35%). Arten optimeres i eutrofe oligohalobe-indifferente miljøer (Cleve-Euler 1951-55). Den er vanlig utbredt og kan leve som parasitt på større diatome-arter (Hustedt 1930).

Achnantes marginulata viser en sterk økning (opptil 45%) i nedre del av sonen. Arten lever i ferske miljøer og er aerophil (Cleve-Euler 1951-55). Den karakteriseres som en nordisk alpin art og trives best på fuktige mose og klipper (Hustedt 1930, Rabenhorst 1931-39). Braaten & Hermansen (1985) har beskrevet den som acidofil. I likhet med A.linearis og A.microcephala som også er funnet i sonen, indikerer A.marginulata oksygenrike forhold (Cholnoky 1968). Achnantes marginulata og Amphora pediculus er begge mindre enn 15µm.

Euontia veneris er representert med opptil 36% i øvre del av sonen. Den lever i innsjøer, myrer og på fuktige klipper i Nord-Europa (Cleve-Euler 1951-55, Hustedt 1930 og Rabenhorst 1931-59). Cholokny (1968) mener den optimeres i miljøer med pH rundt 5,5.

Like etter isolasjonen blomstrer Amphora pediculus, Epithema sorex og E. zebra kraftig opp. Disse artene foretrekker eutrofe forhold. Det er mulig at salter vaskes ut fra marine avsetninger en tid etter endelig avsnøring. Da vil miljøet ofte være eutroft å gi disse diatomeene gode forhold den første tiden etter isolasjonen. Seinere endres miljøet mot lavere pH og mer dystrofe forhold (jfr.kap. 6.6.7).

Achnantes marginulata, A. linearis, A. microcephala og Euontia veneris trives best på fjellknauser og mose i Nord-Europa og alpine miljøer. Diploneis finnica og Frustulia saxonica foretrekker sure og næringsfattige forhold. Opp mot øvre del av sonen synes det derfor som om miljøet går gradvis over fra eutrofe og basiske til dystrofe og sure forhold.

Det er mange arter i sonen, men de fleste opptrer sporadisk og i små mengder.

Slekten Fragilaria dominerer like etter isolasjonen og med opptil 80-85% av absolutt skallmengde. Slekten forsvinner

imidlertid raskt, og utgjør bare 10% av total diatome-mengde ved siste spekter. Artene reagerer synkront på salinitetsendringene med unntak av F. virecens som ser ut å ha en noe seinere respons enn de andre artene (jfr.kap. 6.6.4 og fig. 6.5).

Diskusjon G-3

Det skjer en rask overgang fra marint (G-2) til lakustrint miljø (G-3). Isolasjonen skjer så hurtig at det ikke utvikles noen brakkvanns-flora. Tre arter dominerer i ulike deler av sonen, og utgjør tilsammen 30-70% av total skallmengde. De tre artene får enn rask oppblomstring, for deretter å forsvinne. Dette kan tyde på raske miljø-endringer eller snevre toleransegrenser. Diatome-sammensetningen viser et hovedsakelig lakustrint miljø. Diatome-floraen endres fra hovedsakelig eutrofe og alkalifile arter nederst i sonen til arter som trives i mer dystrofe og næringsfattige miljøer øverst.

6.6.2 Nordbømyra (Plansje 6)

Bassenget består av en 4 meter tykk sedimentsøyle med sein-glasialt og post-glasialt materiale. Kjerneprøven inndeles i 5 soner der grensene er basert på betydelige endringer i diatome-sammensetningen. Dette betyr i praksis overganger mellom marine, brakke og lakustrine miljøer. En del av artene er omtalt i forrige diagram (Gunnarshaugvatnet).

Det er talt 37 spektra i kjernen.

N-0 (marin sone) 1100-1015

Sonen består av 17 polyhalobe, 10 mesohalobe, 1 oligohalob-halofil, 2 oligohalobe-indifferente og 1 halofob art.

Cocconeis scutellum dominerer gjennom hele sonen, og har en oppblomstring midt i sonen på ca. 73%. Arten er marin som kan opptre i store mengder (Hendey 1964). Bortsett fra C. scutellum er også artene Diploneis smithii, Navicula gelida, Nitzschia marginulata, Pinnularia quadretarea, Syndera tabulata og Amphora coffaeiformis representert med topper på 10-20%. Diatome-floraen tolkes som typiske kystarter med en vid toleransegrense (Hendey 1964, Hustedt 1930). Enkelte

forfattere tolker imidlertid varieteter av artene Amphora coffaeiformis og Synedra tabulata til å kunne leve i miljøer med lav salthodighet (Cleve-Euler 1951-55, Hustedt 1930). Noen av artene er beskrevet å trives i kaldt vann (Navicula gelida, Nitzschia marginulata, Cleve-Euler 1951-55).

Slekten Fragilaria er bare funnet helt i bunnen av sonen, noe som jeg tror kan være resedimentert. I de nederste sedimentene er det få og oftest fragmenterte diatomee. Muligheten for resedimentering antas å være tilstede (jfr. 6.4.1.1).

Sammendrag N-0

Sonen inneholder polyhalobe og enkelte mesohalobe arter der Cocconeis scuttelum dominerer. De fleste artene beskrives som vanlige kystarter med toleranse ovenfor utblanding med ferskvann. Temperaturen kan derfor ha vært noe lavere enn i dag. Øverst i sonen skjer det en overgang mot arter som optimeres i brakke miljøer.

N-1 (overgangssone) 1015-992.5

Sonen består av 6 polyhalobe, 8 mesohalobe, 12 oligohalob-indifferente og 2 halofobe arter.

Denne sonen er relativt kort. Polyhalobe og mesohalobe arter forsvinner i nedre del av sonen, mens oligohalobe og halofobe arter blomstrer opp i øvre del.

Enkelte arter får en meget rask oppblomstring over en kort periode. Dette gjelder spesielt artene Opephora marina, Cyclotella kutzingiana og Nitzschia fonticola. Opephora marina karakteriseres som en vanlig kystform (Hendey 1964, Hustedt 1930) mens Nitzschia fonticola og Cyclotella kutzingiana er oligohalobe-indifferente (Cleve-Euler 1951-55). Sistnevnte lever planktonisk. Achnantes haukiana har "blomstring" i hele overgangsfasen. Arten er vanlig langs kysten og tolerant overfor brakke forhold .

I sonen finner jeg oppblomstring av typiske brakkvannarter som Achnantes haukiana, Diatoma elongatum, D. hiemale, Mastogolia eliptica, Navicula cryptocephala og Suriella ovalis (Hendey 1964, Cleve-Euler 1951-55). Ingen av artene utgjør noen prosentvis stor del av det totale antallet, men jeg mener

likevel at de gir en god indikasjon på miljøet ved at de bare registreres i denne sonen.

I nedre del av sonen utgjør slekten Fragilaria 1% av absolutt antall, mens i øvre del av N-1 utgjør slekten 30%.

Sammendrag N-1

Sammensetningen i sonen endres fra marine og brakke arter til arter som foretrekker svakt brakke og ferske miljøer. Opephora marina, Achnantes haukiana og andre mesohalobe og polyhalobe arter dominerer i nedre del av sonen. Amphora pediculus, Cyclotella kutzingiana og Nitzschia fonticola utgjør prosentvis største mengde i øvre del. Arter som er typiske for brakke miljøer er registrert i sonen.

N-2 (Lakustrin sone) 992.5-925

Sonen består av 9 mesohalobe, 20 oligohalob-indifferente og 12 halofobe arter, men domineres av fire oligohalobe-indifferente arter (Navicula pupula, Stephanodiscus parvus, Amphora pediculus og Melosira distans). Nedre del av sonen defineres ved en oppgang av oligohalobe-indifferente og halofobe arter opp til 90% av den totale skallmengde. Den øvre sone-grensen bestemmes ved at av mesohalobe og polyhalobe arter øker til 70%.

Navicula pupula dominerer i sonen. Den blomstrer opp i nedre del av sonen og reduseres gradvis. Algen foretrekker ferske og svakt brakke forhold (Cleve-Euler 1951-55, Hustedt 1930).

Ved den nedre overgangen blomstrer Stephanodiscus parvus i en kort periode opp til 40%. Arten lever planktonisk og tåler et moderat saltinnhold (Håkanson 1984). I likhet med Amphora pediculus som også dominerer i sonen, er den utbredt i eutrofe sjøer (Hustedt 1930). Melosira distans lever også planktonisk i svakt brakke miljøer. Den blomstrer opp og utgjør 40% i øvre del av sonen.

Achnantes calcar og Nitzschia fonticola er representert med opptil 18-20% hver av total sammensetning. Begge trives i et oksygenrikt miljø. (jfr. G-1)

Diatome-floraen domineres av oligohalobe-indifferente arter. I øvre og nedre del av sonen registreres det raske, men korte

oppblomstringer av Melosira distans og Stephanodiscus parvus. Flere mesohalobe arter er lavt representert. Sannsynligvis skjer miljøskiftet så raskt at diatome-sammensetningen ikke utvikles til en mer differensiert og markert brakkvanns-flora. Enkelte av de dominerende artene (Amphora pediculus og Stephanodiscus parvus) kan tyde på eutrofe forhold.

Slekten Fragilaria utgjør opptil 65% av alle skallene og har sin største utbredelse i denne sonen. Det er hovedsakelig i den lakustrine sonen slekten finnes. Slekten ser ut til å tolerere relativt brakke forhold, for den finnes i spekter som jeg tolker som et klart overgangsmiljø. De vanligste artene er Fragilaria construens, F. pinnata, F. pinnata var. intermedia og F. construens var. binoides.

Overgangssonen mellom lakustrint og marint er såvidt kort og så dårlig utviklet at jeg velger å ikke definere dette som en egen sone. Jeg vil likevel nevne de artene som får en kort oppblomstring rundt overgangsspekteret (925) mellom lakustrint og marint miljø. De lakustrine algene er imotsetning til de marine, representert med mange arter som hver utgjør noen få prosent av det totale antallet. Herunder faller Suriella ovalis, Achnantes hauckiana, Amphora coffaeiformis, Pleurosigma delicatum, Nitzschia sigma, Cymbella microcephala, Diatoma elongatum, Epithema sorex, Melosira distans, Syndrea ulna var. impress og Diatoma hiemale.

Sammendrag N-2

Diatome-floraen i sonen viser et lakustrint miljø, men den relativt høye representasjonen av de oligohalobe-indifferente artene kan tyde på svakt brakke forhold. Mange av artene er stabilt representert gjennom hele sonen. Bassenget kan i denne perioden ha fått tilført små mengder marint vann utenfra, eller det kan ha skjedd en tilførsel av salter fra omgivelsene. Mot øvre del av sonen forsvinner halofobe og oligohalobe-indifferente arter, mens mesohalobe og polyhalobe arter øker.

N-3 (Marin sone) 925-727.5

Sonen består av 95-99% mesohalobe og polyhalobe skall. Sonen inneholder 26 polyhalobe, 11 mesohalobe og 2 oligohalobe-indifferente arter. 6-7 arter dominerer sonen.

I likhet med sone N-1 dominerer den polyhalobe arten Cocconeis scutellum også denne sonen, med verdier på opptil 75%. Navicula gelida, N. forcipata og Pinnularia quadratarea blomstrer opp i nedre del av sonen. Artene er benthiske marine og foretrekker et kjølig klima (Stabell 1982). De polyhalobe artene dominerer sonen og beskrives som benthiske eller epifyttiske, er vanlig utbredt i kystmiljøer. Synedra tabulata er registrert med opptil 30% i hele sonen. Arten tolkes som mesohalob-eutrof, men ulike variteter optimeres i forskjellig miljø.

Øverst i sonen blomstrer Paralia sulcata, Actinoptychus undulatus og Cocconeis placentula opp. De to første lever i planktonisk i marine miljøer (Hendey 1964). Actinoptychus undulatus er funnet i store mengder i flodmunnings av (Hustedt 1930). Cocconeis placentula er funnet i strømeksponte områder (Kalbe 1973), og foretrekker eutrofe og svakt brakke miljøer (Cleve-Euler 1951-55).

Endel arter er lavt representert i hvert spekter, men viser ofte en jevn utbredelse gjennom sonen. Dette kan tyde på relativt stabile forhold i den marine fasen, eller at mange av arter er tolerente for mindre endringer i miljøet. De fleste artene er beskrevet som vanlige og klare marine og kystmiljø indikatorer.

Slekten Fragilaria forsvinner raskt etter ingresjonen, og registreres ikke før bassenget isoleres igjen.

Sammendrag N-3

I sonen dominerer 6-7 arter som viser et marint kyst-miljø. Av disse er Cocconeis scutellum mest representert. Ved nedre og øvre del forsvinner de poly- og mesohalobe artene raskt. Det skjer en kraftig oppblomstring av arter som er lite eller ikke representert i resten av sonen. Disse kan tolkes å ha en snever toleransegrense, men som kan blomstre raskt opp under optimale forhold i overgangs-fasen.

I øverste del av sonen dominerer to marine og en oligohalob-indifferent art og utgjør rundt 80% av diatomesammensetningen i overgangspekteret. To av artene er planktoniske og er beskrevet funnet i strømeksponte områder. I K-15 er mulighetene for mye strøm i overgangs-fasen tilstede, fordi bassenget har nesten to nesten like lave passpunkter (jfr. kap. 3.6).

N-4 (lakustrin sone) 727.5-700

Polyhalobe og mesohalobe arter forsvinner, og det etableres en stabil og lakustrin flora. Det er registrert 5 polyhalobe, 23 oligohalobe-indifferente og 16 halofobe arter. Bortsett fra Cocconeis placentula nederst i sonen (N-3), utgjør ingen arter mer enn 15% av totalt skall mengde.

Cocconeis placentula, Epithema sorex og E.zebra er bare representert i nedre del av sonen. De tolkes alle som eutrofe (Cleve-Euler 1951-55). Diatomefloraen endres oppover i sonen mot arter som optimeres i sure og næringsfattige miljøer (Euontia veneris, E. flexouosa, Tabellaria flocculosa og Achnantes marginulata, Braaten & Hermansen 1985, Stabell 1982).

Arter som utgjør en liten del av det totale antall, hører innunder oligohalobe-indifferente eller halofobe grupper. De er ikke beskrevet med særtrekk som kan belyse paleomiljøet bedre.

Slekten Fragilaria får en oppblomstring i nedre del av sonen til 23%. Dette reduseres oppover i sonen. De viktigste artene er F. construens, F.pinnata og F.pinnata var. intermedia.

Sammendrag N-4

Sonen viser en tydelig lakustrin artsammensetning. I nedre del av sonen observeres det arter som foretrekker eutrofe og basiske miljøer (Epithema sorex, E. zebra og Cocconeis placentula. Lenger oppe i sonen forsvinner eller reduseres disse artene og det skjer en økning av arter som optimeres i mer dystrofe og sure miljøer (Euontia flexouosa, E. veneris og Tabellaria flocculosa).

6.6.3 Total-diagrammer

Det er utarbeidet total-diagram for Gunnarshaugvatn (K-21) og Nordbømyra (K-15). De viser de ulike halobie-gruppene i prosent av totalt antall diatomeer (ID) (jfr. kap. 6.6).

Gunnarshaugvatn (21.2 m o.h.)

Den analyserte kjernen er 90 cm lang. Den øvre og nedre delen av kjernen består av 95-100% av halofobe og oligohalobe-indifferente arter. Dette tyder på lakustrint miljø (fig. 6.2).

I en sekvens på 25 cm i midtre del av kjernen utgjør poly- og mesohalobe arter 95-100%. Diagrammet indikerer et raskt miljøskifte uten oppblomstring av en brakkvannsflora i overgangs-sonene. Dateringene med ^{14}C viser at den marine fasen bare har vart omkring 200 år.

Nordbømyra (15.0 m o.h.)

Kjernen er 4 meter lang og domineres av poly- og mesohalobe arter. Den nederste sonen er marin, og over denne registreres det en tydelig lakustrin fase. I overgangen mellom det nedre marine og lakustrine miljø blomstrer det opp en flora med bl.a. mesohalobe og oligohalobe-halofile arter. Etter vurdering av suksesjons-diagrammet avgrensers jeg dette området og beskriver det som brakt.

Den ferske fasen utgjør i underkant 70 cm av kjernen. Miljøendringene mot den overliggende marine sonen skjer raskt. Diagrammet antyder en brakkvanns-flora i denne overgangen også, men den påvises bare i et spekter. Jeg har derfor ikke delt dette i en egen sone.

I den overliggende marine sonen utgjør de poly-, mesohalobe og oligohalob-halofile artene 95-100% av total sammensetning inntil den endelige isolasjonen skjer i øvre del av kjernen. Der reduseres de marine indikator-artene proporsjonalt med oppblomstringen av lakustrine diatomeer (fig. 6.3).

6.6.4 Fragilaria-diagrammer

Slekten Fragilaria er representert i alle de undersøkte bassengene. I Gunnarhaugs-vatn og Nordbø-myra presenterer jeg egne diagram over både artens representasjon i forhold til diatome-sammensetningen ($F/[F+D]$), og slæktens prosentvise andel av absolutt diatome-flora ($[F]/[F+D]$).

Slekten kan opptre i store mengder, og er av flere forskere postulert å ha optimale forhold etter deglasiasjonen (Haworth 1976, Florin 1970). Taxa er funnet å blomstre kraftig opp i overgangsfaser mellom marine og lakustrine miljøer (Florin 1976, Kjemperud 1981, Lie og Løvmø 1981, Stabell 1982, Sætersmoen 1984) (etter Braaten & Hermansen 1985). En klar sammenheng mellom isolasjon eller ingresjon av et

TOTALDIAGRAM FRA GUNNARSHAUGVATN (21.2 m o.h.)

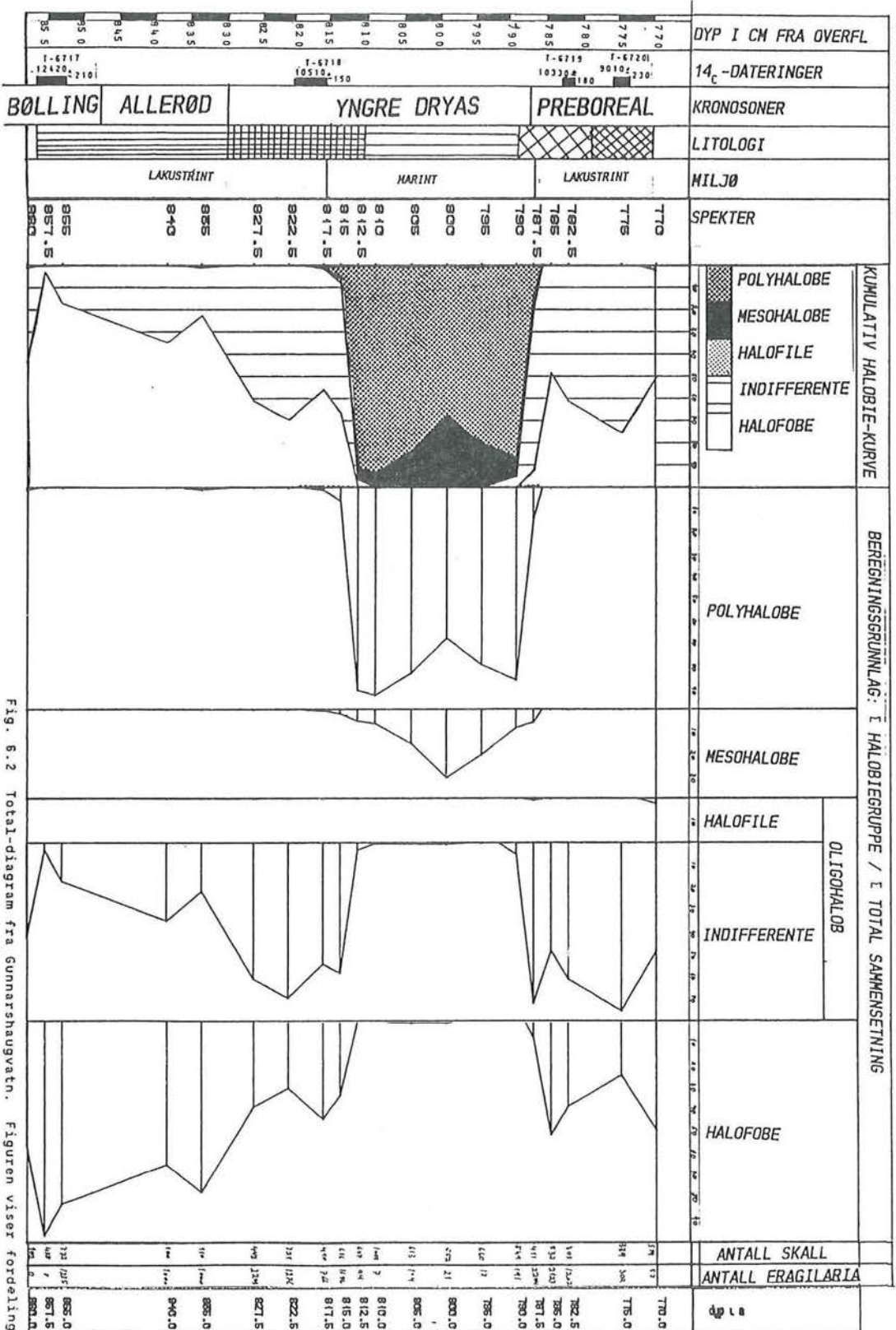


Fig. 6.2 Total-diagram fra Gunnarshaugvatn. Figuren viser fordeling av de ulike halobie-grupper i Gunnarshaugvatn.

TOTALDIAGRAM FRA NORDENMYRA (15.0 m o.h.)

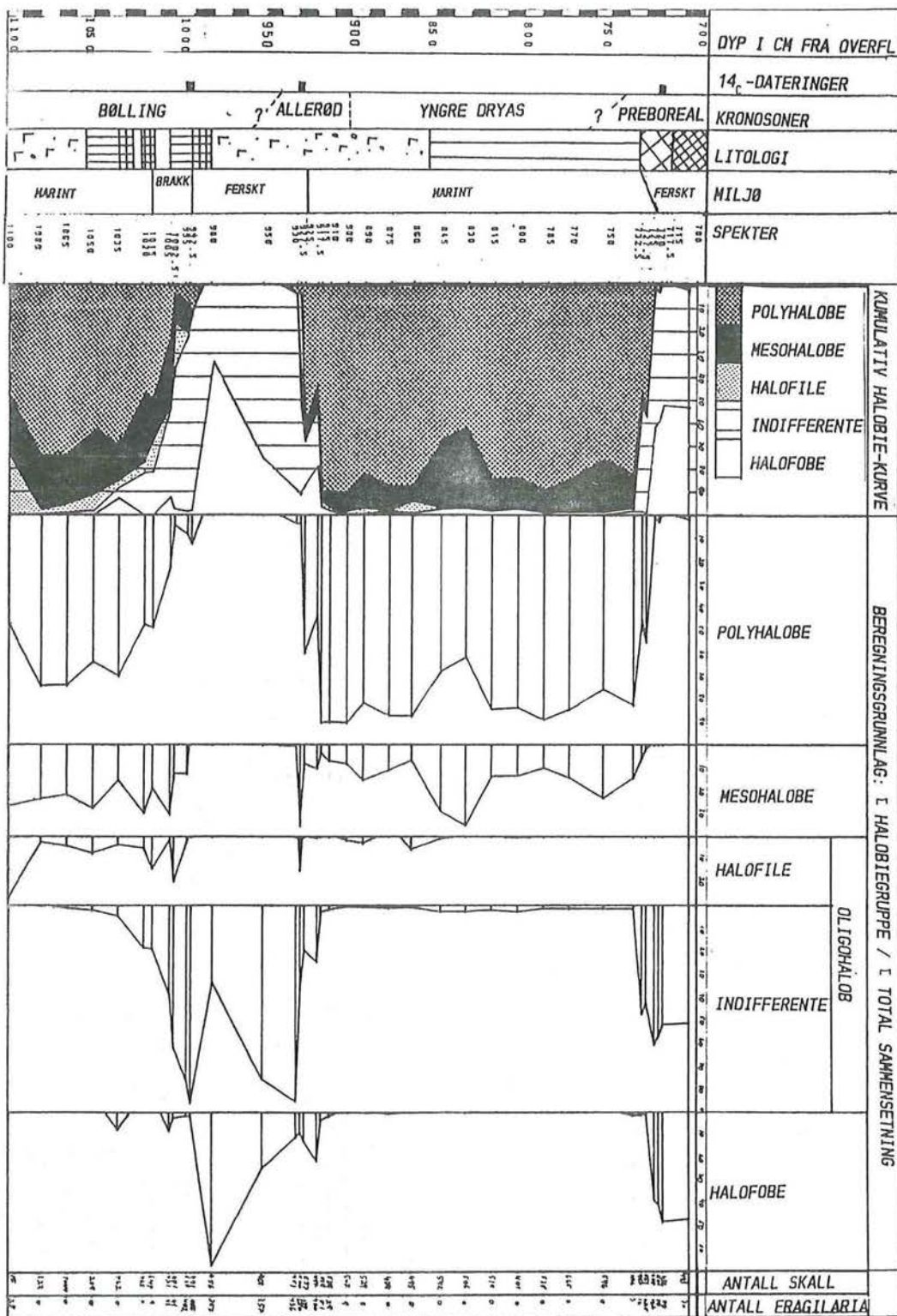


Fig. 6.3 Total-diagram fra Nordemyra. Figuren viser fordeling i de ulike halobie-grupper i Nordemyra.

basseng, og oppblomstring av Fragilaria spp. er imidlertid ikke bevist.

Stabell (1985, 1987) mener slektens oppblomstring hovedsakelig skyldes endret tilgang på næringstilførsel. Hun finner ingen bevis på at høye prosentverdier Fragilaria spp. kan forbindes med salinitets-endringer. Da slekten kan blomstre opp før, under og etter en isolasjon/ingresjon er den ingen god indikator-taxa.

Det er registrert 7 arter i slekten Fragilaria spp. i de to bassengene. Artene blir stort sett karakterisert som oligohalob-indifferente men med vide toleransegrenser.

Stabell (1982, 1985) og Braaten & Hermansen (1985) har valgt å definere var. subsalina som en egen varietet under Fragilaria virescens. Denne varieteten tolkes å tåle mer saline miljøer. Stabell (1985, s.285) finner imidlertid ingen sammenheng mellom Fragilaria virescens var. subsalina og økt saltholdighet og skriver videre "...det er mulig at to nesten like taxa finnes, begge identifisert som F. virescens var. subsalina, men med ulike økologiske behov". En klar sammenheng har heller ikke Braaten & Hermansen (1985) funnet mellom var. subsalina og økt saltholdighet. Jeg har derfor ikke delt F. virescens var. subsalina inn som egen varietet.

Gunnarshaugvatn (21.2 m o.h.)

Slekten domineres av F. pinnata var. intermedia nederst i G-1, mens F. pinnata sp. blomstrer opp før bassenget ingrederes i G-1. Slekten utgjør i denne sonen 70-90% av absolutt sammensetning. I den marine fasen registreres det relativt små mengder (<15%) av Fragilaria spp., mens etter den endelige isolasjonen G-3 blomstrer slekten opp igjen til over 80%. De ulike artene, og slekten generelt synes å indikere lakustrine miljøer. Diagrammet viser ingen oppblomstring av slekten rundt overgangs-fasene (fig 6.4).

Nordbømyra (15.0 m o.h.)

I nederste spekter utgjør slekten 60% av absolutt sammensetning. Det er imidlertid bare funnet 43 skall i speketet, og muligheten for resedimentasjon kan derfor ikke utelukkes. Jeg anser det som usikkert å trekke konklusjoner med så usikre data. I den marine sonen er det ikke funnet skall fra Fragilaria spp. (fig. 6.5).

Slekten registreres igjen ved overgangen mot lakustrin sone N-2 der

FRAGILARIA-DIAGRAM FRA GUNNARSHAUGVATN (21.2 m o.h.)

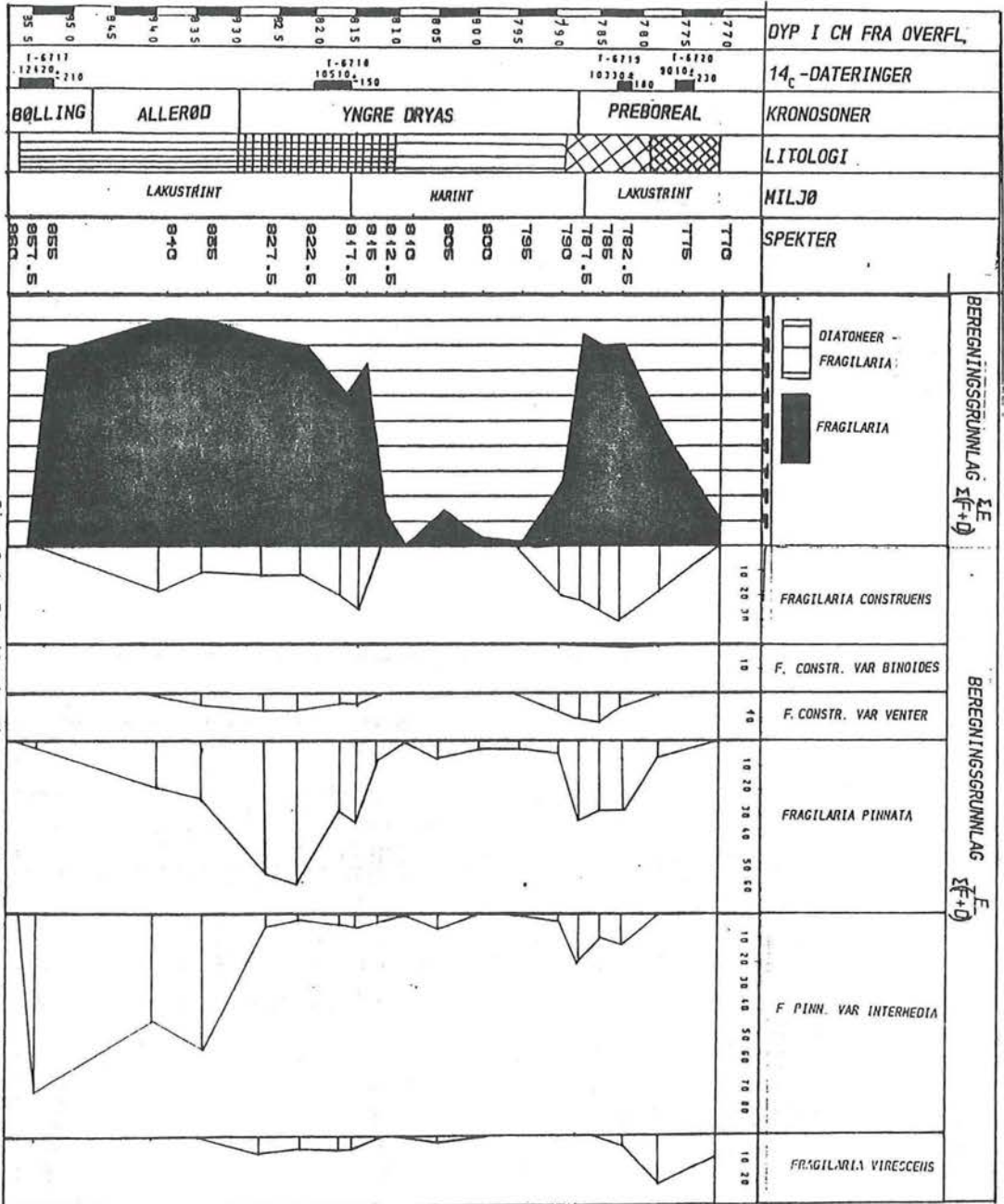


Fig. 6.4 Fragilaria-diagram over Gunnarshaugvatn. Figuren viser utbredelsen av den enkelte art og hele slekten Fragilaria i forhold til absolutt diatome-mengde.

FRAGILARIA-DIAGRAM FRA NORDØYRYRA (15.0 m o.h.)

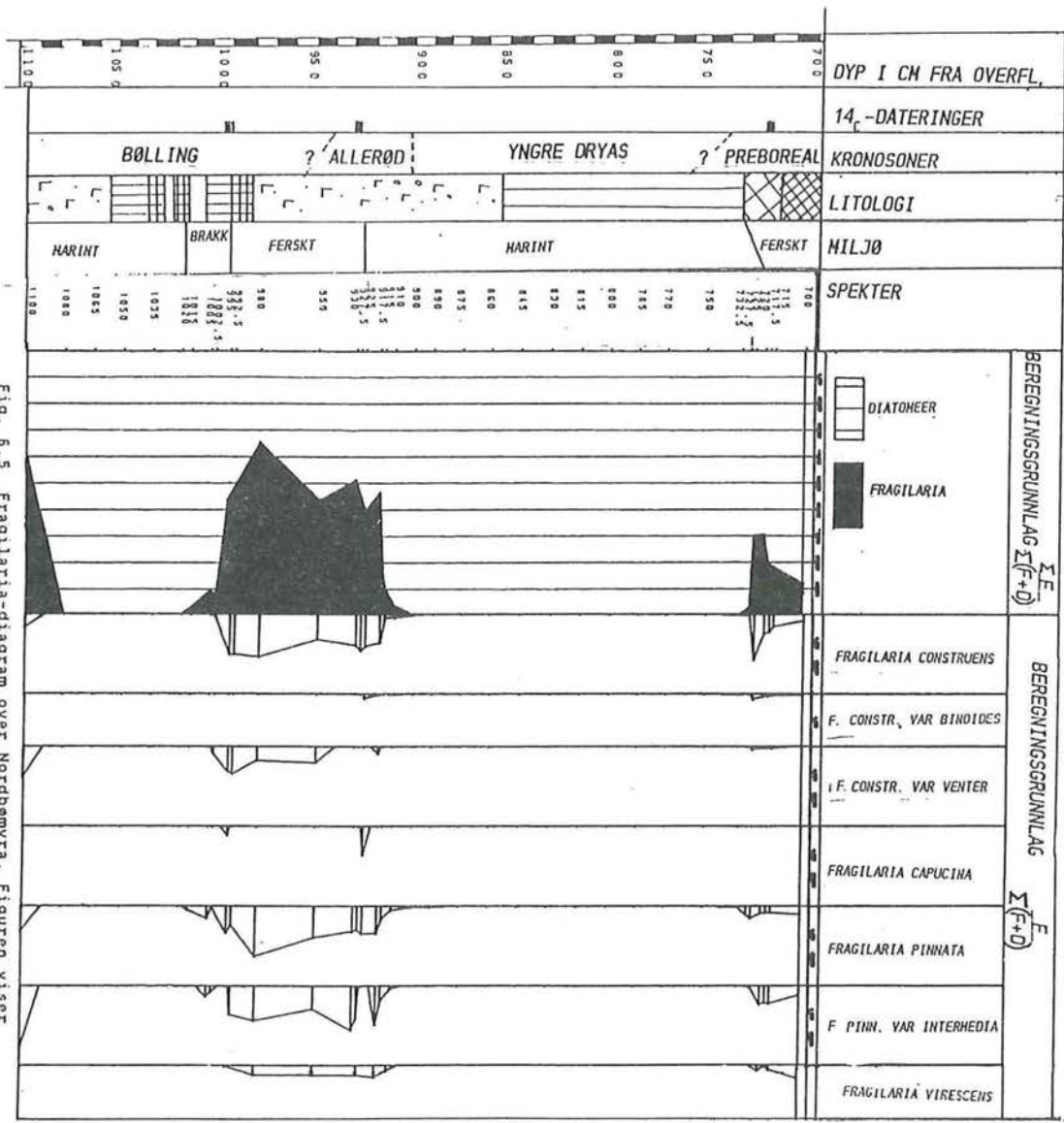


Fig. 6.5 Fragilaria-diagram over Nordøymyra. Figuren viser utbredelsen av den enkelte art og hele slekten Fragilaria i forhold til absolutt diatome-mengde.

den utgjør 40-60% av absolutt skallmengde. Slekten forsvinner igjen i de overliggende marine sonen og blomstrer opp igjen under og etter den endelige isolasjonen (N-4).

I dette bassenget foretrekker slekten tydelig også lakustrine miljøer. Fragilaria capucina er funnet som topper i to spekter, men muligheten for feil identifikasjon er tilstede. Ingen av de andre artene viser noen atypisk oppførsel i forhold til den generelle utviklingen i slekten.

6.6.5 Diagram som viser artsrepresentasjonen

Denne diagram-formen er benyttet i de to resterende bassengene; Stangemyra (K-24) og Munkeskarmyra (K-17). Diagrammet viser hvilke arter som er representert i hvert spekter (X). I Stange-myra er arter som dominerer spekteret merkes med en ring (O). En slik avmerking er basert på visuelt "inntrykk".

Denne formen for diagram vil gi gode indikasjoner på hva slags salinitets-forhold sedimentene ble avsatt under. Diagram-formen er imidlertid uegnet ved langvarige overgangsfaser og ved andre miljøendringer. I disse tilfellene kreves det kvantitativ analysing som viser de ulike taxa's utvikling. Jeg har ikke tatt med arter fra slekten Fragilaria.

Munkaskarmyra (17.8 m o.h.)

Etter analysing av Nordbømyra (K-15) og Gunnarshaugvatn (K-21), er det påvist at havnivået etter deglasiasjonen er høyere enn K-15, men lavere enn K-21. Jeg preparerte derfor noen prøver i bunnen av Munkeskarmyra for å kartlegge miljøet. Det nedre laget var fattig på diatomeer. I spekter under 970 fant jeg ingen taxa. I spektrene 970 og 950 ble det registrert få arter som alle var kraftig errodert. Dette kan tyde på sterile forholdene og at det er resedimenterte alloktone arter (jfr. kap. 6.4.1.1). De få artene som ble funnet i de to nederste spektrene gir også et divergerende inntrykk av miljøet. Det ble funnet enkelte både marine og lakustrine arter.

(fig. 6.6 - i samleperm bakerst i oppgaven.)

Lenger opp i kjernen (942.5) dominerer diatomeer som optimeres i ferskvann, selvom det også her registreres enkelte marine arter. Disse kan skyldes resedimentasjon, men de kan også ha blitt tilført ved et havnivå som har ligget like under basseng-terskelen.

Analyse av spektra straks glødetapet stiger fra 1-2% til 10% gir imidlertid en diatome-sammensetning som klart gjenspeiler lakustrint miljø. Bassenget gjennomgår den forventete marine fasen (Yngre Dryas transgresjonen) lenger opp i kjernen.

Stangemyra (23.5 m o.h.)

På grunnlag av pollen-analyse i bassenget ble det tatt ut prøver fra den del av sedimentet som etter pollen-analyse (jfr. kap. 5.5) ble tolket å være av Yngre Dryas alder (fig. 6.7). Ut fra hva man vet om andre bassenger og andre områder ville en eventuell transgresjon ventelig ha nådd sitt høyeste nivå i denne sonen. I det aktuelle området (495-515 cm), undersøkte jeg arts-representasjonen i prøver med 2.5 cm til 5 cm. Det ble bare funnet halofobe og oligohalob-indifferente arter. Spektrene viser en jevn og tilsynelatende stabil sammensetning.

Diatomesammensetningen i bunnsedimentene i Munkeskarmyra (17.8 m.o.h.) (jfr.kap. 6.6.5) og i Gunnarshaugvatn (21.2 m o.h.) (jfr. kap. 6.6.1) indikerer et lakustrint miljø. Det er derfor sannsynlig at også Stangemyra har hatt lakustrint miljø under avsetning av bunnsedimentene. Utifra de undersøkelsene vi har utført finner vi ikke tegn til at havet har transgredert opp til Stangemyra.

6.7 GENERELLE FELLESTREKK FOR DE UNDERSØKTE BASSENGENE

MILJØ-PÅVIRKNING

Jeg tar i første rekke for meg de to hovedbassengene (Gunnarshaug-vatn og Nordbø-myra).

Abiotiske faktorer

Abiotiske faktorer som geologi, klima og beliggenhet vil hovedsakelig bestemme miljøet i et basseng. I tillegg til abiotiske faktorer vil også den omliggende vegetasjonen samt dyr og mennesker påvirke bassengmiljøet. Miljøet vil igjen danne grunnlag for hvilke diatomearter som får optimale forhold. Den ytre påvirkningen vil i store trekk være felles for de undersøkte bassengene på Karmøy. Dette medfører likhetstrekk i diatomefloraen, men ikke i den grad at diatomesammensetningen kan korreleres.

Klima

Bassengene påvirkes av en oseanisk klimatype med kjølige somre og

milde vintre. Dette gir en gjennomsnittlig temperaturforskjell på kaldeste og varmeste måned på ca. 15⁰ C (Det Norske Meteorologiske Institutt). Det er usikkert om denne amplituden gjaldt da det undersøkte materialet ble avsatt. Temperaturendringer kan påvirke diatomesammensetningen, men det foreligger divergerende resultater på hva slags temperaturforhold den enkelte art foretrekker (Cholnoky 1968). Foegd (1964) har ikke klart å konstatere en differensiering mellom varmt- og kaldtvannsformer. I hvilken grad temperatur påvirker diatomesammensetningen er derfor usikkert, og mye tyder på at andre faktorer (f.eks. næringsinnhold, voksested, vanntilførsel) i større grad er med på å bestemme diatomesammensetningen.

Nedbørsnormalen på ca. 1.300 mm fordeles ut over de fleste månedene.

Geologi

I berggrunnen på feltområdet (jfr. kap. 2.1) ble det spesielt undersøkt om mineralene calcium, fosfor eller nitrogen finnes. Disse ionene kan lett påvirke og endre arts-sammensetningen mot arter som krever spesielle miljøforhold. En slik artssammensetning vil være karakteristisk, men er ikke registrert i det analyserte kjernematerialet.

Ringen (1962) beskriver et tynt løsmassedekke på Karmøy. Etter en regresjon er det naturlig at marint avsatt løsmasser vil eroderes og dreneres inn i lavereliggende basseng. Tilførselen vil av oppløste salter etter en isolasjon vil gi en økt pH og en eutrofiering av miljøet (Stabell 1987). Dette vil gjenspeiles i diatomesammensetningen. Generelt vil et basseng etter isolasjonen inneholde diatomeer som kan karakteriseres som alkalifile og vil foretrekke eutrofiske miljøer (Stephanodiscus parvus, Cocconeis placentula (jfr. kap. 6.6.2), Epithema zebra og Amphora pediculus (jfr. kap. 6.6.1)). Et slikt miljø vil kreve en stabil tilførsel av oppløste salter og næringsstoffer. Nedvaskingen av salter vil opphøre etterhvert slik at miljøet endres og bassenget vil få en lavere pH og bli mer oligotroft og dystroft (Euontia veneris, Achnantes marginulata og Tabellaria fenestrata (jfr. kap. 6.6.1 og 6.6.2)).

Varigheten av nedvaskingen er avhengig av dreneringsarealet og tykkelsen på de marine avsetningene. Bassengene viser en overgang fra høy pH og eutroft miljø etter isolasjon til mer sure og dystrofe forhold seinere. Utviklingen av av pH er sannsynligvis i en kort periode etter isolasjon lik den som nylig deglasierte vann over MG hadde i Sein Weichsel (Stabell 1987). Entydige terskelpunkter i fast fjell eller bunnmorene vil gi små muligheter for terskelsenkning.

Geografi

Det er usikkert i hvor stor grad smeltevann under deglasiasjonen har påvirket bassengene og diatomeutviklingen. Under deglasiasjonen antar jeg en stor minerogen sedimentasjon i bassengene. Ved ytterligere tilbaketrekking antar jeg at smeltevannet er blitt kanalisert ut Boknafjorden i sør og Bømlafjorden i nord. Karmsundet vil drenerer smeltevannet vekk fra bassengene. På N-Karmøy finnes der lite tegn på at store mengder smeltevann har blitt tilført et marint miljø og dannet grunnlag for en brakkvannsflora.

Øyas beliggenhet like ved Nordsjøen kan registreres i diatomesammensetningen. Den stadige tilførselen av marine vannmasser og små tidevannsforskjeller gjør grensen mellom marine og ferske miljøer skarp. Transgresjonene markeres ofte med et brått skifte i miljø uten utvikling av en brakkvannsflora. Dette kan tyde på at det har vært en god tilføsel av marine vannmasser. De skarpe overgangsfasene kan også tyde på rask hevningshastighet.

Topografi

N-Karmøys topografi tolkes å tilhøre strandflaten. Med unntak av Bjørgene er landskapet relativt flatt og dreneringsarelet til bassengene er lite. Jeg finner få arter som er ført fra elvederiverte miljøer.

GENERELL ENDRING I BASSENGENES DIATOMEFLORA SOM RESPONS PÅ SALINITETS FORANDRINGER:

I de to hoved-diagrammene er mange av de marine artene identiske. Det er imidlertid ulike arter som dominerer i de to bassengene. I det nederste bassenget domineres sammensetningen av en mer karakteristisk marin artsflora.

Når et basseng isoleres fra havet endres diatome-floraen fra polyhalobe og mesohalobe via oligohalobe (halofile og indifferente) til halofobe taxa. I den marine fasen er Cocconeis scutellum vanlig og dominerende i alle de tre nederste bassengene på N-Karmøy. Denne arten er beskrevet å være robust mot mekanisk ødeleggelse (Ingmar 1973). Det er mulig at arten kan av denne grunn har blitt anrikt. Diploneis smithii er også representert i alle de tre nederste bassengene. Av de mesohalobe artene er det først og fremst Synedra tabulata som er den vanligste. Arten forekommer imidlertid ikke bare i overgangsfasen, men også i antatt marine miljøer. Dette kan skyldes at variteter av arten optimeres i noe forskjellig miljø (Cleve-Euler 1951-55).

Av de oligalobe artene dominerer hovedsakelig de indifferente taxa. De utgjør samlet 60-80% av sammensetningen i de lakustrine miljøene. Mange lakustrine arter som er identisk i begge bassengene, men representeres i varierende antall. Slekten Achnantes, både oligohalob-indifferente og halofobe, er vanlige og dominerer i enkelte soner (A. calcar, A. marginulata i K-21). Nitzschia fonticola er også stabilt representert i alle lakustrine miljøer. Amphora pediculus, Cocconeis placentula og Euontia veneris viser alle en sterk dominans i ulike nivåer i de ferske sonene.

Blandt de halofobe taxa har Frustulia rhomboides, Caloneis bacillum, Navicula pupula og Pinnularia balfouriana stor oppblomstring i enkelte spektra.

Voksested

Generelt i artsrepresentasjonen dominerer diatomeer som lever i benthiske og epifyttiske miljøer. I Nordbømyra karakteriseres imidlertid overgangsfasene med oppblomstring av arter som lever planktonisk (Stephanodiscus parvus, Melosira distans og Actinophycus undulatus).

Årsaken til en såvidt forskjellig diatomeflora i de undersøkte bassengene på tross av antatt lik påvirkning av ytre (abiotiske) faktorer er uklart. De ulike bassengene kan reagere forskjellig på ytre faktorer, avhengig av individuelle forskjeller i bassengenes størrelse, dyp, dreneringsareal m.m. Etter en regresjon vil bassenger motta forskjellig sedimentasjonsmateriale. Dermed kan det skapes forskjellige miljøforhold.

Mange arter har tilsynelatende klare preferanser til voksested, og foretrekker å leve i benthiske, planktonske eller aerofbe miljøer. Det er imidlertid ikke usannsynlig at den enkelte art innen en miljøgruppe foretrekker spesielle voksesteder. For benthiske arter vil trolig ulike bunnsedimenter (stein, grus sand, mudder) foretrekkes av ulike arter. Epifyttiske arter kan tenkes å foretrekke forskjellige høyerestående planter, mens planktonske arter kan ha preferanser ovenfor vanddyp og strømregime.

Fossile diatomeer vil oftest reflekterer de nærmeste miljøforholdene. I ulike deler av et basseng kan imidlertid bunnsedimenter, planter og strømregime være forskjellige, og dermed gi ulike arter optimale forhold. Dette vil gi forskjellig diatomesammensetning i ulike deler av et basseng. Dette vil også være tilfellet med prøver tatt i forskjellige bassenger, noe som vil vanskeliggjøre en detaljert

korrelasjon med diatomeer. Fremtidige undersøkelser vil kunne avklare omfanget av denne problemstillingen.

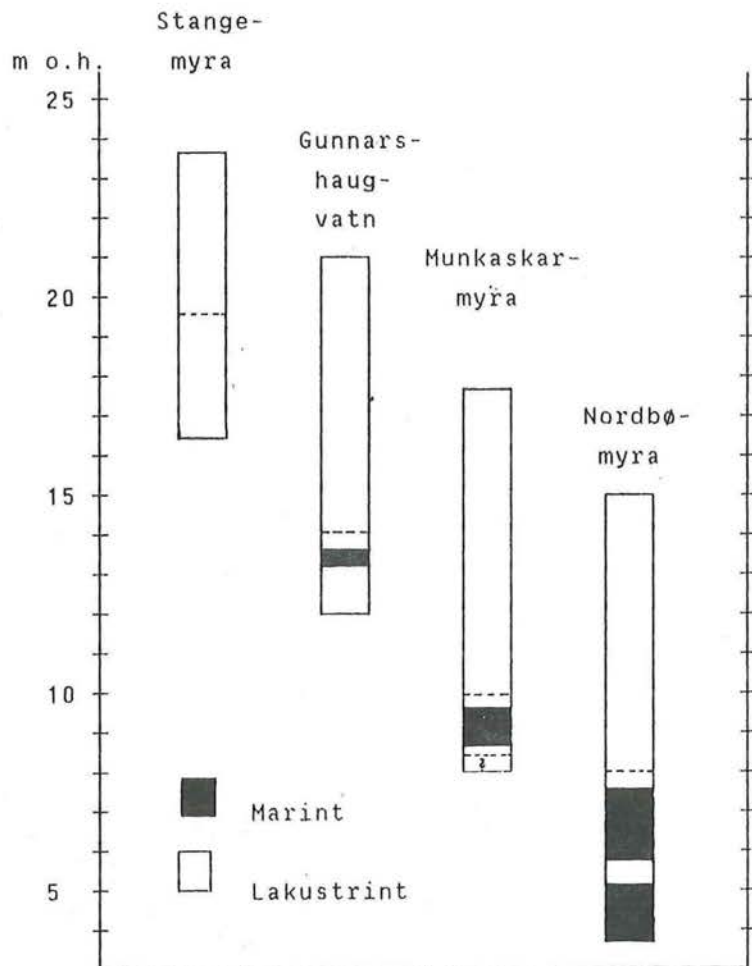
6.8 OPPSUMMERING

Det er foretatt diatomeundersøkelse i kjerneprøver i fire bassenger (Nordbømyra, Munkeskarmyra, Gunnarshaugvatn og Stangemyra) på N-Karmøy. Bassengene ligger på 15.0, 17.8, 21.2, og 23.5 m o.h. (se tabell 6.3 og fig. 6.8). Det hadde vært ønskelig å undersøke et basseng på ca. 12 m o.h., for å kunne kartlegge marint nivå under regresjonen i Allerød. Vi fant imidlertid ikke passende bassenger på dette nivået.

Terskel- høyde	Nederste del av kjernen	Regresjon	Transgresjon	Endelig isolasjon
Stangemyra 23.5 m o.h.	lakustrint	lakustrint	lakustrint	lakustrint
Gunnarhaugs- vatn 21.2 m o.h.	lakustrint	lakustrint	marint	lakustrint
Munkaskar- myra 17.8 m o.h.	lakustrint	lakustrint	marint	lakustrint
Nordbø-myra 15.0 m o.h.	marint	lakustrint	marint	lakustrint
Antatt kronosone	Bølling	Allerød	Yngre Dryas	Preboreal

Tabell 6.3 Tabellen gir et inntrykk av saltholdighets endringer i de ulike bassengene.

Hensikten med undersøkelsen var å kartlegge salinitetsforandringer utifra endringer i diatomefloraen. Fra Nordbømyra og Gunnarshaugvatn



Figur 6.8

Figuren viser høyde over havet og tykkelsen på sedimentene i de undersøkte bassengene. De ulike miljøene i bassengene er avmerket. Kjerneprøve i hvert basseng er tatt under stiplet linje.

presenteres det suksesjons-, total-, og *Fragilaria*-diagram. Fra Munkaskarmyra og Stangemyra viser den presenterte diagramformen bare hvilke arter som er representert (jfr. kap. 6.6.5). I de to hovedbassengene (Nordbømyra og Gunnarshaugvatn) tyder endringer i diatomeflora på kortvarige overgangsfaser mellom marine og lakustrine miljøer.

Like etter deglasiasjonen er det bare påvist marint miljø i det nederste bassenget (Nordbømyra). Det betyr at det daværende havnivå må ha ligget mellom Nordbømyra (15.0) og det overliggende lakustrine Munkaskarmyra (17.8 m o.h.). Det må understrekes at det i de nederste minerogene sedimentene i bassengene er funnet få diatomeer. Disse diatomeene var ofte fragmentert og gir et divergerende inntrykk av avsetningsmiljøet. Årsaken til dette tror jeg skyldes resedimentering. Jeg har derfor lagt liten vekt på disse spektrene under miljøtolkningen. I Allerød kronosone isoleres alle bassengene. Vi antar at havnivået har ligget noen meter under bassengterskel i Nordbømyra.

Yngre Dryas transgresjonen har oversvømmet de tre nederste bassengene. Inntil da har Gunnarshaugvatn (21.2 m o.h.) hatt lakustrint miljø. ¹⁴C-dateringer viser at Gunnarshaugvatn ble påvirket av marine vannmasser i ca. 200 år (10.510±180 - 10.330±180 BP) (jfr.kap. 5). Undersøkelse Stangemyra tyder på lakustrine forhold gjennom hele Sein-Weichsel. Yngre Dryas har derfor trolig gått noe over 21.2 m o.h., men under det øverste bassenget (Stangemyra 23.5 m o.h.) ikke funnet noen marine diatomeer i denne perioden i K-24. Marin

Etter Yngre Dryas isoleres alle bassengene og får en lakustrin diatomeflora.

KAPITTEL 7: DATERING.

Aldersbestemmelsen av ingresjon- og isolasjonskontaktene danner grunnlaget for konstruksjonen av en strandforskyvningskurve for Nord-Karmøy. Den viktigste metoden for å fastsette en absolutt alder på miljøskiftene er ^{14}C -dateringer. I tillegg brukes relative dateringsmetoder som pollenstratigrafi, strandforskyvningskriterier og også i noen grad litostratigrafi.

Tidspunktet for deglasiasjonen av Nord-Karmøy diskuteres. Ut fra ^{14}C -dateringene beregnes sedimentasjonshastigheter som brukes til å estimere alderen på lokalpollensone. Dette medfører fare for ringslutninger siden utregningen av sed.hast. forutsetter korrekte dateringer og jevn sed.hast. mellom dateringene. Pollendiagrammene inndeles kronostratigrafisk etter Mangerud et al. (1974).

7.1. ^{14}C -DATERINGER.

Det foreligger 4 dateringer (Tabell 7.1). Disse er utført på lakustrine sedimenter fra Gunnarshaugvatn. I tillegg er det innvilget 4 dateringer fra Stangemyra (Tabell 7.2) og 3 fra Nordbømyra (Tabell 7.3). Disse er ikke blitt ferdigbehandlet på grunn av problemer i Trondheim. Det begrensede antallet dateringer svekker kvaliteten på strandforskyvningskurven. Den siste tiden (2/10-87) har vi mottatt to nye dateringer.

Dateringene er utført ved Laboratoriet for Radiologisk Datering i Trondheim. Det er benyttet standard prosedyrer ved forbehandlingen. Den beregnede $\delta^{13}\text{C}$ verdien er anvendt til korreksjon av prøvenes aktivitet med hensyn til isotopisk fraksjonering i forhold til -25.0 ‰ relativt PDB (jfr. kpt. 7.1.2.1). Alle dateringene angis med en usikkerhet på ett standardavvik på grunnlag av målefeil i metoden. Dateringene er utført på den lutløselige fraksjonen av sedimentene.

Det vil i tillegg bli trukket inn dateringer i diskusjonen som er utført i nærliggende områder som Yrkje (Anundsen 1978, Anundsen & Fjeldskar 1983, Braaten & Hermansen 1985), Kårstø (Paus 1982 a) og Sør-Karmøy (Paus unpubl.).

Tabell 7.1.

Dateringer fra Gunnarshaugvatn:				
Lab.ref.	Mat. uttatt i nivå (cm)	Formål	^{14}C -alder	$\delta^{13}\text{C}$ ($^{\circ}/_{00}$)
T-6717 A Løst	856.5-851.5	Min.alder på deglas.	12420 \pm 210	-19.9
T-6718 A Løst	820-815	Ingresjon	10510 \pm 150	Ikke målt
T-6719 A Løst	783.5-780.5	Isolasjon	10330 \pm 180	-23.4
T-6720 A Løst	775-772.5	<u>Corylus</u> - oppgang	9010 \pm 230	-27.4

Tabell 7.2.

Innvilgete dateringer fra Stangemyra:				
Ref.	Mat. uttatt i nivå (cm)	Formål	Antatt alder i ^{14}C -år BP	^{14}C -alder
K-24 I	668.5-664.75	Min.alder på deglas.	ca. 13000- 12500	
K-24 II	623.75-620	Klimafor- verring	ca. 12400- 12100	
K-24 III	532-528.25	All/Y.D	ca. 11000	
K-24 IV	477.5-475	Klima- forbedring	ca. 10300- 10000	10220 \pm 150

Tabell 7.3.

Innvilgete dateringer fra Nordbømyra:				
Ref.	Mat. uttatt i nivå (cm)	Formål	Antatt alder i ^{14}C -år BP	^{14}C -alder
K-15 I	995.5-992	Isolasjon	ca. 12300	
K-15 II	930.5-927.5	Ingresjon	ca. 11200	10820 \pm 190
K-15 III	722.5-720	Isolasjon	ca. 9600	

Det finnes flere feilkilder ved ^{14}C -datering. For at dateringen av en sedimentprøve skal gi et riktig resultat, forutsettes at prøven ikke har utvekslet karbonatomer med omgivelsene etter at den ble avsatt. Det må tas hensyn til målefysiske usikkerheter ved selve målingen. Metoden forutsetter at mengden av radioaktive atomer som materialet ble tilført mens det levde, er kjent. Eventuelle avvik fra de antatte forhold vil medføre at dateringsresultatet må korrigeres (Gulliksen 1979). Det vil bli forsøkt å gi en kortfattet gjennomgåelse av faktorer som kan påvirke radiokarbondateringer.

7.1.1. Isotopisk fraksjonering.

Metoden tar utgangspunkt i at innholdet av ^{14}C er det samme i alt organisk materiale. Dette er i store trekk riktig, men på veien fra atmosfæren til de ulike typer organismer og deres nærmiljø, inngår CO_2 i en rekke kjemiske, fysiske og biologiske prosesser. Mange av disse gjør forskjell på det ordinære CO_2 -molekylet som inneholder ^{12}C -atomet, og CO_2 -molekylet som inneholder det tyngre ^{14}C -atomet. Dette fører til at det ikke er nøyaktig samme forholdet mellom karbonisotopene i forskjellige typer av organisk materiale (Gulliksen 1979).

Marine organismer mottar CO_2 fra havvann som er rikere på ^{14}C enn luften. Radioaktiviteten er tilsvarende større, og en datering av marine organismer som lever idag, vil gi en yngre alder enn tilsvarende terrestriske organisme.

Det er mulig å korrelere for den isotopiske fraksjoneringen ved også å måle innholdet av $\delta^{13}\text{C}$ i prøven. En prosess som øker innholdet av ^{13}C , vil medføre en svært nær dobbelt så stor økning av ^{14}C . Målingen av ^{13}C angis som avvik i promille fra en kalkstensstandard (PDB) (Gulliksen 1979). Resultatet gir en grov indikasjon på prøvens opprinnelse. Terrestriske planter med ordinær fotosyntese har verdier som grupperer seg mellom -22 og -32 ‰ PDB. Neddykkete ferskvannsplanter ligger i intervallet -8 til -24 ‰ PDB, mens marine planter har verdier fra -8 til -17 ‰ PDB (Olsson & Osadebe 1974: fig 1). Våre dateringer fra Gunnarshaugvatn er korrigert for isotopisk fraksjonering i forhold til -25 ‰ relativt PDB.

7.1.2. Reservoareffekt.

Hvis organismens nærmiljø ikke får tilført nyprodusert ^{14}C fra atmosfæren tilstrekkelig hurtig, kan innholdet av ^{14}C i organismen bli et annet en naturens generelle innhold. Organismer som henter sitt karbon fra andre kilder enn atmosfæren, vil få en høyere alder i forhold til organismer som lever i luft, avhengig av hvor lang tid det har gått siden reservoaret var i direkte kontakt med atmosfæren. Korreksjoner som utføres på grunnlag av reservoareffekten, kan bare ventes å være pålitelige i den utstrekning de effekter som virker i dag er likeverdige med de som eksisterte da organismen levde.

Reservoareffekten er beregnet til ca. 440 år på skjell som lever i overflatevannet langs norskekysten i dag (Mangerud & Gulliksen 1974). Havvannet som skjellene tar sitt karbon fra, har fått et lavere ^{14}C -innhold etter lang tids opphold på store dyp. Effekten av isotopisk fraksjonering opphever omtrent effekten av reservoarialderen på skjell slik at det er unødvendig med noen større korreksjon (Gulliksen 1979).

Våre dateringer er tatt på lakustrine sedimenter. Siden bassengene er relativt grunne (< 11m til fast fjell), antar jeg at omrøring av vannmassene har vært vanlig, at det er unødvendig å korrigere for reservoareffekten.

7.1.3. Forurensing som gir for gammel alder.

Det registreres for høye aldre på organismer som lever helt eller delvis neddykket i vann som er påvirket av kalkstensbergarter. Vannet

vil få et tilskudd av inaktivt karbon fra berggrunnen. Dette er et problem siden det er vanskelig å korrelere for en slik effekt (Gulliksen 1979). Det virker som om bergartene på Nord-Karmøy er fattige på kalk slik at hardvannseffekten ikke vil påvirke dateringene i særlig grad.

Inaktivt karbon kan også bli tilført prøven via resedimentasjon av eldre karbonholdige avsetninger (jfr. Lie & Lømo 1981). Dette er spesielt et problem ved datering av de eldste sedimentene i et basseng (jfr. kpt. 5.5.1.1). Disse kan inneholde betydelige mengder resedimentert materiale.

7.1.4. Forurensing som gir for ung alder.

For unge dateringer kan forårsakes av yngre nedtrengte planterøtter, bioturbasjon samt humussyrer som siver nedover i sedimentene (Gulliksen 1974: 24). Det antas at bioturbasjon ikke har påvirket sedimentene i særlig grad siden lag og laminering i hovedsak virker uforstyrret. Likeledes antas det at vertikal gjennomstrømning av humussyrer ikke representerer noe forurensingsproblem fordi de undersøkte bassengene er utformet i fast fjell (jfr. Kaland et al. 1984: 254). Forøvrig består sedimentene i bassengene som er undersøkt på Nord-Karmøy, av mye finkornig materiale som er lite permeabelt.

Hvis oksygentilførselen er tilfredstillende kan planterøtter trenge langt ned i eldre sedimenter. Det ble under sonderingen av bassengene observert røtter av Phragmites communis og Equisetum sp. flere meter ned i eldre sedimenter. Det antas likevel at slik forurensing ikke representerer noe stort problem ved våre dateringer, siden kjernene generelt er tatt i den dypeste delen av bassengene.

Selv om prøvene har vært forurenset, kan likevel dateringsresultatet bli tilfredsstillende avhengig av at det dateres på den minst forurensete fraksjonen. Det er røttenes nedbrytningsgrad som er avgjørende for hvilken fraksjon som er minst forurenset. For relativt ungt materiale som denne oppgaven omfatter, har det vist seg at den lutløselige fraksjonen som oftest gir det beste resultatet (Kaland et al. 1984). Dette er tilfelle fordi rotfragmentene ikke er brutt ned i særlig grad til lutløselige substanser av humusstoffer.

Forurensing av ungt materiale gir seg størst utslag på prøver med lavt glødetap. I slike tilfeller øker aktiviteten av ^{14}C mye i forhold til

mengden av karbon. Generelt gir forurensing av ungt materiale i eldre prøver mye større feil i dateringen enn tilsvarende forurensing med gammelt materiale (jfr. Bradley 1985).

7.1.5. Prøvetykkelsen.

Prøvetykkelsen som sendes til datering, bør være så liten som mulig for å få en presis datering. Tidsrommet sedimentprøven omfatter avhenger av sedimentasjonshastigheten. Hvis sed.hast. er lav, kan prøven omfatte et lengre tidsrom. Prøvetykkelsen bestemmes utfra glødetapet. Det organiske innholdet må være tilstrekkelig til å utføre målinger på ved dateringen.

7.2. ALTERNATIVE DATERINGSMETODER.

Det er viktig å ha alternative metoder å kontrollere ^{14}C -dateringene med. Disse omfatter pollenstratigrafi, strandforskyvningskriterier og litostratigrafi.

7.2.1. Pollenstratigrafi.

Pollendiagrammene gir informasjon om vegetasjonsutviklingen i et område. Endringene i forekomsten av pollentyper må tolkes. Hvis utviklingen tolkes å være synkron over større områder, kan korrelasjoner trekkes til andre undersøkelser. Kronostratigrafien i Skandinavia er godt underbygget på grunnlag av en rekke geologiske og botaniske undersøkelser hvor det er benyttet ^{14}C -dateringer. De markerte klimaoscillasjonene i Sen-Weichsel gjør det mulig å korrelere utover Vestlandet. Dette gjelder spesielt klimaforverringen i slutten av Allerød og klimaforbedringen i slutten av Yngre Dryas kronosone. Det presiseres at det ikke er klimaoscillasjonene som dateres, men vegetasjonens respons på disse. Denne kan trolig variere noe avhengig av lokalklimatiske forhold og innvandringstiden av ulike planter, men siden pollenstratigrafien i denne oppgaven hovedsaklig blir korrelert med tilsvarende undersøkelser rundt Boknfjorden, antar jeg at en korrelasjon er mulig.

Korrigerer av antatt uriktige ^{14}C -dateringer ut fra pollenstratigrafi

medfører en fare for ringslutninger. Lokale pollensoner korreleres til daterte diagram fra andre områder. Dateringene derfra trenger ikke være korrekte. Hvis en bestemt pollenstratigrafisk hendelse er godt definert ut fra flere samsvarende ^{14}C -dateringer innen regionen, overfører jeg imidlertid resultatet til denne oppgaven.

7.2.2. Strandforskyvningskriterier.

I en regresjonsfase vil høyereliggende bassenger isoleres før lavere-liggende, mens i en ingresjonsfase vil lavere-liggende bassenger transgrederes før de høyereliggende. Dette gir relativ alder som viser at Nordbømyra transgrederes før Gunnarshaugvatn og isoleres senere.

7.2.3. Litostratigrafi.

Det er mulig å anslå alderen på sedimentet ut fra litostrati (jfr. kpt. 4.2.5). Generelt er sed. avsatt i Allerød mørkere og mer gytjeholdige enn de som er avsatt i Bølling eller Yngre Dryas kronosoner. Videre kan klimaforbedringen i siste del av Y.D. gjenkjennes som en overgang til gytjeholdige sed. En deskriptiv inndeling gir grunnlag for å sammenligne kjerner. Korrelasjonen styrkes når det er foretatt glødetapsanalyser av sedimentene. Ved en litostratigrafisk undersøkelse registreres i tillegg indikatorer på marine forhold som skjell.

Det viktigste hjelpemiddelet i korrelasjon mellom ulike undersøkelser er litografiske ledehorisonter som er avsatt over et stort område på kort tid. Det er viktig at ledehorisontene er entydige og godt underbygget kronostratigrafisk. I en rekke undersøkelser fra Vestlandet er det registrert et markert askelag i sedimenter fra Yngre Dryas kronosone (Mangerud et al. 1984). Det antas at askelaget kan registreres fra Nordmøre til Jæren. Askelaget er ikke registrert i noen av bassengene på Nord-Karmøy. Det kunne ikke skilles ut litostratigrafisk, og en rask undersøkelse av glasspartikler i Y.D. sediment ga ikke noe klart svar. Det er mulig at en grundigere analyse av glasspartikler ville ha påvist en konsentrasjon av aske i et avgrenset område, men siden denne delen av kjernen er godt definert både ved hjelp av ^{14}C -dateringer og pollenanalyse, ble ikke en slik analyse utført.

7.3. DATERING AV POLLENDIAGRAMMENE

(se fig 7.4 og 7.5)

7.3.1. Et forsøk på å tidfeste deglasiasjonen av Nord-Karmøy og bestemme alderen på lokalpollenssonene K-1 / G-1.

T-6717 A fra Gunnarshaugvatn er tatt umiddelbart over området som domineres av sekundært pollen. Dette tolkes til å tilsvare begynnelsen på K-2 / G-2. Dateringen viser at K-1 / G-1 er eldre enn ca. 12400 år BP. Som en minimumsalder på deglasiasjonen av området, virker dateringen noe for ung sammenlignet med bunndateringer fra nærliggende undersøkelser. Jeg nevner først endel slike dateringer, før jeg diskuterer vår datering nærmere.

Fra Tinghaugmyra ved Yrkje (ca. 21 km Ø for Torvastad) foreligger en datering på ca. 12700 år BP (T-5140 A i Braaten & Hermansen 1985). Denne er tatt i et tilsvarende nivå som vår datering, før Salix og Rumex/Oxyria fikk større frekvenser. Pollengrenser som er basert på lokale taxa, kan imidlertid være asynkrone og representere suksesjonsfaser i vegetasjonen etter deglasiasjonen av et område og ikke regionale klimatiske endringer. Jeg antas likevel at en korrelasjon gir visse holdpunkter over kortere avstander.

Fra Sandvikvatn ved Kårstø (ca. 30 km SØ for Torvastad) foreligger en datering på ca. 13900 år BP (T-4077 A i Paus 1982 a). Dateringsprøven tolkes å være tatt noe under nivået som vår datering ble tatt i. Prøven er trolig forurenset av resedimentert materiale og en alder på ca. 13000 år BP er mer sannsynlig (Paus pers. komm.).

Fra Liastemmen på Sør-Karmøy (ca. 25 km S for Torvastad) finnes flere konvensjonelle- og akselleratordateringer på limniske moselag nede i en ellers steril blågrå leire. Dateringer av det nederste har gitt ca. 14000 år BP, mens materiale innsamlet fra 3 moselag lenger opp i laget har gitt ca. 13000 år BP (Paus unpubl.). Det ble bare innsendt makroplanterester for datering slik at resultatet skulle være lite påvirket av resedimentert materiale. Den førstnevnte dateringen kan være noe for gammel siden vannet plantene vokste i kan ha vært mer kalkholdig i denne første fasen (hardvannseffekten). Dateringene fra Sør-Karmøy er tatt i et lag som ut fra litologien og pollensammensetningen, tilsvarer lag A i denne undersøkelsen og befinner seg

derfor stratigrafisk under vår bunndatering.

Fra Store Stokkavann på Jæren finnes en bunndatering som ga en minimumsalder på isavsmeltingen på ca. 15500 år BP (Thomsen 1982). Denne er sannsynligvis betydelig for gammel siden dateringsprøven er tatt i en del av kjernen som tydelig viser resedimentasjon, men det eksisterer i tillegg flere dateringer eldre enn 13000 år BP fra denne undersøkelsen.

Bunndateringen fra Stangemyra vil gi en ny minimumsalder på isavsmeltingen på Nord-Karmøy. Hvis også denne gir ca. 12400 år BP, må en anta at området ble senere deglasiert enn Yrkje, Kårstø, Jæren og Sør-Karmøy.

Dette kan skyldes at N-Karmøy ligger lengre fra Boknfjorden. Siden fjorden er dyp og bred, kan det ha oppstått en kalvingsbukkt der i isavsmeltingsfasen (jfr. Anundsen 1977 a). Etterhvert som istykkelsen minket og isfronten trakk seg innenfor fjordterskelen, ble den flytende og breen begynte å kalve. Områdene rundt fjorden kunne på denne måten ha blitt deglasiert tidlig.

"Kalvingsbukktmodellen" kan forklare hvorfor S-Karmøy og Kårstø ble deglasiert før N-Karmøy, men det er vanskeligere å forklare hvorfor Yrkje ble tidligere isfritt. Når jeg vurderer pollenstratigrafien, mangler pollendiagrammene fra Braaten & Hermansen (1985) Artemisia-Poaceae lokalpollensonen. Trolig skyldes dette utelukkende at det ikke har blitt talt pollen lenger ned i kjernene på grunn av lav pollenkonsentrasjon. Anundsen (1978) har nemlig en slik sone fra samme område. Jeg vurderer det som usannsynlig at Yrkje ble tidligere isfritt enn N-Karmøy. Det virker mer sannsynlig med motsatt utvikling.

Jeg antar at T-6717 A er noe ung, og at dateringen fra Stangemyra vil gi en alder omkring 12700 år BP. Det er vanskelig å anslå hvor mye tidligere deglasiasjonen foregikk. Lag A-1 fra Stangemyra består av dårlig sortert grusig sand. Dette kan være sedimenter som er spylt ut i bassenget av smeltevann fra en bre som er i ferd med å forsvinne fra området. Lag A-2 som det første spekteret ble hentet fra, består av silt. Dette kan være sedimenter erodert fra dreneringsområdet, i en periode mens vegetasjonen ennå var svært sparsom. Hvis klimaet var ugunstig kan perioden likevel omfatte et lengre tidsrom. Det andre spekteret i sonen ligger i overgangen til lag B. Her blir sedimentene raskt mer organiske. Dette kan markere tidspunktet for en bedring av klimaet.

Anundsen (1985: 220) antar at Karmøy ble isfritt før 14000 år BP ut fra ^{14}C -dateringene fra Jæren (Thomsen 1982), Kårstø (Paus 1982 a) og Yrkje (Anundsen 1978, Anundsen & Fjeldskar 1983, Braaten & Hermansen 1985). Etter min mening er de eldste dateringene (Jæren og Kårstø) fra disse undersøkelsene usikre siden sedimentprøvene er tatt fra soner med resedimentasjon av pollen. De nye dateringene til Paus fra S-Karmøy er sikrere siden disse er tatt utelukkende på makroplanterester. Disse indikerer at deglasiasjonen av S-Karmøy foregikk før 13-14000 år BP. Noe som er i samsvar med Anundsens antakelser.

Jeg antar at N-Karmøy bedre kan sammenlignes med Yrkje og ble deglasiert omkring 13000 år BP. K-1 / G-1 omfatter en kortere periode av Bølling kronosone trolig før ca. 12700-12500 år BP, men ihvertfall før ca. 12400 år BP. Den store forskjellen på deglasiasjonen av Nord- og Sør-Karmøy tillegges effekten av en kalvingsbukt i Boknfjorden

7.3.2. Alderen på K-2 / G-2 / N-1.

T-6717 er tatt i nedre del av G-2 som korreleres med K-2 og N-1. Dateringen anses som tidligere diskutert, å være for ung. Den mulige klimaforverringen (jfr. 5.5.2.4) som finnes i den øvre del av K-2, er mer markert i diagrammet fra Liastemmen på S-Karmøy (Paus upubl.). Der er hendelsen datert til ca. 12200-12400 år BP. En datering av tilsvarende klimaforverringsfase fra Kårstø (Paus 1982 a) ga en alder på ca. 12400 år BP. Ved korrelasjon til disse undersøkelsene omfatter K-2 / G-2 / N-1 tidsrommet fra ca. 12700-12500 og strekker seg trolig til ca. 12200 år BP.

Isolasjonsfase I i Nordbømyra.

Diatomeanalysen viser en overgang fra brakt til ferskt miljø omtrent ved nivå 992.5 cm (jfr. kpt. 6.6.2). Nivået ligger i lokalpollensone N-1 som korreleres med K-2 og G-2 (jfr. kpt 5.9.2). Salix har høye frekvenser allerede i spektrum 17, mens Betula har lave frekvenser gjennom fasen. Miljøskiftet antas ut fra dette å ha funnet sted ca. 12400-12300 år BP.

7.3.3. Alderen på K-3 / G-3 / N-2.

Pollensammensetningen indikerer at K-3, G-3 og N-2 omfatter en klimatisk gunstig periode. Dateringene fra Gunnarshaugvatn plasserer perioden mellom ca. 12400 og 10500 år BP. Sonene omfatter trolig siste del av Bølling, Eldre Dryas samt Allerød kronosone. Det ble ikke registrert noe tegn på klimaforverring i Eldre Dryas kronosone i dette tidsrommet.

Braaten & Hermansen (1985) antar at Empetrum-oppgangen fant sted ca. 12200 år BP. Med forbehold om synkronitet passer dette godt med den nedre grensen av K-3 og G-3. Oppgangen antas å være tilnærmet synkron i undersøkelsene rundt Boknfjorden (Thomsen 1982, Paus 1982 a, Anundsen 1977 b, 1978, Anundsen & Fjeldskaar 1983, Braathen & Hermansen 1985).

Ingresjonsfasen i Nordbømyra.

Diatomeanalysen viser en overgang fra ferskt til marint miljø omtrent ved nivå 925 cm (jfr. kpt. 6.6.2). Nivået ligger i lokalpollensone N-2 som korreleres med K-3 og G-3. Hvis en forutsetter at isolasjonsfasen i bassenget fant sted ca. 12300 år BP og at overgangen Allerød / Yngre Dryas kronosone befinner seg ved nivå 915 cm, blir sed.hast. ca. 0.6 mm/år (se fig. 7.3). Ingresjonsfasen foregikk ut fra dette ca. 11200 år BP. Om en antar 12400 år BP for isolasjonen blir sed.hast. 0.56 mm/år, og ingresjonen fant også i dette tilfelle sted ca. 11200 år BP. Disse beregningene er meget usikre både fordi dateringene er usikre, avstanden mellom beregningspunktene er for stor og at mellomrommet omfatter både en lakustrin og en marin fase. Da er det lite trolig at sedimentasjonshastigheten forblir uendret.

Vi har mottatt en datering fra Nordbømyra (30/9-87). Denne fastsetter alderen på ingresjonen til ca. 10800 år BP. Dette antar jeg er for ungt ut fra pollensammensetningen med høye Betula-frekvenser. Hvis klimaforverringen fant sted ca. 11000 år BP, er dateringen for ung. Jeg holder derfor fast ved 11200 år BP på ingresjonen og antar at sedimentprøven som ble datert, må ha vært forurenset av yngre materiale.

7.3.4. Alderen på K-4 / G-4 / N-3.

Ingresjonsfasen i Gunnarshaugvatn.

Ingresjonsfasen i Gunnarshaugvatn er datert til ca. 10500 år BP. Dateringene er tatt 12.5 cm inn i G-4. Pollensammensetningen viser at en klimaforverring har funnet sted. Denne registreres i undersøkelser over hele Skandinavia (Iversen 1954, 1973, Berglund 1966 I, m.fl.) og representerer overgangen til Yngre Dryas kronosone.

Dateringene fra Gunnarshaugvatn brukes til å beregne sed.hast. i bassenget (se fig. 7.1). Denne beregnes til ca. 0.19 mm/år mellom de to nederste dateringene. Overgangen til G-4 faller ut fra dette på ca. 11150 år BP. Dette er forholdsvis nær overgangen Allerød / Y.D kronosone. Hvis en antar en høyere alder på bunndateringene blir tilpasningen noe dårligere, mens den blir bedre hvis en antar en høyere alder på ingresjonen.

Sedimentasjonshastigheten mellom T-6718 A og T-6719 A beregnes til ca. 2 mm/år. Dateringene er tatt på ferskt materiale på begge sider av den marine fasen. Det er naturlig at sed. hast. økte som følge av tidevannspåvirkning, men 2 mm/år kan virke noe høyt. Med denne sed.hast. viser det absolutte diagrammet (pl. 4 b) unaturlig høy polleninfluks gjennom Yngre Dryas (jfr. kpt. 5.7.7). Hvis en antar at ingresjonsdateringen er for ung og/eller at isolasjonsdateringen er for gammel, så minker sedimentasjonshastigheten og dermed influksen.

Vi har mottatt en ny ^{14}C -datering (30/9-87) som gir ca. 10200 år BP for overgangen til gytjen (lag D-1) i Stangemyra. Hvis overgangen er synkron mellom Gunnarshaugvatn og Stangemyra og denne nye dateringen er korrekt indikerer det at T-6719 som ga ca. 10300 er vel 100 år for gammel. Hvis overgangen til gytje skjedde senere i dette bassenget på grunn av de marine forholdene, kan dateringen være mer for gammel.

Sedimentskiftet er trolig klimatisk betinget, men stor tilgang av minerogent materiale kan forsinke overgangen til gytje. Pollensammensetningen indikerer at skiftet er tilnærmet synkront mellom de to høyestliggende bassengene. I Nordbømyra skjer imidlertid skiftet senere. Her forandres sedimentet først til gytje når Betula har store frekvenser. Isolasjonen skjer ennå noe senere. Årsaken antar jeg skyldes stor tilførsel av minerogent materiale som forsinket sedimentskiftet.

7.3.5. Aldersberegning av de yngste lokalpollenssonene.

Aldersberegning av de yngste sonene må baseres på sedimentasjons-hastigheter. Disse baseres på de to øverste dateringene fra Gunnarshaugvatn, T-6719 A og T-6720 A, på ca. 10300 år BP for isolasjonen av bassenget og ca. 9000 år BP for Corylus- oppgangen. Korrelasjonen til de andre bassengene blir svært usikker siden pollendiagrammene der ikke nådde opp til oppgangen.

Isolasjonsdateringen er tatt ca. 5 cm inn i G-5 og lag D-1. Overgangen til sonen kan derfor være noe eldre om dateringene er korrekt. Sonen karakteriseres av Empetrum- oppgangen. Dateringene av tilsvarende nivå i andre undersøkelser på Vestlandet viser generelt noe yngre aldre (Anundsen 1977 b, Paus 1982 a, Kaland 1984, Krzwinski & Stabell 1984 m.fl), men det er store variasjoner selv mellom ulike basseng innen et og samme område. På S-Karmøy er tilsvarende nivå blitt datert til ca. 10400 år BP (Paus unpubl.). Ut fra diskusjonen i 7.3.4 ut fra den nye dateringene antar jeg dateringene av isolasjonen er noe for gammel og istedet fant sted ca. 10200-10100 år BP.

Corylus-oppgangen er datert i en rekke undersøkelser på Vestlandet. På Eigerøya finnes en datering på ca. 9950 år BP (Simonsen cit. Thomsen 1982), ca. 9500 år BP på Kårstø (Paus 1982 a), ca. 9400 år BP på Bømlo (Kaland 1984), ca. 9300 år BP på Blomvåg (Mangerud 1970) og ca. 8800 år BP på Fønnes (Kaland 1984). Dateringene blir gradvis yngre nordover (Braaten & Hermansen 1985: 167). Corylus-oppgangen på N-Karmøy kunne ventes å ha forekommet ca. 9500 år BP eller tidligere etter dette mønsteret og ikke så sent som ca. 9000 år BP. Hvis spredningen ble utført av mennesker, virker det imidlertid naturlig med et mer tilfeldig mønster avhengig av bosetting.

7.3.5.1. Gunnarshaugvatn (se fig 7.1).

Når dateringene brukes, blir sedimentasjonshastigheten mellom disse ca. 0.06 mm/år. Dette virker svært lavt i et basseng som må antas å ha gode næringsforhold etter isolasjonen. Særlig siden klimaet er betydelig forbedret. Hvis en antar en alder på ca. 9500 år BP på hasseloppgangen blir sed.hast. ca. 0.1 mm/år.

G-5 omfatter 6.75 cm med en beregnet sed.hast. på ca. 2 mm/år (jfr.

kpt. 7.3.4) og 2 cm avsatt med en hast. på ca. 0.06 mm/år. Sonen omfatter da ca. tidsrommet 10300-10000 år BP. Sone G-6 omfatter ved ekstrapolering tiden videre opp til ca. 8350 år BP. Det virker urealistisk at pollensammensetningen i spektrum 1 skal være avsatt sent i Boreal kronosone. På denne tiden ble det registrert betydelige frekvenser av Alnus og de varmekjære treslagene Quercus og Ulmus på Kårstø (Paus 1982 a), mens slikt pollen ikke registreres på N-Karmøy. Hvis en antar en senere Corylus-oppgang (9500 år BP), omfatter G-5 ca. tidsrommet 10300-10100 år BP, og G-6 tiden videre opp til ca. 9100 år BP. Dette synes jeg virker mer realistisk.

Overgangen til G-6 markeres av en fortsatt oppgang av Betula. Bjørkeoppgangen er datert til ca. 10100 i Yrkje (Braaten & Hermansen 1985) i likhet med Blomøy (Mangerud 1970), Ålesunds-området (Lie & Lømo 1981), Kårstø (Paus 1982 a) og Sotra (Krzywinski & Stabell 1984). Gunnarshaugvatn ble isolert i tidsrommet 10400-10300 år BP etter ¹⁴C-dateringen. Når en sammenligner pollensammensetningen i isolasjonsfasen med de nevnte undersøkelsene på Vestlandet kan dette virke noe tidlig. Jeg antar 10200-10100 år BP som mer sannsynlig.

7.3.5.2. Stangemyra (se fig. 7.2).

Avstanden til Corylus-oppgangen i sedimentkjernene fra Stangemyra og Nordbømyra antas å være liten siden kurveforløpet av Betula, Filipendula og Polypodiaceae er svært likt diagrammet fra Gunnarshaugvatn. Utslagene som sammenligningen bygger på, trenger imidlertid ikke ha vært synkrone mellom bassengene.

Korrelasjon gjort på grunnlag av urter er usikker. Filipendula-kurven brukes i korrelasjonen mellom bassengene fordi de ligger svært nær hverandre (< 2 km), og det er liten høydeforskjell mellom dem. F. ulmaria er en storvokst urt med en stor pollenproduksjon (jfr. Svendsen 1985: 75) og pollenspredningen i det flate landskapet var trolig stor nok til at en oppblomstring i ett basseng ville blitt merkbar i de andre. Det er imidlertid mulig at gode næringsforhold etter isolasjonen av først Gunnarshaugvatn og så Nordbømyra, ga lokale topper av pollentypen i disse bassengene.

Dateringer utarbeidet på grunnlag av sed.hast. forutsetter at denne har vært konstant mellom beregningspunktene. Selv om ikke dette er tilfelle gir metoden likevel en grov indikasjon på det som dateres. For enkelthets skyld antas det at Corylus-oppgangen skjedde ved nivå

377.5 cm i kjernen fra Stangemyra. Dette gir 100 cm sediment avsatt mellom ca. 10300 og 9000 år BP. Sedimentasjonshastigheten blir ca. 0.71 mm/år. K-5 omfatter ut fra dette ca. tidsrommet 10300-9900 år BP, K-6 omfatter tiden videre til ca. 9400 år BP og K-7 når opp til ca. 9200 år BP.

Når jeg antar 9500 år BP som en mer sannsynlig alder på oppgangen, blir sed.hast. ca. 1.25 mm/år. Da omfatter K-5 ca. 10400-10100 år BP, K-6 omfatter tiden videre til ca. 9800 år BP og K-7 når opp til ca. 9700 år BP.

7.3.5.3. Isolasjonsfase II i Nordbømyra (se fig. 7.3).

Diatomeanalysen viser at bassenget igjen blir ferskt i området 730-725 cm (jfr. kpt. 6.5.2). Området ligger i lokalpollensone N-4 som korreleres med K-6 og den øvre delen av G-5 (jfr. kpt. 5.9). Strandforskyvnings- kriterier tilsier at Nordbømyra ble isolert etter Gunnarshaugvatn. I strandforskyvningsundersøkelser på Vestlandet skjer regresjonen etter transgresjonen i Yngre Dryas hurtig (jfr. Anundsen 1985). Det virker naturlig at kurven fra N-Karmøy følger samme mønsteret. Landhevingen skjedde raskt, men siden terskelpunktene på de to bassengene har en høydeforskjell på over 5 m, kan tidsforskjellen på isolasjonen likevel være betydelig.

Det kan se ut som om pollendiagrammet omtrent når opp til Corylus-oppgangen som er datert til ca. 9000 år BP. Sed.hast. fra overgangen Allerød / Yngre Dryas kronosone og opp til nivå 710 cm er ca. 1 mm/år. Dette omfatter imidlertid både en marin og en lakustrin fase og en jevn sed.hast. er lite trolig. Midtpunktet av isolasjonsfasen ved 727.5 cm dateres imidlertid ved å bruke jevn sed.hast. til ca. 9200 år BP. Hvis hasseloppgangen antas å ha skjedd ca. 9500 år BP blir sed.hast. omtrent 1.4 mm/år. Isolasjonen skjedde ut fra dette ca. 9600 år BP. Ut fra en rask regresjonen, virker dette mest sannsynlig, men selv i dette tilfelle skjer regresjonen langsommere enn i andre områder på Vestlandet. Tilpasningen blir bedre hvis en forutsetter at oppgangen av Corylus skjedde enda tidligere enn 9500 år BP.

Årsaken til at T-6720 A antakelig er feil, er forurensing av yngre materiale. Dette kan skyldes nedtrengte røtter. Siden det ble datert på den lutløselige fraksjonen må disse iallefall delvis ha vært oppløst til humussyrer for at de skulle representere noen forurensingskilde.

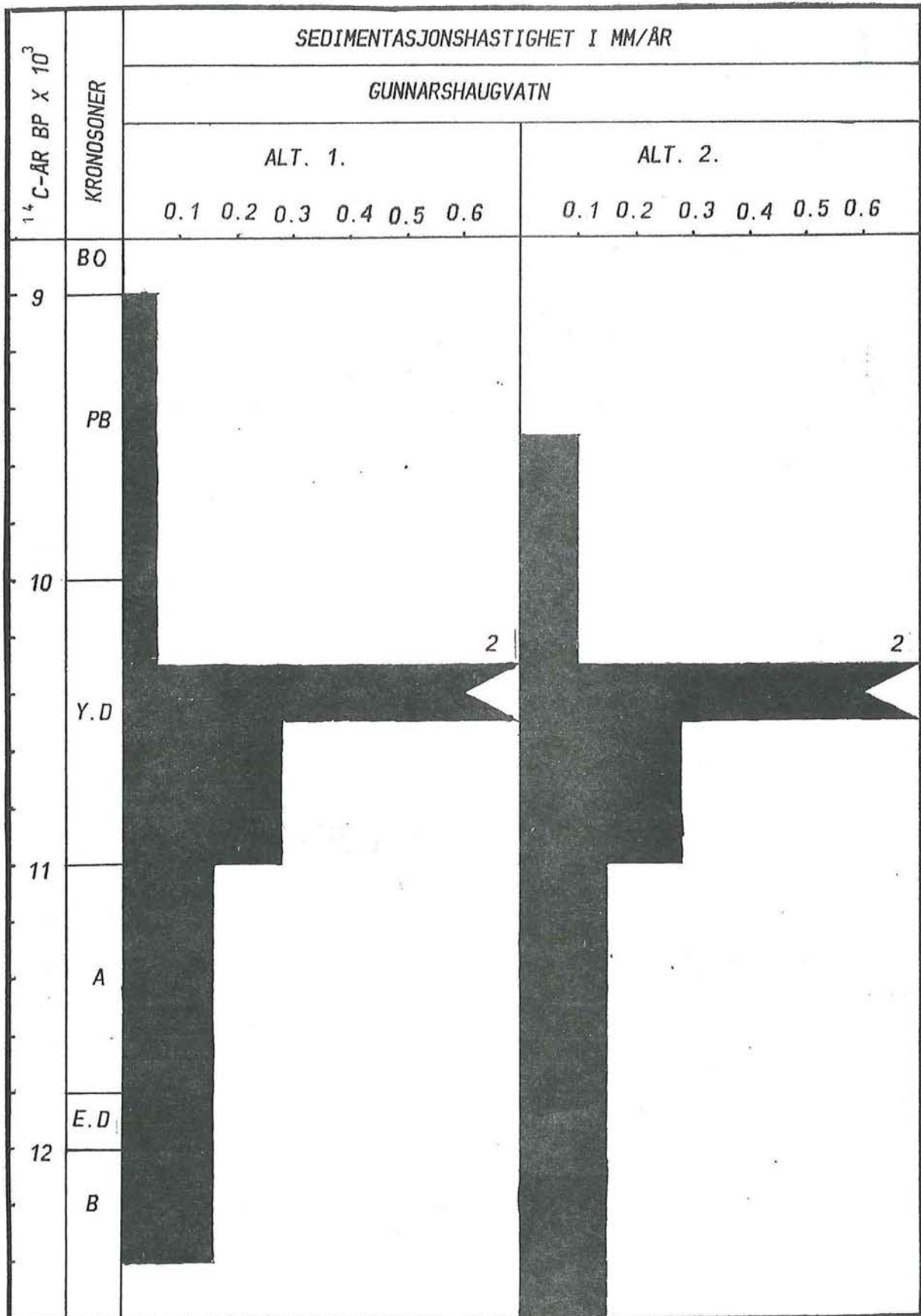


Fig. 7.1 Sedimentasjonshastigheter for Gunnarshaugvatn. Alternativ 1 baseres på ^{14}C -dateringene samt sediment-skiftet som representerer overgangen AII/Y.D. Under alternativ 2 justeres den eldste og yngste datering (jfr. kpt. 7.3).

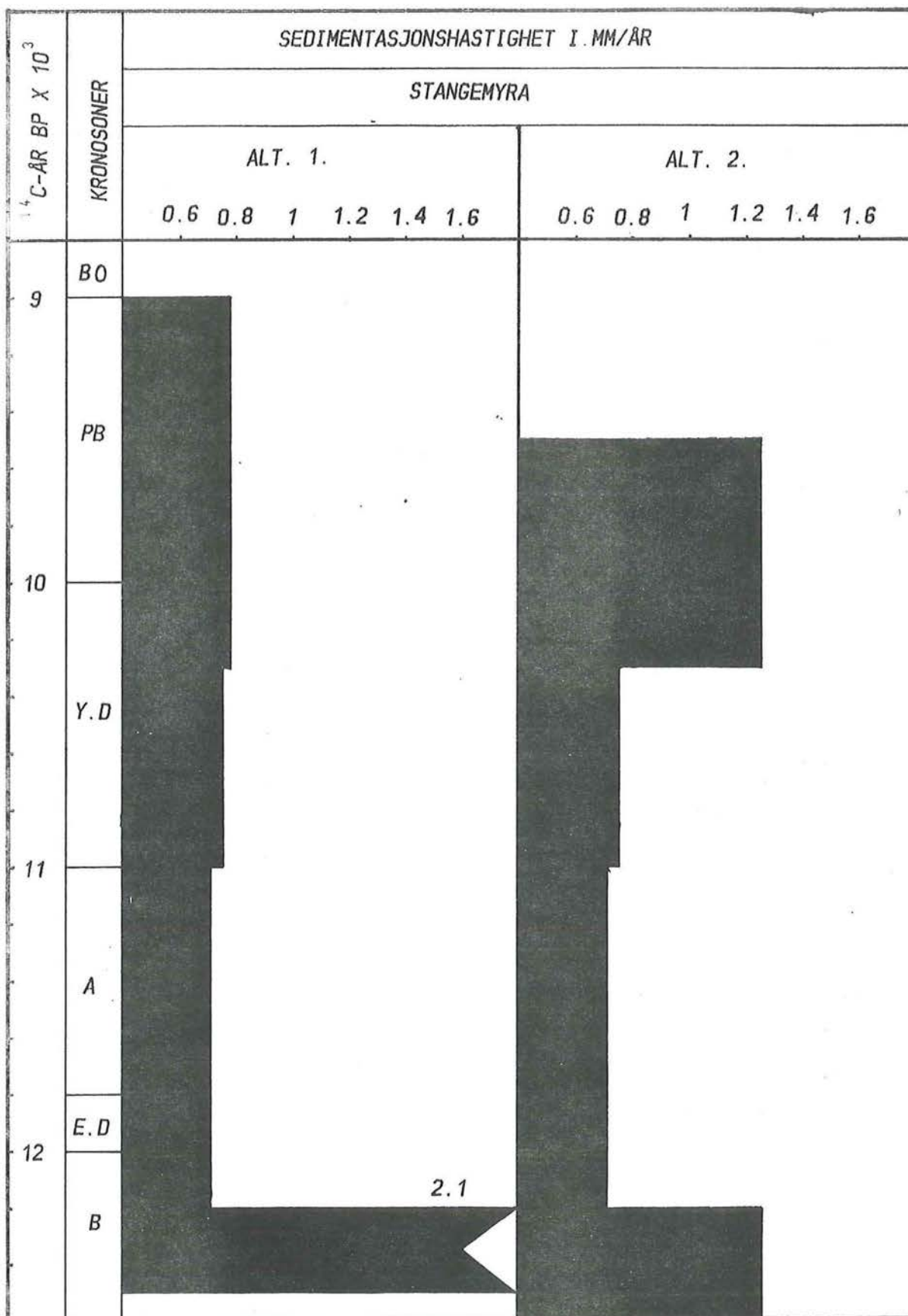


FIG. 7.2.

Beregnete sed.hast. fra Stangemyra. Alt. 1 baseres på at overgangen til lag B-1 representerer ca. 12500 år BP og at kjernen når Corylus-oppgangen ved ca. 377.5 cm. Oppgangen regnes til ca. 9000 år BP. Alt. 2 forutsetter overgangen til B-1 ved ca. 12700 år BP og Corylus-oppgang ved ca. 9500 år BP (jfr. kpt. 7.3).

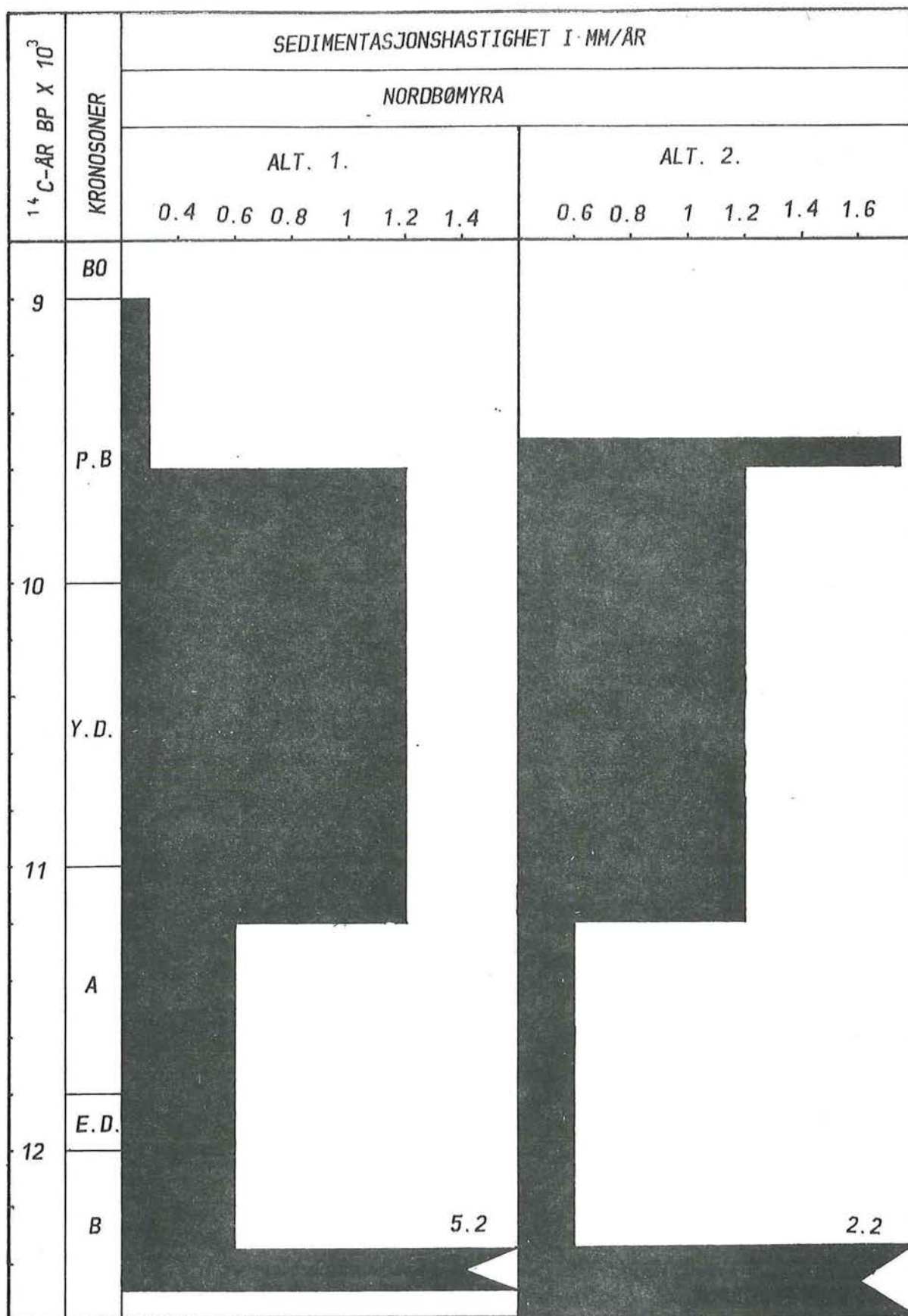


FIG. 7.3.

Beregnete sed.hast. fra Nordbømyra. Alt. 1 forutsetter overgangen til lag B-1 ved ca. 12500, første isolasjonsfase ca. 12350, ingresjonsfase ca. 11200, andre isolasjonsfase ca. 9600 og Corylus-oppgang ca. 9000 år BP. Alt. 2 setter overgangen til B-1 ved ca. 12700 og Corylus-oppgangen ved ca. 9500 år BP (jfr. kpt. 7.3).

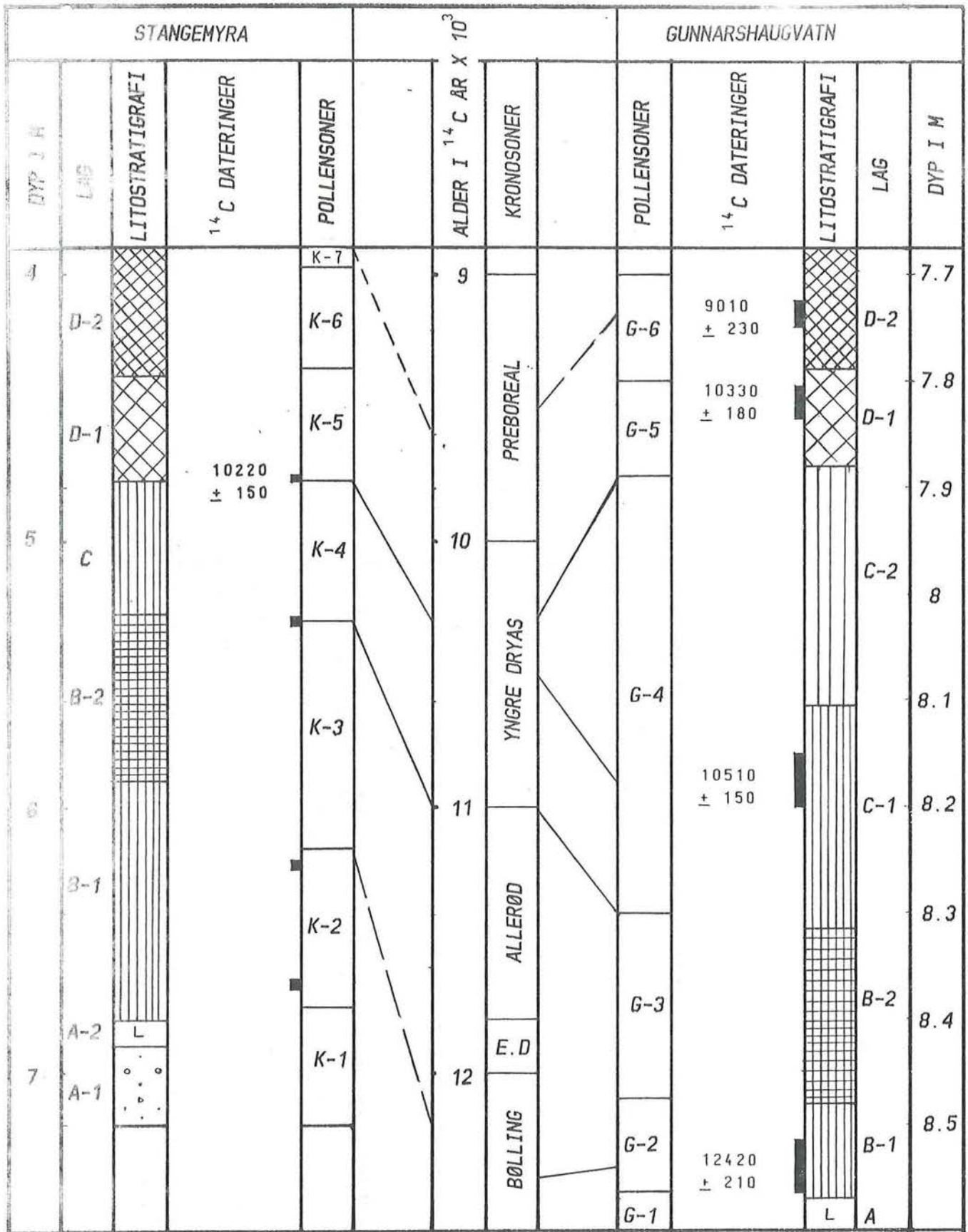


FIG. 7.4. KORRELASJON AV LOKALE POLLENSONER TIL KRONOSONER.
TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

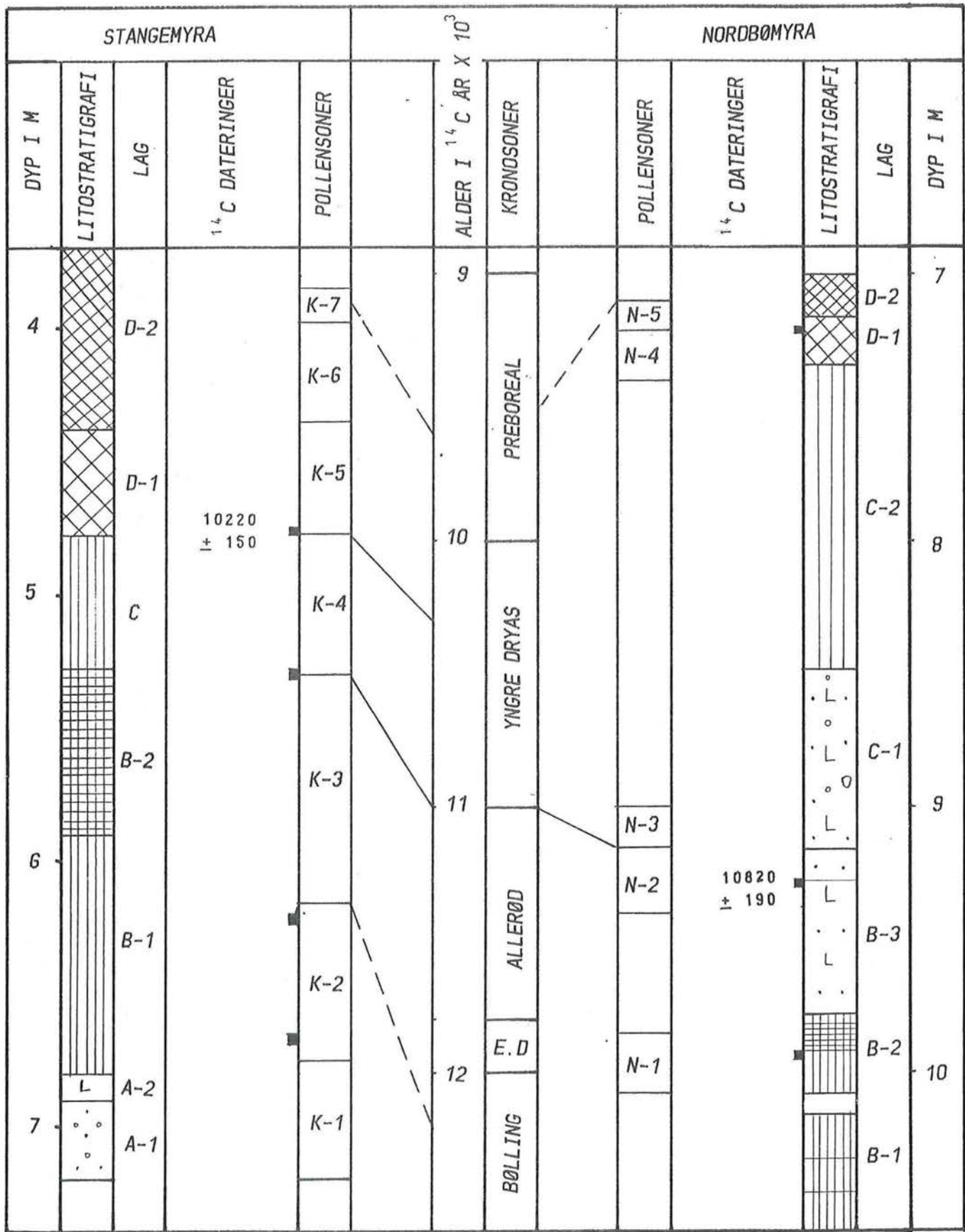


FIG. 7.5. KORRELASJON AV LOKALE POLLENSONER TIL KRONOSONER.
TEGNFORKLARING FIG. 4.1.

KAPITTEL 8 STRANDFORSKYVNING

8.1 BESKRIVELSE AV STRANDFORSKYVNINGSKURVE FRA NORD-KARMØY

Bassengene ligger konsentrert innenfor 2.8 km². Terskelpunktene er korrigert for skjev landhevning (tabell 8.1). Korreksjonen er utført i forhold til en tenkt isobase gjennom Gunnarshaugvatn ("0-linjen"). Isobasene er beregnet til på N 20⁰ W (Rønnevik 1971, Anundsen 1985) (fig. 8.1). Til korreksjonen benytter vi oss av den beregnete strandlinje-gradienten mellom N-Karmøy og Yrkje (jfr. kap. 8.3), på ca. 0.9 m/km. Justering for skjev landhevning i bassengene gir små utslag på strandforskyvningskurven.

Tabell 8.1

Bassenger	Ukorrigert terskelpunkt	Avstand til "0-linje"	Korrigert terskelpunkt
Stangemyra	23.55 m o.h.	1.0 km	24.45 m o.h.
Gunnarshaugvatn	21.19 m o.h.	0	21.19 m o.h.
Munkaskarmyra	17.81 m o.h.	1.2 km	18.89 m o.h.
Nordbømyra	14.98 m o.h.	0	14.98 m o.h.

Tabellen viser ukorrigert og korrigert terskelhøyde i de undersøkte bassengene.

Diatomeanalysen indikerer (jfr. kap. 6.6.5) at formasjon A i Munkeskarmyra (jfr. kap. 4) ble avsatt i et lakustrint miljø, mens Nordbømyra har hatt marint miljø i samme tidsrom. Havnivået må derfor ha vært over 15 m o.h., men under 19 m o.h. Korreksjonen for ulik landhevning medfører derfor større usikkerhet om havnivået ved deglasiasjonen.

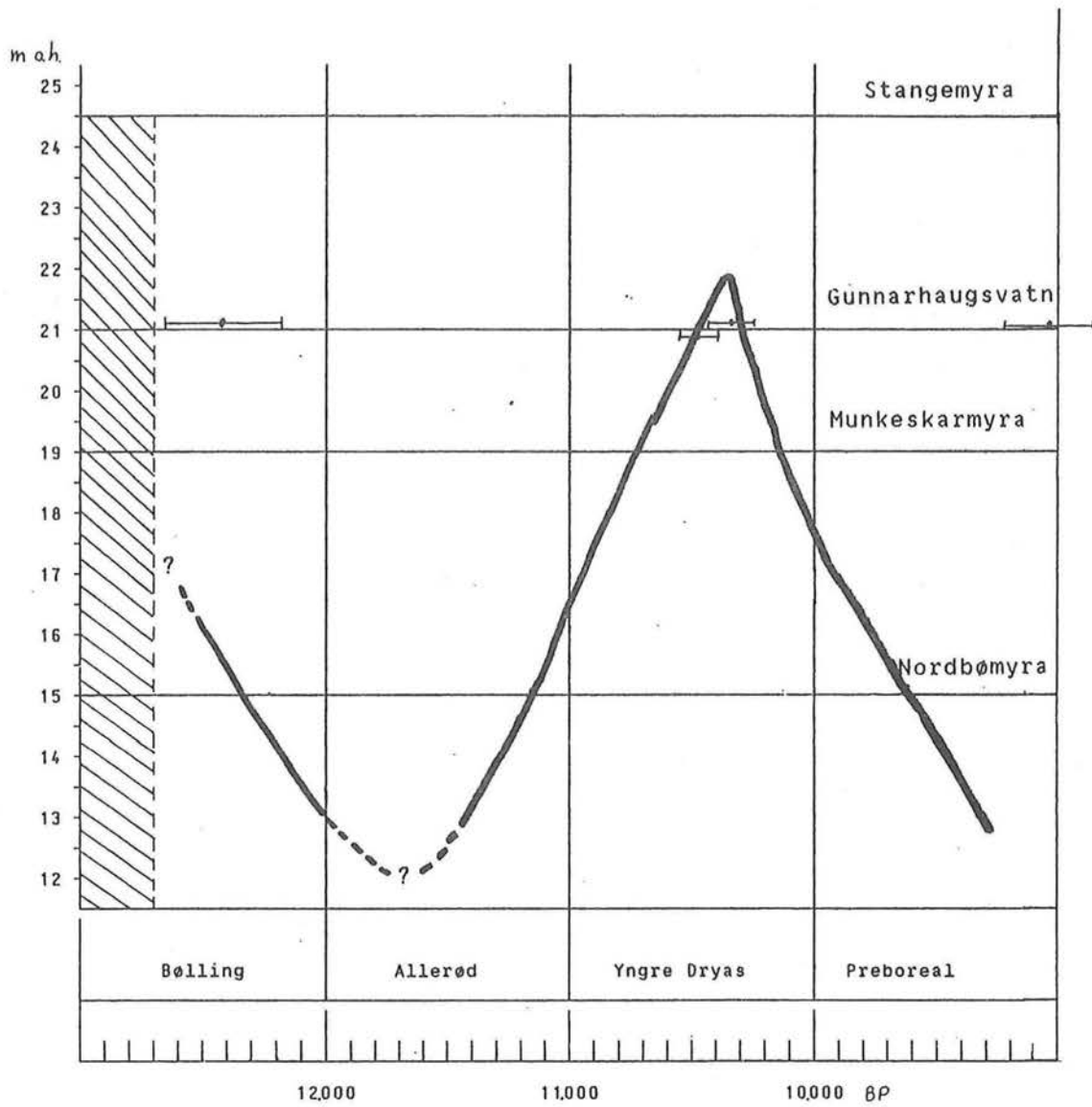


Fig. 8.1 viser strandforskyvningskurve over N-Karmøy.

Nordbømyra har hatt marine forhold fra deglasiasjonen av området (13-12.500 BP) og frem til ca. 12.400-12.300 BP) (jfr. kap. 7.3.2). Det er vanskelig å bestemme regresjonsbunnen nøyaktig. Vi antar at den ferske sonen i Nordbømyra kan indikere lakustrine avsetninger ned til omtrent 12 m o.h. De fleste strandlinjeundersøkelser som er presentert på S-Vestlandet (jfr. kap. 8.2) viser en vertikal amplitude på Yngre Dryas transgresjonen på 10-12 meter. Hvis vi tar utgangspunkt i et havnivå noe over Gunnarshaugvatn i Yngre Dryas (jfr. kap. 6.8), vil regresjonsbunnen nå noe under 12 m o.h. Hvis det finnes passende bassenger ved dette nivået på N-Karmøy kan fremtidige undersøkelser verifisere dette. Havet transgrederte Nordbømyras terskel rundt 11.200 BP (jfr. kap. 7.3.3) og Gunnarshaugvatn ca. 700 år seinere (jfr. kap. 7.3.4).

Gunnarshaugvatn forblir ifølge ^{14}C -dateringer marint omkring 200 år. Havet har antakelig ikke stått særlig over terskelen på Gunnarshaugvatn siden sedimentene i Stangemyra ikke viser tegn til marin innflytelse. Marint Grense må finnes mellom 21.2 m o.h og 24.5 m o.h. Det er små tidevannsforskjeller i området. Norsk Sjøkartverk har målt en maksimal amplitude på 160 cm. (jfr. kap. 2.1). Det øverste bassenget ligger eksponert til for vind og bølger fra vest, men det er ikke observert marine diatomeer i bassenget (jfr. kap. 6.6.5). Derfor mener vi at havnivået må ha ligget 2-3 meter under bassengterskelen i Stangemyra. Marin grense blir etter dette anslått til ca. 22 m o.h. (fig. 8.1).

Strandforyskyvningskurven fra N-Karmøy samsvarer godt med kurver konstruert forøvrig på Vestlandet. Den viser at transgresjonen i Yngre Dryas representerer Marin Grense. Kurven fra Yrkje (Anundsen 1977b, Braaten & Hermansen 1985) viser to transgresjonstopper i motsetning til N-Karmøy, Jæren (Thomsen 1982), Bømlo (Kaland 1984) og Sotra (Stabell & Krzywinski 1984). Yrkje lå nær Yngre Dryas isfronten (Anundsen 1972). Mindre isfremstøt kan forårsake geoidedeformasjon i området nær isfronten (Mørner 1976, Fjeldskaar 1978:55). Dette kan forklare en mindre transgresjon i Bølling kronosone i Yrkje som ikke registreres lenger vest.

Den ferske fasen i Tinghaugmyra i Yrkje kan også skyldes sterk isavsmeltning i Bølling. Dette kan medføre at saliniteten senkes i bassenget, og det kan få en diatomesammensetning som tolkes som lakustrine. Det er imidlertid ikke funnet en liknende fersk fase i de lavereliggende bassengene, 25 m o.h. og 30 m.o.h. Liten sedimentasjon og for stor avstand mellom prøvespektrene kan være årsaken til dette.

8.2 STRANDLINJEFORSKYVNING PÅ SØR-VESTLANDET.

På Sør-Vestlandet er det påvist en seinglasial transgresjon på Sotra, Bømlo, Jæren, Yrkje og Nord-Karmøy. Transgresjonen som steg 10-13 meter (tab. 8.2) startet i slutten av Allerød, og hadde sitt toppunkt i midten av Yngre Dryas. Ut fra pollenanalyse og ^{14}C -dateringer er det vanskelig å avgjøre om det er noen aldersforskjell der den er registrert på Sør-Vestlandet (Anundsen 1985). Anundsen (1985) har derfor foreslått å kalle den "Yngre Dryas Transgresjonen".

Transgresjonen antas å være forårsaket av et regionalt isfremstøt. Det er ikke dokumentert en tilsvarende transgresjon på N-Vestlandet og S-Østlandet på grunn av raskere landhevning. Det er antatt at det stabile havnivået på N-Vestlandet i samme periode er derivert fra en lavere hevningshastighet forårsaket av et mindre brefremstøt (Mangerud (1980.) Larsen et.al.(1984) mener det stabile havnivået på Nord-Vestlandet skyldes lokalglasiasjon. Transgresjonstoppen på S-Vestlandet forekommer i Yngre Dryas i underkant av 10.500 BP, og etterfølges av en rask regresjon. Regresjonen settes i sammenheng med klimaforbedringer i slutten av Yngre Dryas, og antas å være tilnærmet synkron langs hele kysten (fig. 8.2).

Oversikt over Yngre Dryas transgresjonen på S-Vestlandet

Tabell 8.2

Lokalitet	Regr. min.	Transgr. max.	Høyde forskj.
Yrkje	29 m o.h	42 m o.h.	13 m
Sotra	24 m o.h.	36 m o.h.*	12 m
Bømlo	ikke kjent	30 m o.h.*	
N-Jæren	12 m.o.h.	22 m.o.h.*	10 m
N-Karmøy	ca. 12 m o.h	22 m o.h.	10 m

* Justerte nivåer, jfr. diskusjon i kapittel 8.

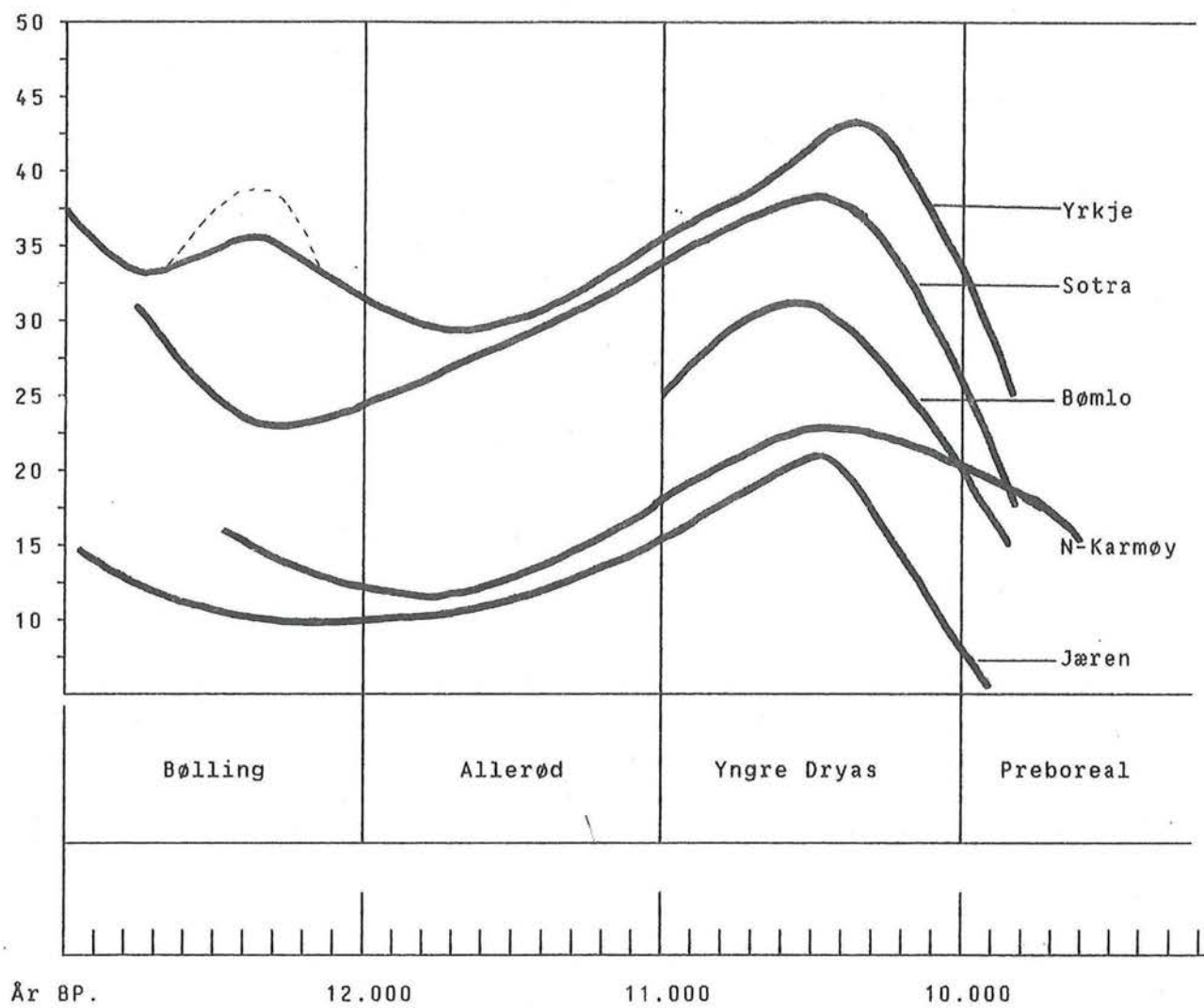


Fig. 8.2 Strandforskyvningskurver fra Sør-Vestlandet. Figuren viser korrigerede kurver (se tekst).

8.2.1 Strandforskyvningskurven fra Yrkje.

En rekke bassenger ved Yrkje ca. 21 km øst for Karmsundet, er lito- og biostratigrafisk undersøkt av Anundsen (1977b, 1978, 1985), Anundsen & Fjeldskaar (1983) og Braaten & Hermansen (1985). Anundsen (1977b) fant bevis på en marin transgresjon som nådde sitt høyeste nivå i slutten av Yngre Dryas til overgangen av Preboreal kronosone. Strandforskyvningskurven Anundsen presenterte i 1977 er blitt justert etterhvert som ny informasjon er blitt tilgjengelig. Transgresjonen er da blitt flyttet til midten av Yngre Dryas kronosone. Jeg har hovedsakelig benyttet publikasjonene til Anundsen (1985) og Braaten & Hermansen (1985).

Det er utført glødetap og diatomeanalyse i ni bassenger og foretatt pollenanalyse i tre av dem. Anundsen (1985) har fått utført 27 ^{14}C -dateringer i bassengene. Selve strandforskyvningskurven er konstruert på grunnlag av 6 bassenger som ligger så nær hverandre at korreksjon for skjev landhevning ansees som unødvendig (fig. 8.3).

Anundsen (1985) setter alderen på bunnsedimentene til ca. 13.000 BP, noe han regner som en minimumsalder på deglasiasjonen. Under nedsmeltingen har havnivået sunket fra 38 m o.h. ved 13.000 BP til i underkant av 30 m o.h. ca. 11.500 BP. I løpet av denne regresjonen viser diatome-undersøkelsen (Braaten & Hermansen 1985) en kort transgresjon over 33 m o.h. fra ca. 12.600 til 12.300 BP (fig. 8.3). Anundsen (1985) antyder at den kortvarige transgresjonen har nådd opptil 38 m o.h. Transgresjonen kan skyldes et mindre brefremstøt (Anundsen & Fjeldskaar 1983). Imidlertid stiller Anundsen seg i 1985 tvilende til riktigheten av et slikt framstøt. Pollenanalysen i vår undersøkelse kan indikere en klimaforverring i Bølling kronosone engang i tidsrommet 12.500-12.200 BP (jfr. kap. 5.5.2.4). Tolkningen er imidlertid usikker. Den påfølgende regresjonen til under 30 m o.h. representerer regresjonsminimum i Yrkje (Anundsen 1985).

Braaten & Hermansen (op.cit.) mener transgresjonen har hatt en amplitude på 12 meter mellom 11.200 til 10.400 år BP. Med utgangspunkt i diatome-analyse i bassenger fra 30 m o.h. (Anundsen 1985) til 42 m o.h. (Braaten & Hermansen 1985) er det funnet marine avsetninger som indikerer Yngre Dryas transgresjonen. Transgresjonen er beregnet å ha nådd maksimalt nivå mellom 10.300 BP og 10.400 BP. Den påfølgende regresjonen skjedde meget raskt og et basseng 25 m o.h., isoleres allerede ca. 9.800 BP (Anundsen 1978, Fjeldskaar & Anundsen 1983). Dette gir en regresjonshastighet på 3.1 mm/år. Tilsvarende for vår undersøkelse er omtrent 0.9 mm/år om en justerer Corylus-dateringen

YRKJE

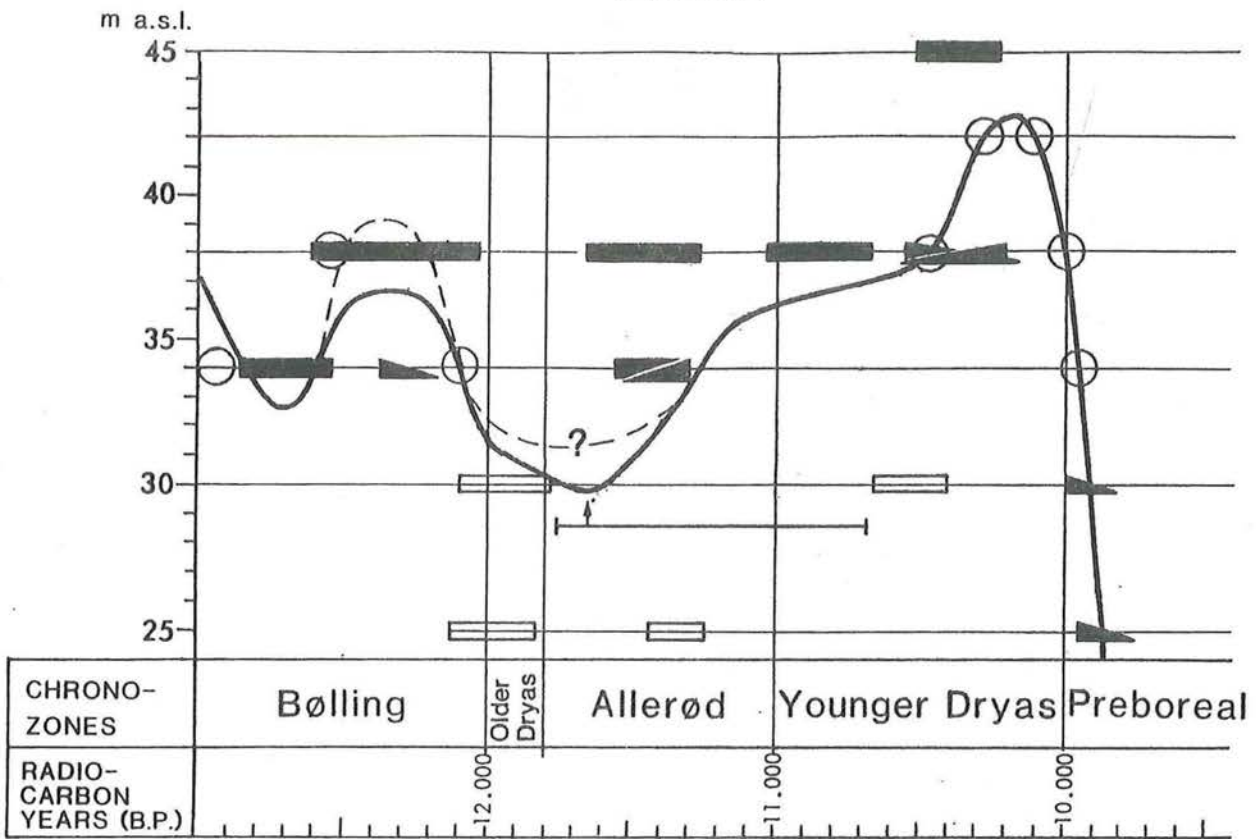


Fig. 8.3 Strandforyskyvningskurve fra Yrkje (Anundsen 1935).
 C-dateringer er bestemt på ingresjon
 isolasjon, marin fase lakustrin fase.
 Korrelasjon ved hjelp av pollen er vist med sirkel. (Etter Anundsen 1985)

JÆREN

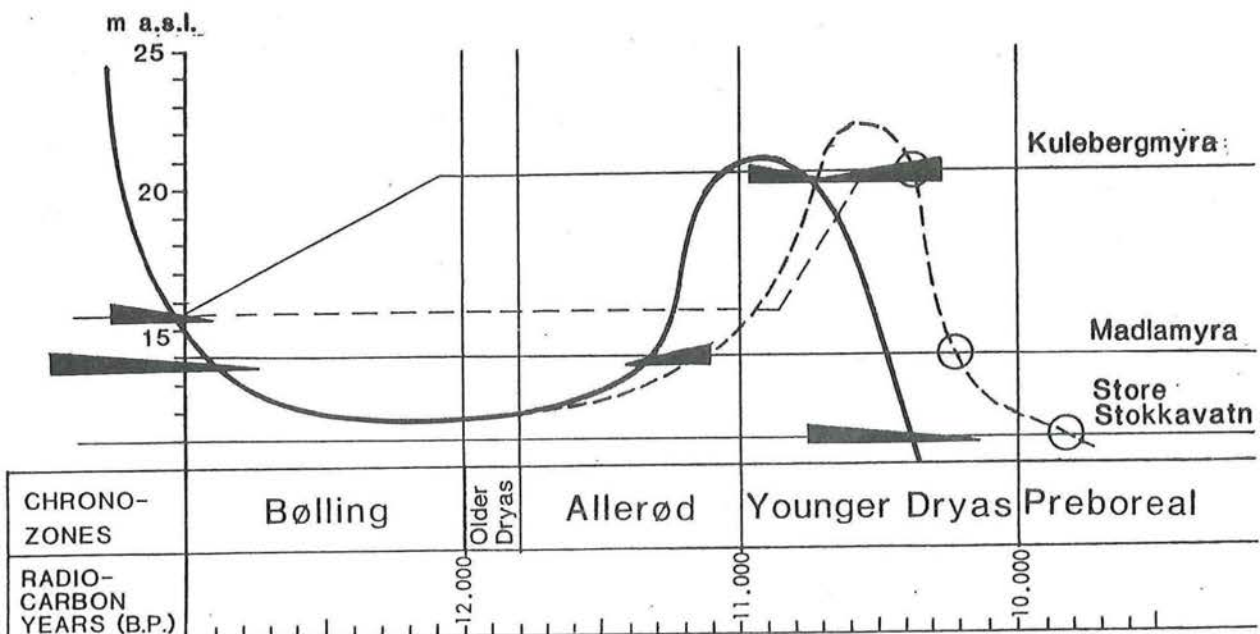


Fig. 8.4 Strandforyskyvningskurve fra Jæren (Thomsen 1982?).
 Stiplet kurve er justert av Anundsen (1985). Stiplet linje
 viser antatt tidspunkt for dannelse av strandvøller.
 Tegnforklaring se fig. 8.3). (Etter Anundsen 1985).

til 9.500 år BP og bare 0.5 mm/år om en beholder dateringen (jfr.kap. 7.3.5.3). Tilpasningen blir bedre om Coylus-dateringen justeres ytterligere tilbake.

Anundsen (1977a) har funnet marine avsetninger i et basseng som ligger 49 m o.h. Han ser ikke bort fra at dette kan skyldes en vertikal bevegelse på 7-10 meter langs Yrkjefjord-forkastningen.

8.2.2 Strandforskyvningskurven fra Jæren.

Fægri (1940) konstruerte en strandforskyvningskurve fra Jæren. Han fant en transgresjon (Alvevatn-transgresjonen) som han på grunnlag av pollenanalyse korrelerte til "noe eldre enn Allerød". Radiokarbon-dateringer som Chanda (1965) og Thomsen (1982) har fått utført viser at transgresjonen er yngre (etter Anundsen 1985).

Thomsens (1982) strandforskyvningskurve er basert på fire bassenger som er analysert med hensyn på pollen og diatomeer. Kulebergmyra som ligger ca. 21 meter over dagens havnivå, er et nøkkelbasseng i denne undersøkelsen. Strandvollen som definerer terskelen i bassenget er postulert dannet i løpet av en transgresjon i Sein-Weichsel som Thomsen korrelerer med Alvevatn-transgresjonen. Før vollen ble bygget opp i slutten av Bølling mener hun terskelen var ca. 15.5 m o.h. Bak denne terskelen (15.5 m o.h.) ble de eldste sedimentene avsatt. Anundsen (1985) mener også den lakustrine fasen i Bølling-Allerød ble avsatt ved denne terskelen. De nederste daterte sedimentene i bassenget gir foruten en på ca 15.500 BP en alder på ca. 13.000 BP.

Under transgresjonen i slutten av Allerød (11.300) ble strandvollen bygget opp til dagens nivå (20.5 m o.h.). Havnivået stiger i denne perioden med 7-10 meter, for deretter å falle raskt gjennom Yngre Dryas. Pollendiagrammet indikerer at bassenget ingrederes i begynnelsen av Yngre Dryas.

Marin grense er bestemt til ca. 25 m o.h. ved hjelp av strandvoller som Fægri (1940:127-134) mener er eldre enn de som definerer dagens terskel på Kulebermyra. Høydeforskjellen mellom de to strandvollsystemene som ligger spredt over et stort område, er på ca. 5 meter. Differansen mellom dem kan imidlertid være betinget av skjev landhevning, slik at de opprinnelig er avsatt samtidig i Yngre Dryas i henhold til isobase-linjene (Svendsen 1985).

Anundsen (1985) mener med utgangspunkt i pollendiagrammer og jevn

sedimentasjonshastighet at ingresjonen i Kulebergmyra ved 10.820±150 BP er 3-400 år for gammel. Da vil transgresjonen ha vært på sitt høyeste i midten av Yngre Dryas. ¹⁴C-dateringer viser stratigrafiske uregelmessigheter i bassenget. Dette gjør resultatene mindre entydig, og åpner for retolknings.

Pollensammensetningen viser at ingresjonskontakten i Madlamyra (14.5 m o.h.) er avsatt i en fase med klimaforverring. Dette passer med Yngre Dryas kronosone, mens Thomsen (1982) plasserer transgresjonen i Allerød.

Anundsen (op. cit.) retolkning av pollen-diagrammene og de endringer dette medfører i strandforyskyvningskurven, virker bedre begrunnet enn Thomsens opprinnlige tolkning (fig. 8.4).

8.2.3 Strandforyskyvningskurven fra Sotra

På Sotra vest for Bergen har Krzywinski og Stabell (1984) konstruert en strandforyskyvningskurve for Sein-Weichsel basert på studier av 10 bassenger. I 8 av disse er det utført diatome-analyse og det er laget pollendiagrammer i 7 av dem (op. cit. 1984).

Strandforyskyvningskurven (fig. 8.5) viser en regresjon fra 31 m o.h. ved ca. 12.700 BP til 24 m o.h. omtrent 300 år seinere. Deretter følger en transgresjon opp til 39 m o.h. fra Bølling til midten av Yngre Dryas, etterfulgt av en rask regresjon i overgangen Yngre Dryas/Preboreal.

På grunn av avvik mellom ¹⁴C-dateringer og pollenkorrelasjon samt store forskjeller mellom løst og uløst fraksjon i den enkelte prøve, er de kronostratigrafiske inndelingene hovedsakelig basert på pollenstratigrafien. Anundsen (1985) mener dette er uriktig da pollenonene kan være asynkrone. En korrelasjon med ¹⁴C-daterte pollendiagram vil derfor være inkonsekvent.

Anundsen (1985), Braaten & Hermansen (1985) og Svendsen (1985) foreslår alternative inndelinger av kronosonene. Endringene går i hovedtrekk ut på å la Yngre Dryas kronosone omfatte området ned til den publiserte klimaforverringen i Bølling/Eldre Dryas. Bølling vil i den alternative tolkningen omfatte Bølling, Eldre Dryas og Allerød. Ved denne justeringen vil forløpet passe bedre inn med ¹⁴C-dateringene samtidig som det er et realistisk alternativ til tolkning av pollendiagrammene. Denne tolkningen gjør det imidlertid vanskelig å

SOTRA

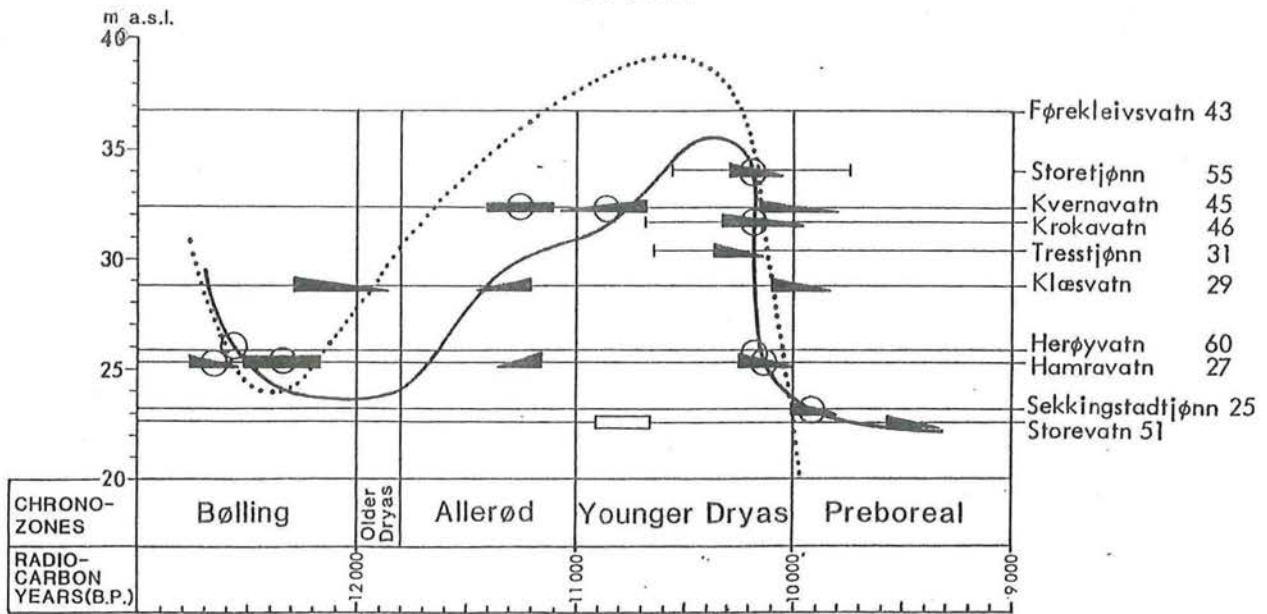


Fig. 8.5 Strandforyskyvningskurve for Sotra (Krzywinski & Stabell 1982). Heltrukket linje er korrigert for pollensoner og skjev hevningsgradient. Tegnforklaring se fig. 8.3. (Etter Anundsen 1985).

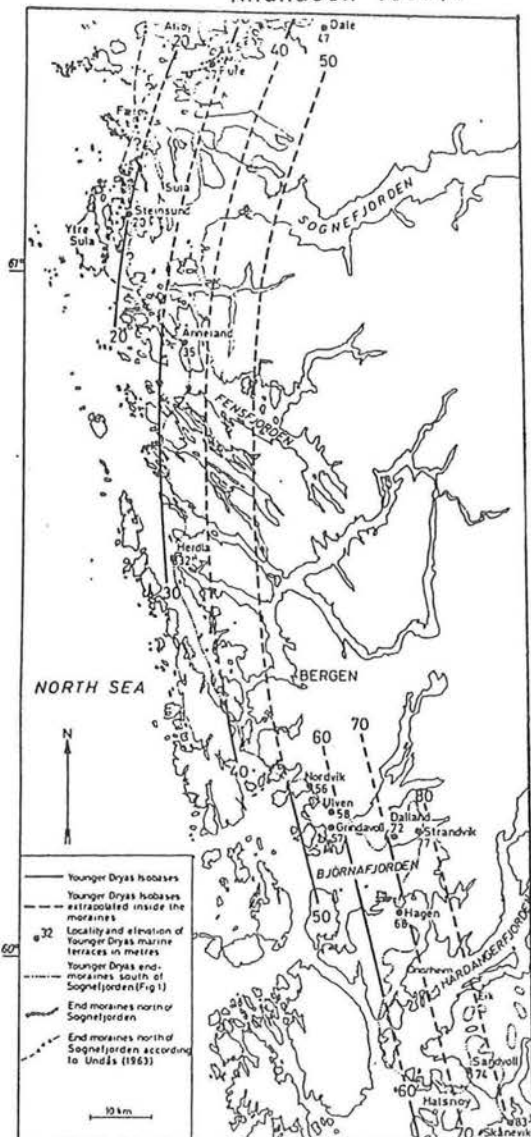


Fig. 8.6

Isobasekart fra Yngre Dryas havnivå i området mellom Hardangerfjorden og Dalsfjorden. (Etter Aarseth og Mangerud 1974).

forklare de store Betula-frekvensene i Yngre Dryas i Klåsvatn og Hamravatn.

Terskelnivået i bassengene er ikke justert for ulik landhevning. De fleste av bassengene på Sotra ligger langs den ekstrapolerte 30m-isobasen i Yngre Dryas som Aarseth & Mangerud (1974) har bestemt (fig. 8.6). Hevningsgradienten på Sotra forventes å være noe lavere enn Bjørnefjorden lenger mot øst der Aarseth & Mangerud (1974) har funnet strandlinjegradiënten til 1.4 m/km. På Sotra mener Braaten & Hermansen (1985) gradiënten er 1.3 m/km, Anundsen (1985) setter den til 1.25 m/km, mens Svendsen bestemmer den til 1.2 m/km. Hos alle overnevnte medfører korreksjonen en reduksjon av transgresjonstoppen fra ca. 39 m o.h. til ca. 36 m o.h. En justering av bassengene på grunn av ulik landhevning og pollenanalyse i medfører at transgresjonen forskyves fremover med 500 år til overgangen Eldre Dryas/Allerød.

8.2.4 Strandforskyvningskurven fra Bømlo.

Strandforskyvningskurven på Bømlo baseres på pollenanalyse og stratigrafiske studier av bassenger innenfor et areal på 3x5 km (Fægri 1943, Kaland 1984). Fægri (1943) påviste en transgresjon fra 28 m o.h. til 32 m o.h. som han mener foregikk i Allerød. Transgresjonen korreleres av Hafsten (1960:454) med Alvevatn-transgresjonen på Jæren.

Det ikke korrigeret for ulik landhevning mellom bassengene. Ved ekstrapolering av 30 meter isobasen for Yngre Dryas (Aarseth & Mangerud 1974) vil den skjære Bømlo. Dette vil gi en strandlinjegradiënt på 1.3 m/km (Kaland 1984) og senker den antatte transgresjonstoppen fra 32 m til ca. 30 meter. Rønnevik (1971) har også ekstrapolert "sine" isobaselinjer, og finner at MG ligger på 29-30 meter over havet på Bømlo. Kaland (1984) har datert sedimentene i overgangsonene i noen av bassengene. Ved ekstrapolering anslår han transgresjonstoppen til ca. 10.600 BP.

Anundsen (1977b, 1978, 1985) har sammenliknet pollendiagrammene fra Yrkje og Bømlo. Han finner at transgresjonen på de to stedene fant sted samtidig i slutten av Yngre Dryas. Dette er seinere justert til midten av samme sone (Anundsen 1980). På begge lokaliteter tolker han marin grense å være av Yngre Dryas alder.

Diagram fra Bømlo gir ingen informasjon om avsetninger eldre enn Yngre

Dryas.

8.3 SAMMENLIKNING AV ISOBASE-KART PÅ SØR-VESTLANDET

Ut fra strandforskyvningskurver fra ulike lokaliteter kan en konstruere isobasekart og strandlinjegradienter over et område. En isobase er en tenkt linje som fremstilles ved å ekstrapolere mellom lokaliteter med lik hevning gjennom samme tidsrom. Lokaliteter langs en strandlinje er dannet samtidig og på samme nivå, men er seinere utsatt for ulik landhevning. Spor av tidligere havnivå indikeres ved hjelp av morfologiske/ sedimentologiske undersøkelser. Strandlinjegradienter legges normalt på isobaseretningen.

I området øst for Jæren har Lorentzen-Styr (1977) konstruert et isobasekart (fig. 8.7). Under arbeidet benyttet han seg av undersøkelser Stueland (1948) har gjort i Lysefjorden. Der ble isobaseretningen funnet til N 32.5° V og hevningsgradienten til 0.7 m/km. Andersen (upubl.) har funnet en gradient på 1.0 m/km mellom Jæren og Høgsfjorden lenger øst. Lorentzen-Styr (1977) beregner isobaseretningen til å være N 28° V og hevningsgradienten 0.7 m/km.

Ved ekstrapolering av isobasene nordover til Haugesunds-halvøya viser det seg å være nær korrelasjon mellom 30- og 40-meters isobasene til henholdsvis Lorentzen-Styr (1977) og Rønnevik (1971) (Lorentzen-Styr 1977) (fig. 8.7).

Undersøkelser Thomsen (1982) har utført på kysten ved Jæren viser imidlertid at den ekstrapolerte 20-meters isobasen til Lorentzen-Styr (op. cit.) isobasen er plassert for langt mot vest.

Rønnevik (1971) har undersøkt kvartær-geologien inkludert Marin Grense på Haugesunds-halvøya. Han bygger utelukkende på morfologiske kriterier. Han har benyttet observasjoner av havnivået mellom 35 m og 42 m o.h. til å konstruere isobasekart og strandlinjegradienter.

Våre observasjoner fraviker fra hans isobasekart. Ved Karmsundet har Rønnevik (1971) postulert en Marin Grense på ca. 29 m o.h. Dette ligger ca. 6-7 meter over det vi har funnet og skyldes trolig en for lav hevningsgradient. Observasjoner fra Mæland ved Skjoldafjorden (nær Yrkje) (Rønnevik op. cit.) stemmer godt overens med nivået Anundsen (1985) og Braaten & Hermansen (1985) har funnet på 42 m o.h. ved Yrkje. Strandlinjegradienter beregner han til 0.65-0.7 m/km og står i

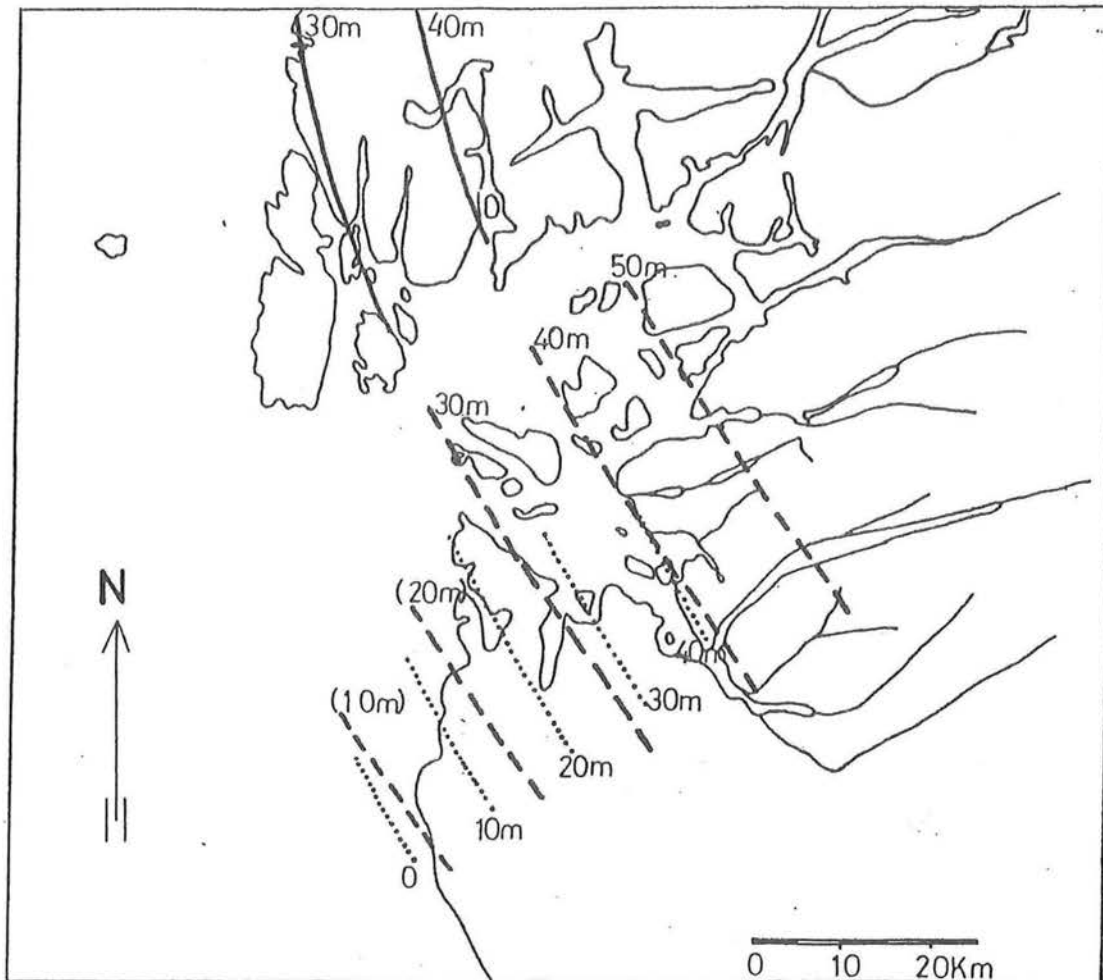


Fig. 8.7 Sammenstilling av ulike isobasekart på Sør-Vestlandet.
 — Isobaser konstruert av Rønnevik (1971).
 Isobaser konstruert av Andersen (Unpubl.)
 - - - Isobaser konstruert av Lorentzen-Styr (1977).
 10, 20 og 30 m isobasene er ekstrapolert.

(Etter Lorentzen-Styr 1977)

kontrast til Anundsen (op. cit.) beregnete gradient på 1.04 m/km, og de resultater våre undersøkelser har frembragt.

Strandforyskyvningskurven fra N-Karmøy er først og fremst korrelert med strandlinje-kurver som Anundsen (1977b, 1978 og 1985), Anundsen & Fjeldskaar (1981, 1983) og Braaten & Hermansen (1985) har presentert fra Yrkje ca. 22 km øst for Karmøy. På Yrkje har Yngre Dryas transgresjonen nådd 42 m o.h. (Braaten & Hermansen 1985). Strandlinjegradiant blir 0.9 m/km mellom Yrkje og N-Karmøy hvis transgresjonen nådde 22 m o.h. Hvis den nådde 23 m o.h. blir gradienten 0.86 m/km, mens hvis den bare nådde opp til 21 m o.h. blir gradienten 0.95 m/km.

Anundsen (1985) har sammenstilt data fra strandlinje og strandforyskyvnings-undersøkelser, og konstruert et isobasekart over Yngre Dryas for hele Sør-Vestlandet (fig. 8.8). Han har gjort isobaseberegninger som tilsier en Marine Grensen på ca. 25 m o.h. gjennom "0-linjen" på N-Karmøy, mens vi finner at den er ca. 22 m o.h. (jfr. tab. 8.1). Hvis Anundsens (op. cit.) ekstrapolerte isobaser skal være i overensstemmelse med Marin Grense på N-Karmøy må 30-meters isobasen justeres ca. 3 km mot øst (jfr. kap. 8.4).

Ut fra tilgjengelig informasjon har Anundsen (1985) konstruert strandlinjer for ca 12.000, 11.000 og 10.500 år siden. I store trekk fraviker ikke "våre" resultat med Anundsens. På grunnlag av strandforyskyvnings-kurven fra N-Karmøy kan Anundsens (op. cit.) strandlinjegradiant fra Yngre Dryas justeres noe (fig. 8.9).

Få ¹⁴C-dateringer gjør at strandforyskyvningskurven fra N-Karmøy delvis er basert på korrelasjon ved hjelp av pollen. Dette gjør at deler av kurven bygger på et mangelfullt grunnlag. Det er derfor vanskelig å anslå havnivået ved 11.000 BP og 12.000 BP nøyaktig. En sammenlikning med Anundsens (1985) anslåtte strandlinjegradienter (fig. 8.9) og isobaser fra andre perioder enn Yngre Dryas vil måtte ta utgangspunkt i usikre marine nivåer, og utføres derfor ikke.

Det er uoverensstemmelse mellom Anundsens (op. cit.) isobasekart (fig. 8.8) og strandlinje-diagram (fig. 8.9) over Haugesundshalvøya. Anundsen har ekstrapolert 20-meters isobasen ti å gå vest for N-Karmøy. Dette tilsvarer et nivå på ca. 24 m o.h. gjennom vårt feltområde. På strandlinje-diagrammet har han imidlertid skjøvet 20-meters nivået inn mot Karmsundet ca. 5 km øst for hans ekstrapolerte 20-meters isobase. Dette tilsvarer et nivå på ca. 18.5 m o.h. i feltområdet. Våre resultater tilsier imidlertid at havnivået stod midt

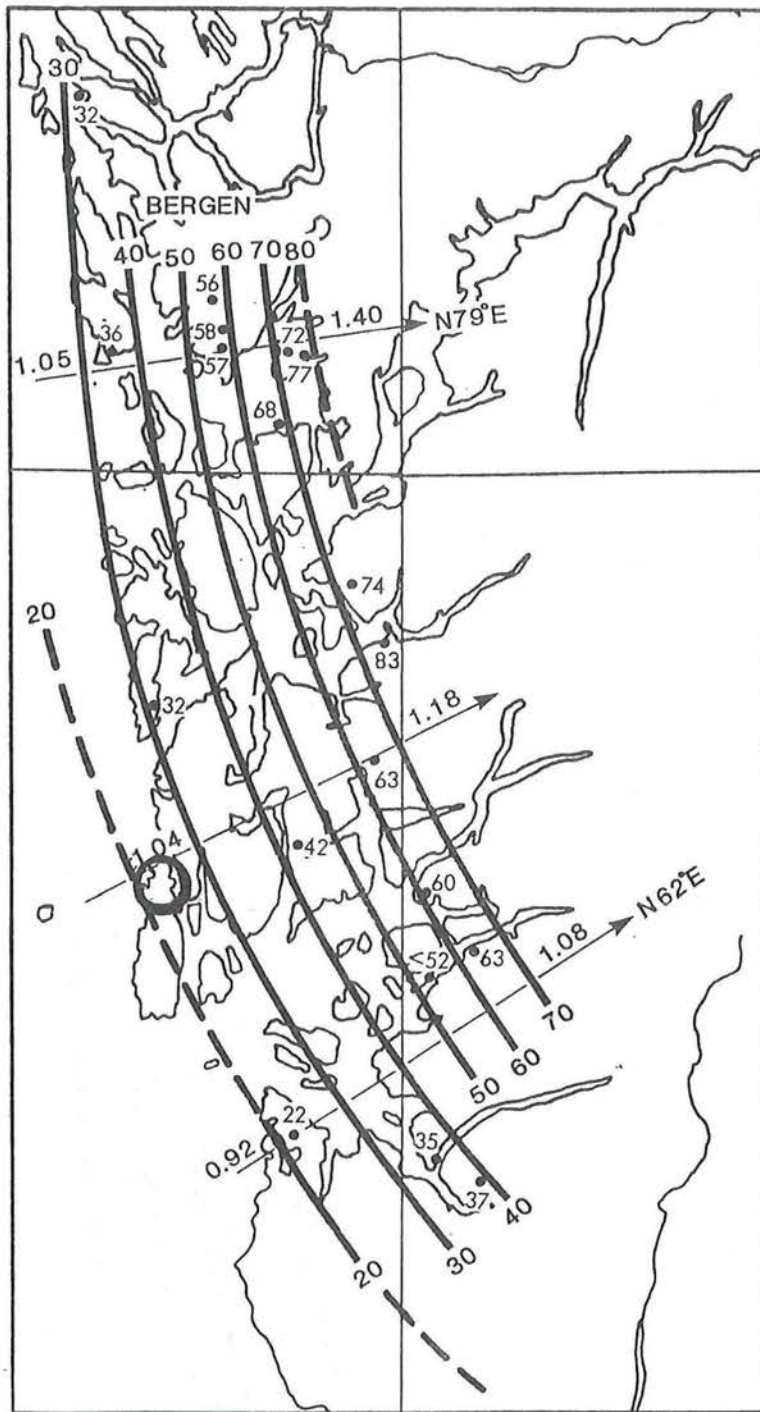


Fig. 8.8 Yngre Dryas isobasen og strandlinjegradienter (ca. 10.500) BP over Sør-Vestlandet. (Etter Anundsen 1985)
 Feltområdet vårt er merket med en svart sirkel.

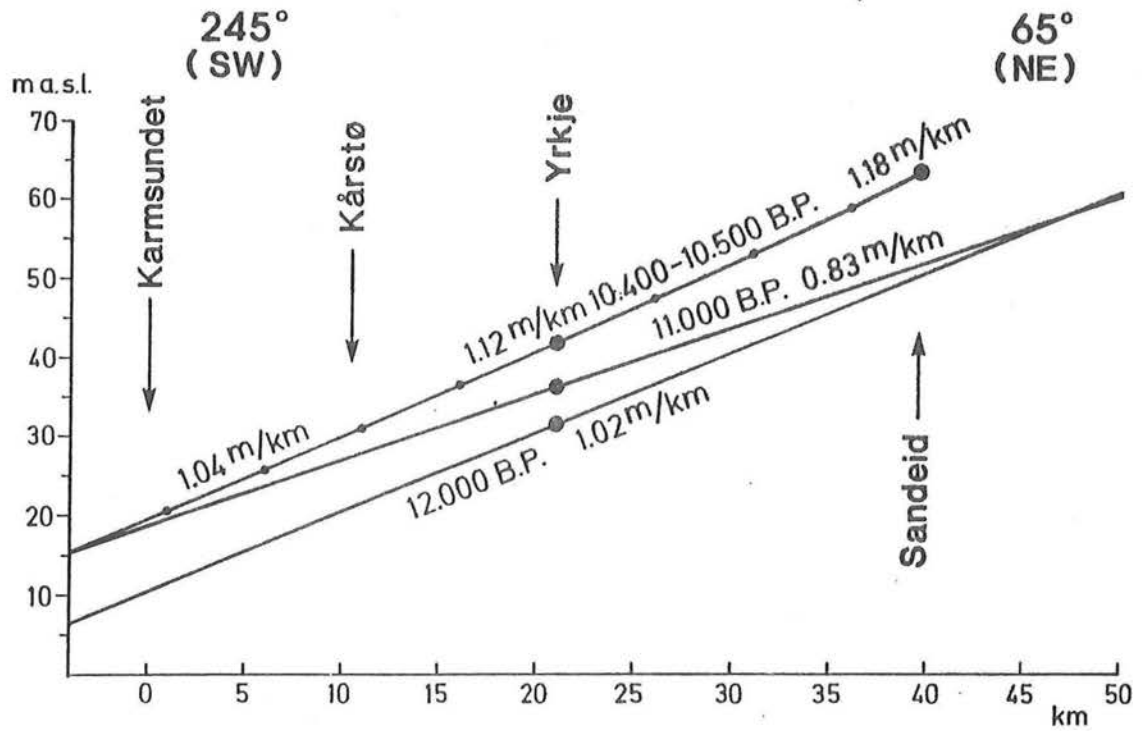


Fig. 8.9 Hevningsgradient fra Karmøy til Sandeid. Store sirkler er observasjonsteder. Små sirkler langs 10.400-10.500 BP gradienten er utregnet landhevning. Etter formel fra Kanestrøm og Fjeldskaar (1981). (Etter Anundsen 1985).

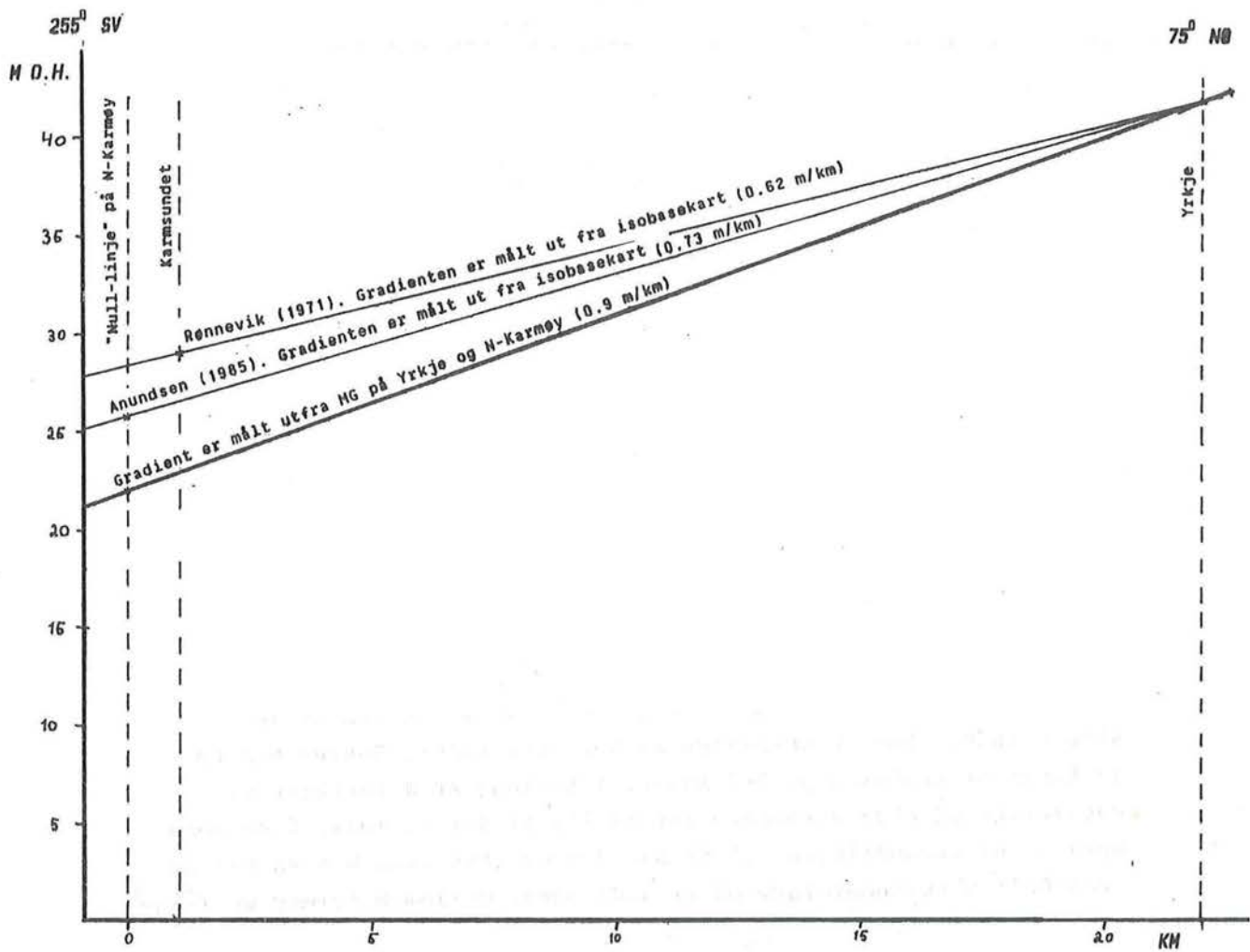


Fig 8.10

Figuren presenterer forskjellige strandlinjegradienter fra Haugesunds halvøya. Strandlinjegradienterne skal tilsvare Marin Grense i midten av Yngre Dryas. Alle gradientene tar utgangspunkt i Yngre Dryas transgresjonsgrensen (42 m o.h.) ved Yrkje. Den strandlinje-gradienten vi presenterer tar i tillegg utgangspunkt i en MG på N-Karmøy på 22 m o.h. Rønnevik (1971) og Anundsen (1985) har ekstrapolert gradienten mot kysten.

mellom de to presenterte figurene, det vil si 22 m o.h.

Dette åpenbare misforholdet tilskrives hovedsakelig unøyaktighet da strandlinje-diagrammet skulle fremstilles grafisk (Anundsen, pers. medl. 1987). Ved utregning av det nivået strandlinjegradiënten skulle hatt over feltområdet eksisterer det imidlertid fortsatt en divergens i forhold til isobasekartet. Utgangspunktet er Yrkje, med Marin Grense på 42 m o.h., ca. 22 km øst for feltområdet på N-Karmøy og en strandlinjegradiënt på 1.04 m/km. Dette vil gi et nivå på 21.8 m o.h. over feltområdet vårt, og passe meget godt med våre resultater. Isobasekartet vil derimot indikere Marin Grense på ca. 25 m o.h. i samme området, og dermed en differanse på ca. 3 meter høydeforskjell.

Strandlinje-diagrammet er basert på ekstrapolering fra undersøkte lokaliteter fra Sandeid og Yrkje samt en formel for ulik hevningsgradiënt, utarbeidet av Fjeldskaar & Kanestrøm (1981). Isobasekartet baseres imidlertid på ekstrapolering fra områder syd (Jæren) og nord (Bømlo, Sotra, Bjørnarfjorden) (jfr. 8.8).

Kanestrøm & Fjeldskaar (1981) og Fjeldskaar (1978) har utført teoretiske beregninger på hevningshastighet i forbindelse med deglasiasjonen. De finner at strandlinjen skal ha en kurvlineær form fordi områder nær iskanten har en høyere hevningshastighet enn områder lenger vekk. Anundsen (op. cit.) konstruerte gradiënt mellom N-Karmøy og Yrkje. Her synes den kurvlineære formen skille seg lite fra en lineær hevning. Fjeldskaar (1978:37) skriver .." Nå er imidlertid observasjonsmateriale ofte av en slik beskaffenhet at hypotesen ikke lar seg avkrefte. Dette har sin grunn bl.a. i det faktum at strandlinjer ikke er egentlige linjer, men soner. Sonene har en vertikal utstrekning på 2-3 meter. I tillegg er dateringer så unøyaktige og observasjonene for få til at det er mulig å se noen bøyning på strandlinjen..." Vi har derfor ikke tatt hensyn til en eventuell kurvlineær form på strandlinjene mellom N-Karmøy og Yrkje.

8.4 OPPSUMMERING

Strandforskyvningskurven fra N-Karmøy (fig. 8.1) viser et havnivå ved deglasiasjonen på mellom 15 og 19 m o.h. Deretter trakk havet deg tilbake og passerte 15 m o.h. ved ca. 12.300 BP. Regresjonsminimumet anslåes på usikkert grunnlag til ca. 12 m o.h. et sted mellom 12.300 og ca 11.200 BP, da Nordbømyra igjen ble transgredert. Deretter steg havet raskt og passerter terskelen til Gunnarhaugsvatn (21.2 m o.h.)

ca. 10.500 BP. Transgresjonstoppen nådde antakelig ikke særlig høyere enn 22 m o.h. siden det ikke er noen tegn til marine diatomeer i Stangemyra (24.45 m o.h.) (jfr. kap. 6.6.5). Allerede ca. 10.300 BP ble Gunnarshaugvatn igjen isolert. Nordbømyra antas på et usikkert grunnlag og isoleres ca. 9.600 BP. Strandlinjegradianten i Yngre Dryas mellom Yrkje og N-Karmøy er beregnet til ca 0.9 m/km.

SAMMENDRAG

Hovedoppgaven omfatter lito- og biostratigrafiske undersøkelser av 4 myrbasseng ved Torvastad på Nord-Karmøy; Stangemyra (23.55 m o.h.), Gunnarshaugvatn (21.2 m o.h.), Munkaskarmyra (17.8 m o.h.) og Nordbømyra (15 m o.h.). Hensikten med undersøkelsene er å kartlegge havnivåendringer i området i Sen-Weichsel.

Sedimentene i bassengene er beskrevet og glødetapsanalyse er utført for hver 2.5 cm. Hovedinndelingen av sedimentene kan korreleres mellom bassengene, men oppbygningen er mer kompleks i basseng som har gjennomgått miljøforandringer. Sedimentene deles i tre uformelle formasjoner; A, B og C (jfr. kpt. 4.2.5).

Formasjon A omfatter sterile minerogene sedimenter som ligger direkte over fjellgrunnen eller glasiiale avsetninger. Pollensammensetningen domineres av Artemisia og Poaceae. Sedimentene er avsatt i en periode med ugunstig klima fra deglasiasjonen av området omkring 13000 år BP og frem til ca. 12500 år BP. Formasjon B omfatter gytjige minerogene sedimenter som deles i 2 ledd, B og C. Pollensammensetningen i ledd B domineres av Salix og Rumex/Oxyria før Empetrum og Betula overtar. Sedimentene ble avsatt i siste halvdel av Bølling og Allerød kronosone. Ledd C inneholder mer minerogene sedimenter. Pollensammensetningen domineres av Artemisia. Sedimentene ble avsatt i Yngre Dryas kronosone frem til klimaforbedringen som fant sted ca. 10300 år BP. Formasjon C omfatter gytje. Pollensammensetningen karakteriseres av Empetrum og Betula.

Diatomeanalyse er brukt til å kartlegge bassengenes miljøhistorie. Miljøskiftene er aldersbestemt ved hjelp av ^{14}C -dateringer og relative dateringsmetoder som pollenanalyse. Bassengenes terskelpunkt er korrigert for skjev landheving etter Anundsen (1985). Resultatene er brukt i konstruksjonen av en strandforskyvningskurve for Nord-Karmøy (fig 8.1).

Havet nådde mellom 15 og 19 m o.h. i tiden fra deglasiasjonen av området (13-12500 år BP) og frem til ca. 12400-12300 år BP hvor Nordbømyra igjen ble lakustrin. Regresjonsbunnen er usikker, men vi antar at havnivået gikk under 12-13 m o.h. (jfr. kpt. 8). Nordbømyra ble igjen marin ca. 11200 år BP, og Gunnarshaugvatn ble marin ca. 10500 år BP. Dateringen som dette bygger på kan være noe ung. Vi antar at havet ikke har stått over 22-23 m o.h. siden Stangemyra ikke

ble påvirket av saltvann. Transgresjonen var kortvarig, og Gunnarshaugvatn ble igjen isolert ca. 10300 år BP. Regresjonen foregikk raskt, og Nordbømyra ble trolig isolert ca. 9600 år BP (jfr. kpt. 7.3.5.3).

Strandforyskyvningskurven fra Nord-Karmøy samsvarer forholdsvis godt med kurver konstruert forøvrig på Vestlandet. Transgresjonen i Yngre Dryas kronosone representerer Marin Grense. Den påfølgende regresjonen virker imidlertid mer langsom. Vi har sammenstilt vår kurve med Yrkje som ligger 21 km øst for vårt område. Strandlinjegradiënten i Yngre Dryas kronosone beregnes til ca. 0.9 m/km. Våre beregninger av isobaseretninger og strandlinjegradiënter avviker forøvrig lite fra utregningene i Anundsen (1985). Vi mener derfor at det har liten hensikt å justere enkelte av hans utregninger siden konstruksjonen av vår strandforyskyvningskurve bygger på få og usikre dateringer til å kunne hevde noe med stor grad av sikkerhet om isobaseretningen ved 12000 og 11000 år BP.

LITTERATUR

- Aa, A.R. & Mangerud J. 1981: Glacialgeologi og vegetasjonsinnvandring i Indre Nordhordaland, Vest-Norge. - Norges Geol. Unders. 369, 33-75.
- Aarseth, I. 1971: Deglasiasjonsforløpet i Bjørnarfjord området, Hordaland. Hovedfagsoppgave ved Universitet i Bergen (Unpubl.).
- Aarseth, I. & Mangerud, J. 1974: Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sognefjorden, western Norway. - Boreas 3, 3-22.
- Ahlmann, H.W. 1919: Geomorphological studies in Norway. - Geografiske annaler.
- Andersen, B.G., Nydal, R., Wangen, O.P. & Østmo, S.R. 1981: Weichselian before 15000 years B.P. at Jæren-Karmøy in southwestern Norway. - Boreas, Vol.10, 297-314.
- Andersen, S.T. 1967: Tree-pollen rain in a mixed deciduous forest in South Jutland (Denmark). - Rev. Palaeobot. Palynol. 3. (1-4), 267-275.
- Anundsen, K. 1972: Glacial Chronology in Parts of Southwestern Norway. - Norges geol. Unders. 280, 1-24.
- Anundsen, K. 1977 a: Radiocarbon datings and glacial striae from the inner part of the Boknfjord area, South Norway. - Norsk geogr. Tidsskr. 31, 41-54.
- Anundsen, K. 1977 b: Sediments, pollen and diatoms from two basins in South-Western Norway. - Rapport fra Geologisk Institutt, NTH. Universitetet i Trondheim. 43 pp.
- Anundsen, K. 1978: Marine transgression in Younger Dryas in Norway. - Boreas 7, 49-60.
- Anundsen, K. & Fjeldskaar, W. 1981: Observed and theoretical late Weichselian shore-level changes related to glacier oscillations at

- Yrkje, Southwest Norway. - i: Anundsen, K. 1980: Quaternary geological studies in Sunnhordaland and Nord-Rogaland, Southwest Norway. Dr. philos. avhandling ved Universitetet i Bergen.
- Anundsen, K. & Fjeldskaar, W. 1983: Observed and theoretical late Weichselian shore-level changes related to glacier oscillations at Yrkje, Southwest Norway. - i: Schroeder-Lanz, H (red.): Late- and postglacial oscillations of glaciers: Glacial and periglacial forms, 133-170. A.A. Balkema, Rotterdam 1983.
- Anundsen, K. 1985: Changes in shore-level and ice-front position in Late Weichselian and Holocene, southern Norway. Norsk geogr. Tidsskr. Vol. 39, 205-225.
- Berglund, B.E. 1966: Late-quaternary vegetation in eastern Blekinge, south-eastern Sweden. I. Late-glacial time. - Opera botanica 12. I. 180 pp.
- Birks, H.J.B. 1968: The identification of Betula nana pollen. - The New Phytol. 67, 309-314.
- Bjørklund, K.R. & Goll, R.M. 1979: Ice age climates of the Norwegian-Greenland Sea. - Geo. Journ. 3.3., 273-286.
- Blatt, Middleton and Murray 1980: Origin of sedimentary Rocks, 788 pp.
- Blystad, P. og Anundsen, K. 1984: Late Weichselian Stratigraphy at Hjelmeland, Southwest Norway. - Norsk. geol. Tidsskr. 63, 277-287.
- Bohncke, S., Vandenberghe, J., Coope, R. & Reiling, R. 1987: Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): palaeoecology, palaeohydrology and climate during the Weichselian Late Glacial. - Boreas 16, 69-85.
- Bradley, R.S. 1985: Quaternary Paleoclimatology. Allen & Unwin. 472 pp.
- Brooks, J. & Shaw, G. 1968: Identity of Sporopollenin with Older Kerogen and New Evidence for the Possible Biological Source of Chemicals in Sedimentary Rocks. - Nature 220, 678-679.
- Brugam, R.B., 1983: The relationship between fossil diatom assemblage and limnological conditions. - Hydrobiologica 98, 223-235.

- Braaten, A. M. & Hermansen, D. 1985: En lito- og biostratigrafisk undersøkelse av marine og limniske sedimenter i Yrkje, Nord-Rogaland. - Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Chanda, S. 1965: The history of Vegetation of Brøndmyra. A Late-Glacial and early Post-Glacial Deposit in Jæren, South Norway. - Årb. for Univ. i Bergen 1965, Mat. Nat. S. No. 1. 17 pp.
- Cholnoky, B.J. 1968: Die ökologie der Diatomeen in Binnengewässern. - 3301 Lehre. Verlag von J. Cramer
- Cleve-Euler, A. 1951-1956: Die Diatomeen vom Schweden und Finland.- Kungl. Svenska Vet. Akademi Handl. 4 th. Ser. 2:1 (1951) 2:1, 3:3 (1952), 4:1 (1953), 5:4 (1955).
- Conger, P.S. 1942: Accumulation of diatomaceous deposits. - Journal of sed. petrology. Vol. 12, 55-66.
- Danielsen, A. 1970: Pollen-analytical Late Quaternary studies in the Ra District of Østfold, Southeast Norway. - Årb. for. Univ. i Bergen 1969, Mat. Nat. S. No. 14. 146 pp.
- Danielsen, R. 1986: Hydrosere og myrutvikling i ei oceanisk myr på Fedje, Hordaland. - Hovedoppgave i spesiell botanikk ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Dundas, I. 1983: En elementær innføring i marin mikrobiologi. - Kompendium i G-150, Innføring i marine fag ved Univ. i Bergen (Upubl.).
- Eide, F. 1979: Key for identification of northwest European Rosaceae pollen. - Grana 19, 27 pp.
- Fareth, O.W. 1970: Brerandstadier i midtre og indre Nordfjord. - Hovedfagsoppgave i geologi, Univ. i Bergen. (Upublisert).
- Fjeldskaar, W. 1978: Om Hevede Standlinjer. - Hovedfagsoppgave i den faste jords fysikk, Univ. i Bergen. (Upublisert).
- Fjeldskaar, W. og Kanestrøm, R. 1981: The isostatic process in Fennoscandia and inferred lithosphere and mantle rheology. (manuskript i): Fjeldskaar, W: Late-glacial movements of sea level and crust in Fennoscandia. - Dr. scient oppgave ved Univ. i

Bergen, 93-150.

Florin, M.B. 1946: Clypeusfloraen i postglasiala fornsjølagerfølger i østra mellom-Sverige. - Geol. Fø. i Stocholm. Førh. 68, 429-458.

Florin, M.B. 1973: Ekologiske saltfragor med tyngdepunkt inom Østersjøområdet. - Univ. of Lund. Dep. of Geology Rep. 3, 12-35 pp.

Foged, N. 1955: Diatoms from Peary Land, North Greenland. - Ibid. 128 :7.

Foged, N. 1964: Freshwater Diatoms from Spitsbergen. - Univ. forlaget Tromsø/Oslo.

Fægri, K. 1940: Quartærgeologiske undersøkelser i vestlichen Norwegen. Zur spetquartæren Gesichte Jærens. - Bergen Museums Årb. 1939-1940. Nat.r. 7, 202.

Fægri, K. 1944: Studies on the Pleistocene of western Norway. III Bømlø. - Bergen mus. Årb. 1943, Naturv. R. 8, 1-100.

Fægri, K. 1953: On the periglacial flora of Jæren. With notes on the morphology of the Salix pollen grain. - Norsk geogr. Tidsskr. 14, 67-76.

Fægri, K. 1974: Botaniker i regnvær. - Fjell og Vidde 4, Den norske Turistforenings Årbok, 31-41.

Fægri, K. & Iversen, J. 1975: Textbook of pollenanalysis. 3. rev. ed. - Munksgaard (København). 295 pp.

Gemeinhardt, K. 1935: Diatomeen von der Westküste Norwegens. - Ber. d. Deutsch. Botan. Ges. Jahrg. 1935, Bd LIII. Heft. 1.

Gjærevoll, O. 1956: The Plant Communities of the Scandinavian Alpine Snow-Beds. - Det Kgl. Nor. Vid. Sel. Skr. 1956 Nr 1. 400 pp.

Gulliksen, S. 1974: En orientering om ^{14}C -datering og feilkilder forbundet med metoden. - Laboratoriet for Radiologisk datering, NTH, Trondheim. 27 pp.

Gulliksen, S. 1979: Hvor nøyaktig er ^{14}C metoden? - i: Nydal, R.,

- Westin, S., Hafsten, U. & Gulliksen, S. (red.): Fortiden i søke-
lyset. Universitetsforlaget (Trondheim), 69-80.
- Hasle, G.R. 1986: Examination of diatom type material, a necessity
or an absurdity? - Abstract fra 9. Internasjonalt symp. on living
and fossil diatoms, Bristol.
- Hedberg, H.D. (red.) 1976: International Stratigraphic Guide. John
Wiley & Sons, New York-London-Sydney-Toronto. 200 pp.
- Hafsten, U. 1956: Pollenanalytical investigations on the late
Quaternary development in the inner Oslofjord area. - Årb. for
Univ. i Bergen, Nat. Vit. R. 8. 161 pp.
- Hafsten, U. 1963: A Late-Glacial pollen profile from Lista, South
Norway, - Grana palynol. 4 (2), 326-337.
- Haugane, E. 1984: Stratigrafiske undersøkelser av kystnære basseng
og strandforskyvning i Nord-Troms. - Hovedfagsoppgave i eksogen
geologi, Univ. i Tromsø. (Upublisert).
- Hendey, N. 1964: An introductory account of the smaller algae of
British coastal waters. - Part V : Bacillariophyceae
(Diatoms). Fishery invest. 4, 1-137.
- Hustedt, F. 1930 : Bacillariophyta (Diatomeae). i: Pasher, A (Red.):
Die Susswasser-Flora Mitteleuropas 10. Jena.
- Hustedt, F. 1930-1966 : Die Kieselalgen Deutschland, Österreich und der
Schweiz. Bd. I-III - In: Rabenhorst Kryptogamen-Flora, v.VII,
Leipzig, Akad. Verlag.- (1930) 7 (1) - (1959) 7 (2) - (1961) -
66) 7 (3).
- Håkansson & Stoermer 1984 : Validation of an enigmatic and widely
misconstrued taxon, - Nova Hedwigia Band XXXIX , 497-511
- Ingmar, T. 1973 : Sjøavsnøringer från aktualgeologiska synpunkter.
En oversikt. - Univ. of Lund, Dep. of Quaternary Geology. Report
3, 48-90.
- Iversen, J. 1954: The Late-Glacial flora in Denmark and its relation
to Climate and soil. - Danm. Geol. Unders. II.R. 80, 87-119.
- Iversen, J. 1973: The Development of Denmark's Nature since the last

- Glacial. - Danm. Geol. Unders. V.R. 7-C. 126 pp.
- Janssen, C.R. 1966: Recent pollen spectra from the deciduous and coniferous-deciduous forest of northeastern Minnesota: A study in pollen dispersal. - Ecol. 47, 804-825.
- Johansen, O.I. Henningsmoen, K.E. & Sollied, J.L. 1985: Deglasiasjonsforløpet på Tingvollhalvøya og tilgrensende områder, Nordvestlandet, i lys av vegetasjonsutviklingen. - Norsk geogr. Tidsskr. Vol. 39, 155-174.
- Juse, A. 1966 : Diatomeen in seesedimenten. Arch. Hydro biol. Ergebn. Limnol. 4, 32 pp.
- Jørgensen, E.G. 1955 : Solubility of the silica in diatoms. - Physiol. Plantarum 8, 846-851.
- Kaland, P.E. 1984: Holocene shore displacement and shorelines in Hordaland, western Norway. - Boreas 13, 203-242.
- Kallevik, N. 1947: Strandlinje undersøkelse på Sydsiden av Hugesundshalvøya. - Hovedoppgave i fysisk geografi, Univ. i Oslo. (Unpubl.)
- Kjemperud, A. 1981 : Diatom changes in sediments of basins possessing marine/lakustrine transitions in Frosta, N-Trøndelag, Norway. - i: Kjemperud, A. 1982: Late Weichselian and Holocene shorelines displacement in parts of Trøndelag, Central Norway. - Dr. scient oppg. v.univ i Oslo.
- Klemsdal, T. 1969: A Lista-Stage Moraine on Jæren. - Norsk geogr. Tidsskr. 8. 23, 193-199.
- Kolbe, R.W. 1927: Zur Ökologie, Morphologie und Systematik der Brackwasser-Diatomeen. Die Kieselalgen des Sperenberger Saltzgebiet. - Planzenforschung 7, 1-146.
- Kolstrup, E. 1979: Herbs as July temperature indicators for parts of the Pleniglacial and Late-Glacial in the Netherlands. - Geol. Mijnbouw 58, 377-380.
- Kristiansen, J.L., Lømo, L. & Mangerud, J. 1983: Pollen- and lithostratigraphy of Late Weichselian lacustrine sediments in the Ålesund area, Western Norway. Upublisert manuskript.

- Krzywinski, K. 1976: En registrering av resent pollenregn målt i forskjellig vegetasjon på Milde, Bergen. - Hovedoppgave i spesiell botanikk ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Krzywinski, K. & Stabell, B. 1984: Late Weichselian sea level changes at Sotra, Hordaland, western Norway. - Boreas 13, 159-202.
- Larsen, E., Eide, F., Longva, O. & Mangerud, J. 1984: Allerød-Younger Dryas climatic inferences from cirque glaciers and vegetational development in the Nordfjord area, western Norway. - Arctic and Alpine Research: 16 (2): 137-160.
- Lewin, J. 1961: The dissolution of silica from Diatom walls. - Geochemica Cosmochemia, Acta 21. 182-198.
- Lid, J. 1974: Norsk og svensk flora. 4. utg. - Det norske samlaget (Oslo), 808 pp.
- Lid, J. 1985: Norsk, svensk, finsk flora. 5. utg. - Det norske samlaget (Oslo), 837 pp.
- Lie, S.E., Stabell, B., & Mangerud, J. 1983: Diatom stratigraphy related to Late Weichselian sea-level changes in Sunnmøre, western Norway. Norg. Geol. Unders. 380, 203-219.
- Lie, S.E. og Lømo, L. 1981: En lito- og biostratigrafisk undersøkelse av marine og limniske sedimenter i Ålesundsområdet. - Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Lie, Stabell & Mangerud 1983: Diatomstratigraphy related to late Weichselian sea-level changes in Sunnmøre, Western Norway. - N.G.U. 380. 203-219.
- Lisitzin, A.P. 1971: Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments. - The micro palaeontology of oceans. 223-230 pp.
- Lorentzen-Styr, T.J. 1977: Kvartærgeologi i Strand kommune, Ryfylke. - Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Luther, H. 1951: Verbreitung und Ökologi der höheren Wasser-Pflanzen im Brackwasser der Ekenas-Gegend in Sudfinnland II. Spezieller Teil. - Acta Bot. Fenn. 50. 370 pp.

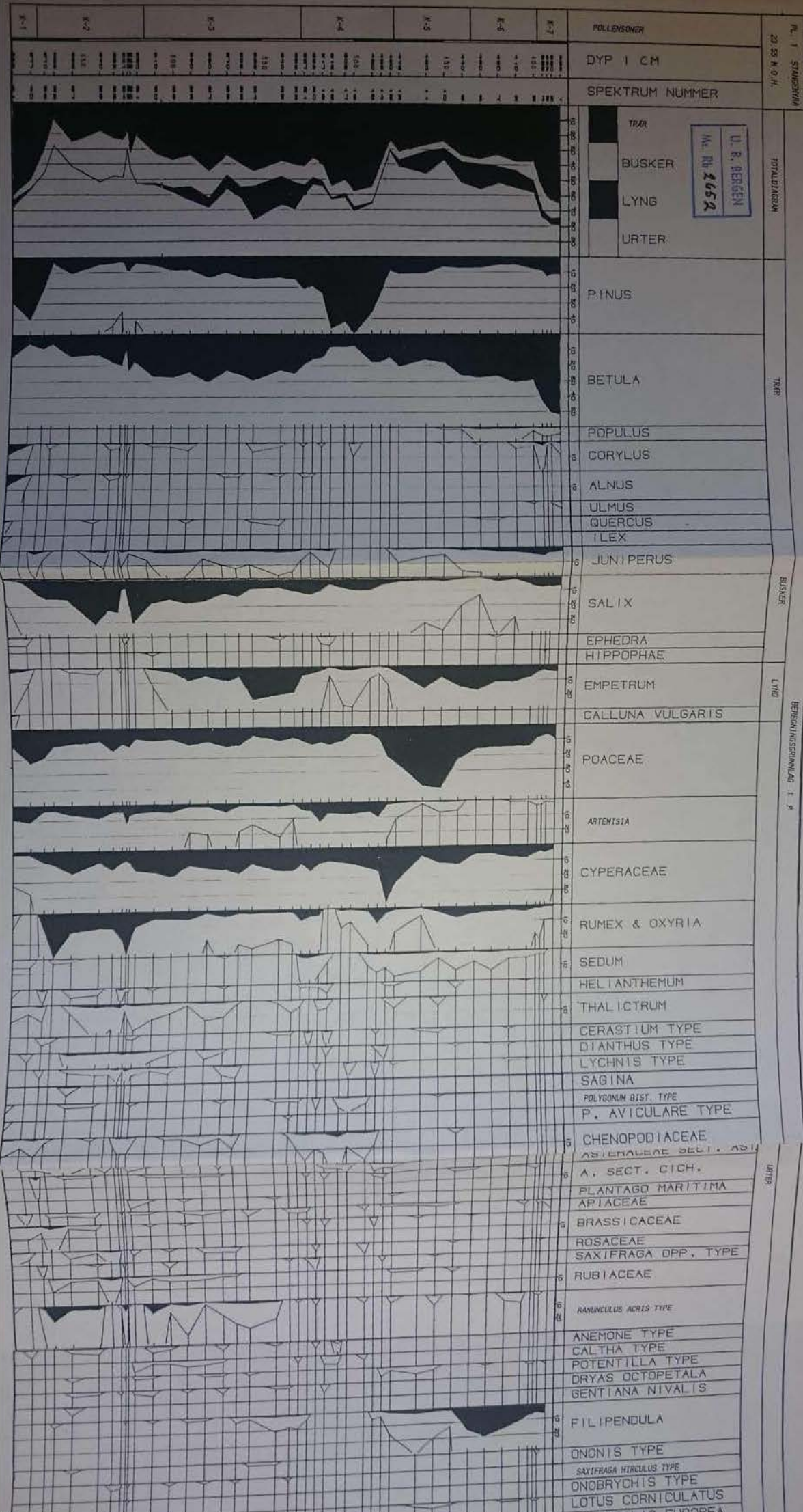
- Mangerud, J. 1970: Late Weichselian Vegetation and Ice-Front Oscillations in the Bergen District, Western Norway. - Norsk. geogr. Tidsskrift. 24, 121-148.
- Mangerud, J. 1972: Radiocarbon dating of marine shells, including a discussion of apparent age of Recent shells from Norway. - Boreas 1, 143-172.
- Mangerud, J. 1977: Late Weichselian sediments containing shells, foraminifera and pollen, at Ågotnes, western Norway. - Norsk geogr. Tidsskr. 57: 23-54.
- Mangerud, J. 1980: Ice-front variation of different part of the Scandinavian Ice Sheet, 13.000-10.000 B.P.: 23-30. i Lowe, Gray & Robinson (eds.): Studies in the Late Glacial of North-West Europe. Pergamon Press.
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - Boreas 10, 137-208.
- Mangerud, J. & Gulliksen, S. 1975: Apparent Radiocarbon Ages of Recent Marine Shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada. - Quaternary Research 5, 263-273.
- Mangerud, J., Sønstegaard, E., Sejrup, H.-P. & Haldorsen, S. 1981: A continuous Eemian - Early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, Western Norway. - Boreas 10, 137-208.
- Mangerud, J., Lie, S.E., Furnes, H., Kristiansen, I.L. & Lømo, L. 1984: A Younger Dryas ash bed in Western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. - Quaternary Research 21, 85-104.
- Mann, D.G. 1986: The nature of diatom species: Analyses of sympatric population. - Abstract fra 9. Internasjonalt symp. on living and fossil diatoms, Bristol.
- Merileinen, J. 1971: The recent sedimentation of diatom frustules in four meromictic lakes. Annales Botanici Fennici 8, 160-176.
- Merileinen, J. 1973: The dissolution of diatom frustules and its

- palaecological Interpretation. - Univ. of Lund, Dep of Geology Rep. 3, 91-96.
- Mikkelsen, N. 1977: Silica dissolution and overgrowth of fossil diatoms. - Micropaleontology vol. 23 no. 2, 223-226.
- Miller, G. H. and Mangerud, J. 1986: Aminostratigraphy of European marine interglacial deposits. - Quaternary Science Reviews, Vol. 4, 215-278.
- Moe, D. 1974: Identification key for trilete microspores of Fennoscandian Pteridophyta. - Grana 14, 132-142.
- Munsell Products 1975: Munsell Soil Color Chart. Macbeth Color & Photometry division of Kollmorgen Co., Baltimore, Maryland.
- Mørner, N.-A. 1976: Eustasy and geoidchanges. Journal of Geologi 84, 123-151.
- Nordhagen, R. 1943: Sikkilsdalen og Norges fjellbeiter. - Bergens Mus. Skr. 22. 607 pp.
- Norges sjøkartverk. 1987: Tidevannstabell for Norges kyst m. Svalbard. 20. Årgang.
- Oftedahl, C. 1981: Norges geologi, 127-130.
- Olsson, I.U. & Osabede, F.A.N. 1974: Carbon isotope variations and fractionation corrections in ^{14}C dating. - Boreas 3, 139-146.
- Paus, Aa. 1982 a: Vegetasjonshistoriske undersøkelser i Sandvikvatn, Kårstø, Rogaland. - Botanisk Institutt, Univ. i Bergen. rapport 23, del II.
- Paus, Aa. 1982 b: Paleoøkologiske undersøkelser på Frøya, Sør-Trøndelag. - Hovedoppgave i spesiell botanikk ved Univ. i Trondheim. (upublisert)
- Peragallo, M. et MM.H. 1897-1908: Diatomees Marines de France et des Districts Maritimes Voisins.
- Reite, A.J. 1967: Lokalglasiasjon på Sunnmøre. - Norges Geol. Unders. 247, 262-287.

- Rekstad, J. 1908: Iagttagelse over landets hekning siden istider på øerne i Boknfjorden. - Norsk Geologisk Tidsskrift 1 no. 8, 1-10.
- Rekstad, J. 1922: Norges hekning efter istiden. N.G.U. 96, 1-27.
- Reusch, H. 1884: Bidrag til kundskaben om istider i det vestenfjelske Norge. - Nyt magasin for Natur. 28.
- Reusch, H. 1888: Bømmeløen og Karmøen med omgivelser geologisk beskrevet.
- Ringén, E. 1962: Kwartærgeologiske undersøkelser på Karmøy.- Hovedfagsoppgave i geologi, Univ. i Bergen. (Upubl.)
- Ringén, E. 1964: Om drumliner og Skagerakmorene på Karmøen. - Norsk Geografisk Tidsskrift 19, 205-228.
- Rønnevik, H.C. 1971: Kwartærgeologi på ytre del av Haugesundshalvøya. - Hovedfagsoppgave i kvartærgeologi og geomorfologi, Univ. i Bergen. (Upublisert).
- Schrader, H.J. 1971: Fecal pellets: Role in sedimentation of pelagic diatoms. - Science vol. 174 no. 4004, 55-57.
- Schrader, H.J. 1972: Anlosnung und Konservation von Diatome-sachalen beim Absinken am Beispiel des Landsort- Tiefs in der Ostsee. - Nova Hedwigia Beih. 39, 191-216.
- Schmidt, A. 1902: Verzeichniss der Atlas der Diatomaceen-kunde. Heft 1-240 (Serie I-V).
- Seibold & Berger 1980: Siliceous ooze. - The sea floor, 196-201.
- Sejrup, H.-P. 1987: Molluscan and foraminiferal biostratigraphy of an Eemian-Early Weichselian section on Karmøy, southwestern Norway. - Boreas 16, 27-42.
- Simonsen, R. 1962: Untersuchungen zur Systematik und Ökologie der Boden diatomeen der Westlichen Ostsee. - Int. Revue. Ges. Hydrobiol. Hydroge. Syst. Beih. I, 9-144.
- Sjørs, H. 1971: Ekologisk botanik. - Almquist & Wiksell (Stockholm). 296 pp.

- Sladec, V. 1958: A note on the phytoplankton-zooplankton relationship. - Ecology 39, 547-549.
- Solli et. al. 1978: Structural succession on a part of the outer Hardangerfjord area, West-Norway. - Norges Geol. Undersøkelse 288, 27-51.
- Solli, T. 1981: The geology of the Torvastad Group. - Hovedfagsoppgave i berggrunnsgeologi, Univ. i Bergen. (Upublisert).
- Sollid & Kjenstad. 1980: Hovedflaten (Yngre Dryas Havnivå) som basis for kvartær kronologi i Midt-Norge. Et metodeforsøk. - Norsk Geogr. Tidsskrift. 34, 93-96.
- Stabell, B. 1982: Changes in diatom floras in the late Quaternary western and southern Norwegian marine and freshwater sediments: Response to basin isolation from the sea. (manuskript i:) The respons of diatom floras during the late Quaternary shore level displacement in Southern and Western Norway. - Dr. scient. opgave ved Univ. i Oslo, 193-323.
- Stabell, B. 1984: The development and succession of taxa within the diatoms genus Fragilaria (Lyngbye) as a response to basins isolation from sea. - Boreas vol. 14, 273-286.
- Stabell, B. 1987: Changes in diatom flora in late Quaternary Western Norwegian marine and freshwater sediments: Respons to basin isolation from the sea. - Nova Hedwigia 44, 305-326.
- Stockmarr, J. 1971: Tablets with spores used in absolute pollen analysis. - Pollen et Spores 13, 615-621.
- Sturt, B. 1978: An ophiolite complexes of probable early Caledonian age discovered on Karmøy. - Nature 275, 538-539.
- Svendsen, J.I. 1985: Bio- og litostratigrafiske bassengundersøkelser på Gurskøy, Leinøy og Bergsøy. - Hovedfagsoppgave ved Univ. i Bergen (upublisert).
- Thomsen, H. 1982: Late Weichselian shore-level displacement on Nord-Jæren, South-west Norway. - Geol. Førh. i Stocholm Førh. 103: (4) 447-468.

- Tjemsland, A.E. 1983: Vegetasjonshistoriske og paleolimnologiske undersøkelser av Rekkingedalstjørna og Sengsvatnet, Fedje, Hordaland. - Hovedoppgave i spesiell botanikk ved Univ. i Bergen, 213 pp (upublisert).
- Vorren, T.O., Hald, M., Edvardsen, M. & Lind-Hansen, O.-W. 1983: Glacigenic sediments and sedimentary environments on continental shelves: General principles with a case study from the Norwegian shelf. - i: Ehlers, J. (red.): Glacial deposits in North-West Europe. A.A. Balkema/Rotterdam/1983, 61-73.
- Wall, D., Barrie, D. & Kenichi, H. 1973: Descriptions of new fossil dinoflagellates from late Quarternary of the Black Sea. - Micropaleontology 19, 18-31.
- Werff, van A & Huls, H. 1976: Diatomeenflora van Nederland- Otto Koeltz science Publishers. P.O. Box 1380 d-624 Koenigstein/BRD.
- Welten, M. 1957: Über das glaziale und spatglaziale Vorkommen von Ephedra am nordwestlichen Alperand. - Ber. Schweiz. Bot. Ges. 67, 33.
- Werner, D. 1977: Silicate metabolism. - The biology of diatoms, 110-150.
- Øyen, P.A. 1905: Om nivåforandringer ved Norges S-V kyst. - Naturen, 176-182.



POLLENZONEN
 DYP 1 CM
 SPEKTRUM NUMMER

TRAR
 BÜSKER
 LYNG
 URTER

U. R. BERGEN
 Nr. 2652

P. PINUS

B. BETULA

P. PÖPULUS

C. CORYLUS

A. ALNUS

U. ULMUS

Q. QUERCUS

T. TLEX

J. JUNIPERUS

S. SALIX

E. EPHEDRA

H. HIPPOPHAE

E. EMPETRUM

C. CALLUNA VULGARIS

P. POACEAE

A. ARTEMISIA

C. CYPERACEAE

R. RUMEX & OXYRIA

S. SEDUM

H. HELIANTHEMUM

T. THALICTRUM

C. CERASTIUM TYPE

D. DIANTHUS TYPE

L. LYCHNIS TYPE

S. SAGINA

P. POLYGONUM BIST. TYPE

P. P. AVICULARE TYPE

C. CHENOPODIACEAE

A. ASTERACEAE DELT. ADI.

A. A. SECT. CICH.

P. PLANTAGO MARITIMA

A. APIACEAE

B. BRASSICACEAE

R. ROSACEAE

S. SAXIFRAGA OPP. TYPE

R. RUBIACEAE

R. RANUNCULUS ACRIS TYPE

A. ANEMONE TYPE

C. CALTHA TYPE

P. POTENTILLA TYPE

D. DRYAS OCTOPETALA

G. GENTIANA NIVALIS

F. FILIPENDULA

O. ONONIS TYPE

S. SAXIFRAGA HIRCULLUS TYPE

O. ONOBRYCHIS TYPE

L. LOTUS CORNICULATUS

E. EUPHRAZIA EUROPEA

Nr. 1 STØSSERVA
 23 25 N. O. H.

TOTALPOLLEN

TRAR

BÜSKER

LYNG

URTER

BERGEN NISSANMÅLAD 1 P

FOLLENSÖNER		SPEKTRUM	SPEKTRUM NUMMER
DYP I CM			
1	10		1
2	20		2
3	30		3
4	40		4
5	50		5
6	60		6
7	70		7
8	80		8
9	90		9
10	100		10
11	110		11
12	120		12
13	130		13
14	140		14
15	150		15
16	160		16
17	170		17
18	180		18
19	190		19
20	200		20
21	210		21
22	220		22
23	230	23	
24	240	24	
25	250	25	
26	260	26	
27	270	27	
28	280	28	
29	290	29	
30	300	30	
31	310	31	
32	320	32	
33	330	33	
34	340	34	
35	350	35	
36	360	36	
37	370	37	
38	380	38	
39	390	39	
40	400	40	
41	410	41	
42	420	42	
43	430	43	
44	440	44	
45	450	45	
46	460	46	
47	470	47	
48	480	48	
49	490	49	
50	500	50	
51	510	51	
52	520	52	
53	530	53	
54	540	54	
55	550	55	
56	560	56	
57	570	57	
58	580	58	
59	590	59	
60	600	60	
61	610	61	
62	620	62	
63	630	63	
64	640	64	
65	650	65	
66	660	66	
67	670	67	
68	680	68	
69	690	69	
70	700	70	
71	710	71	
72	720	72	
73	730	73	
74	740	74	
75	750	75	
76	760	76	
77	770	77	
78	780	78	
79	790	79	
80	800	80	
81	810	81	
82	820	82	
83	830	83	
84	840	84	
85	850	85	
86	860	86	
87	870	87	
88	880	88	
89	890	89	
90	900	90	
91	910	91	
92	920	92	
93	930	93	
94	940	94	
95	950	95	
96	960	96	
97	970	97	
98	980	98	
99	990	99	
100	1000	100	

U. B. BERGEN
M. Rb 2652

TRÄR

TRÄR

BUSKER

LYNG

TRÄR

TRÄR

TRÄR

TRÄR

TRÄR

TRÄR

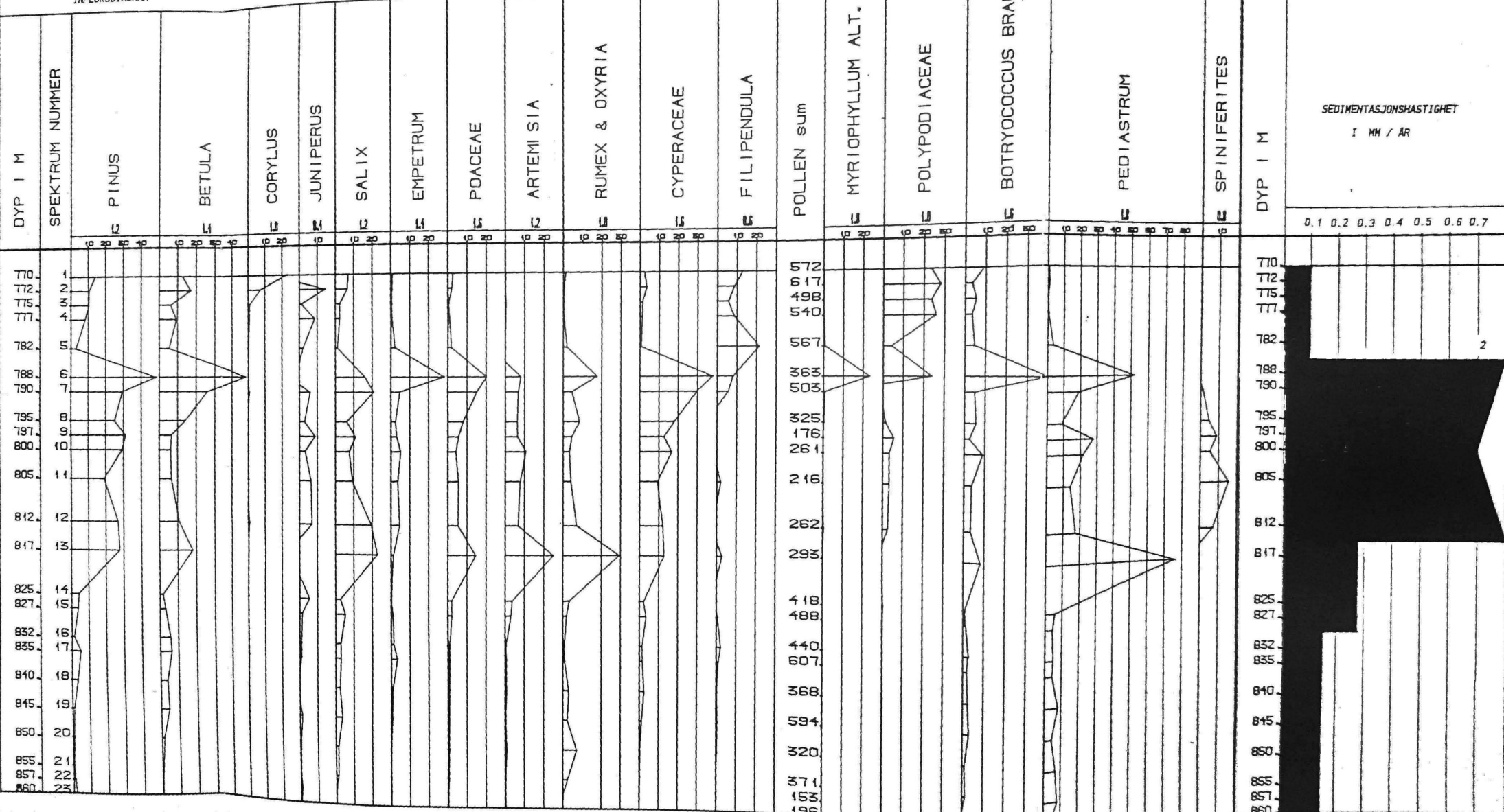
TRÄR

TRÄR

TRÄR

TRÄR

INFLUKSDIAGRAM



SEDIMENTASJONSHASTIGHET
I MM / AR

0.1 0.2 0.3 0.4 0.5 0.6 0.7

U. B. BERGEN
Ms. Rb 2652

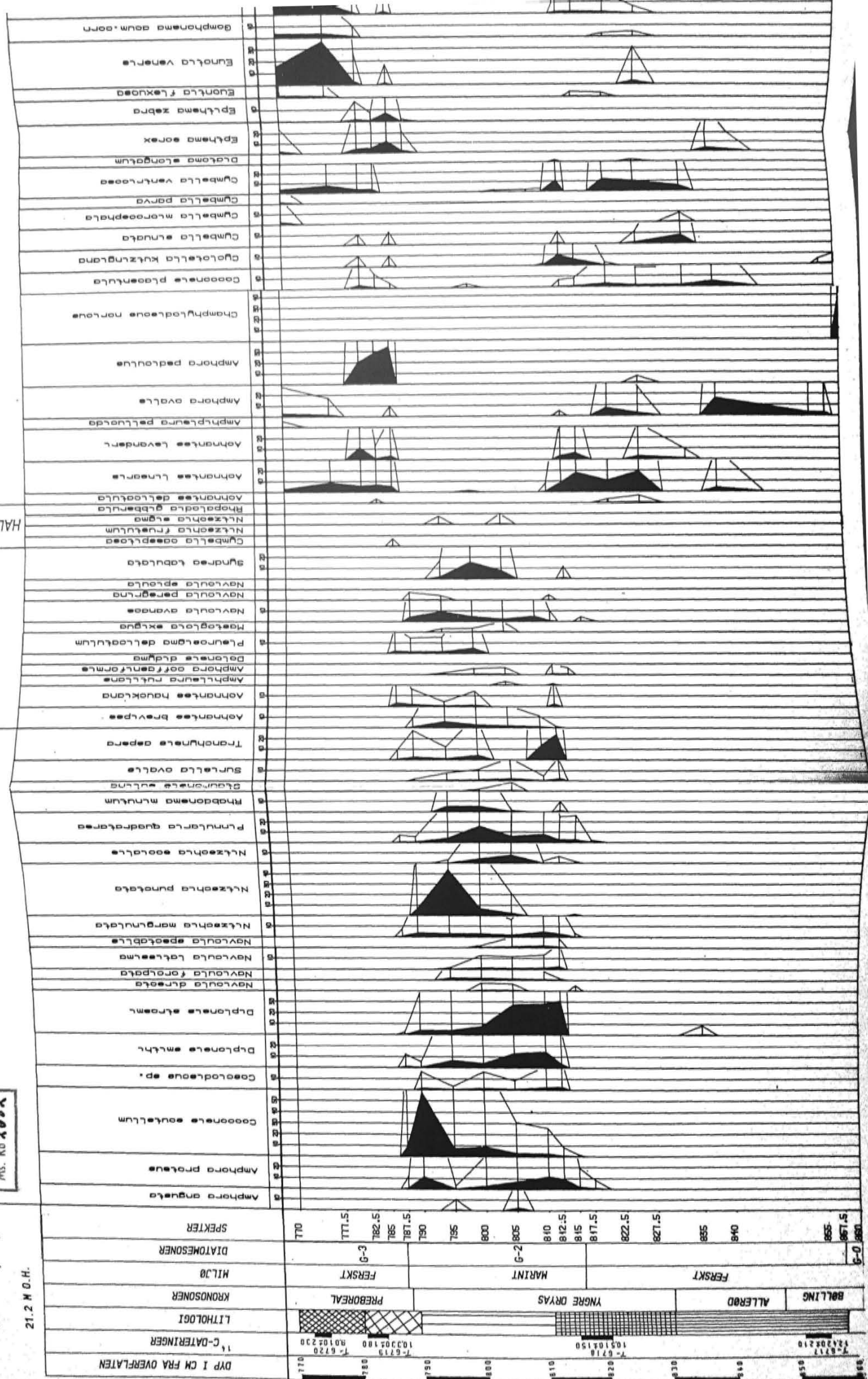
POLYHALOB

MESOHALOB

HALOFIL

OLIGOHALOB

INDIFFERENT

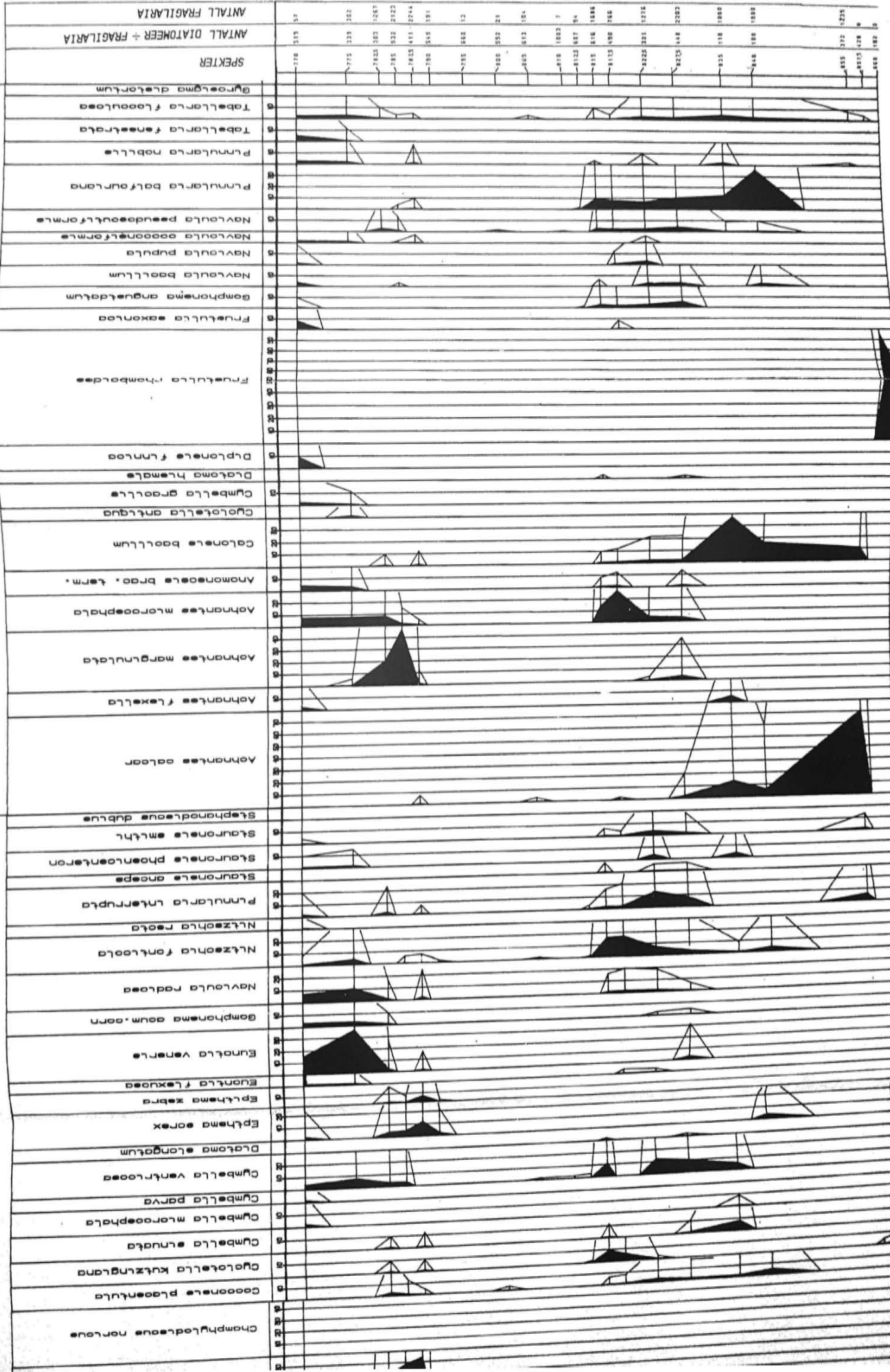


HALOFOB

PLS

OLIGOHALOB

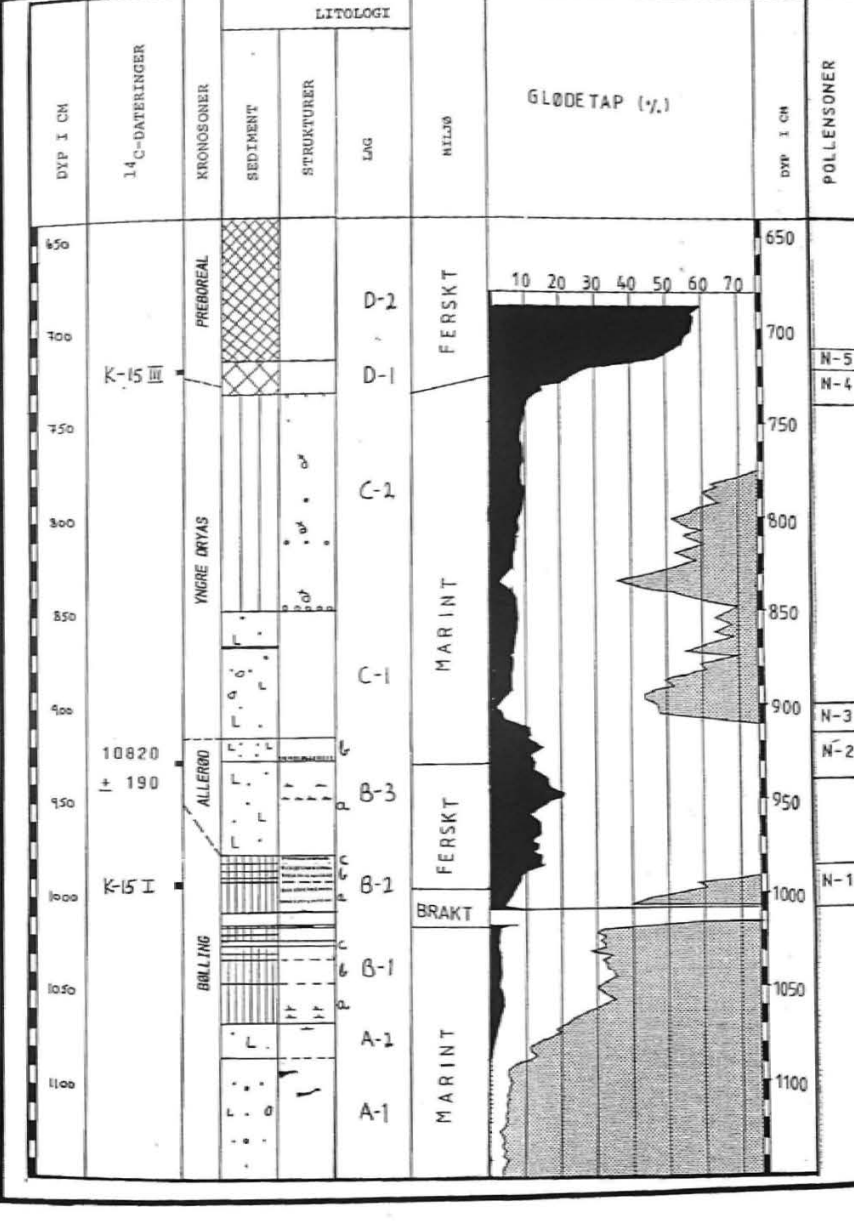
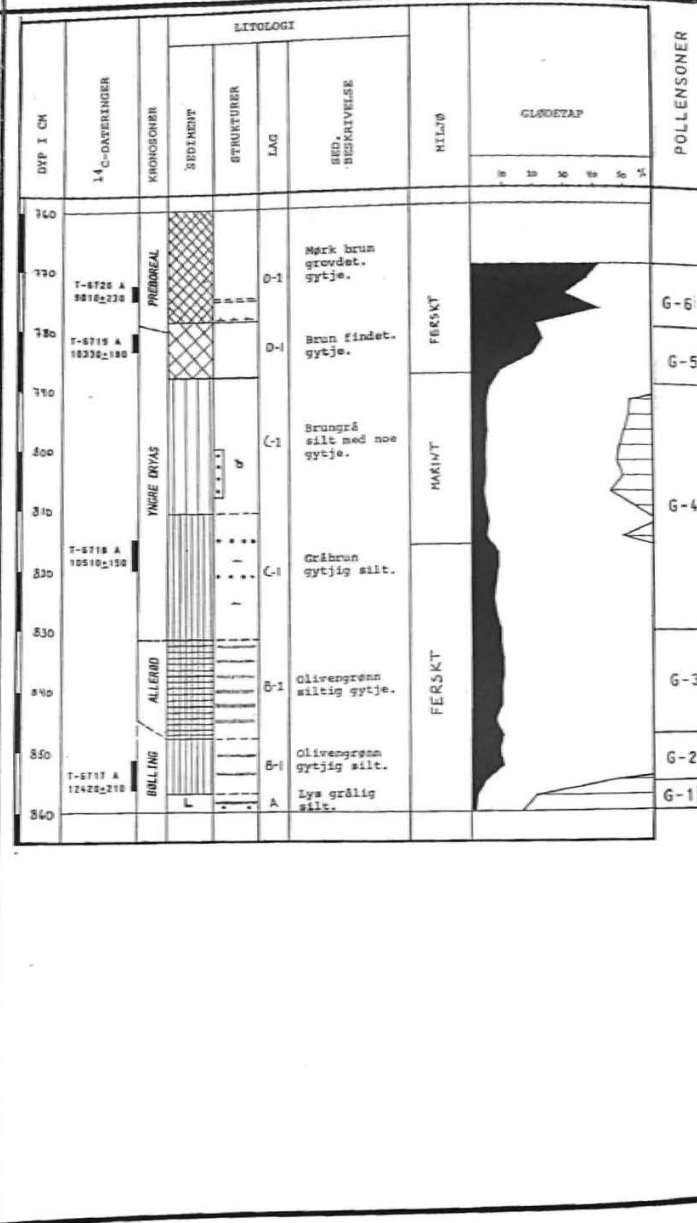
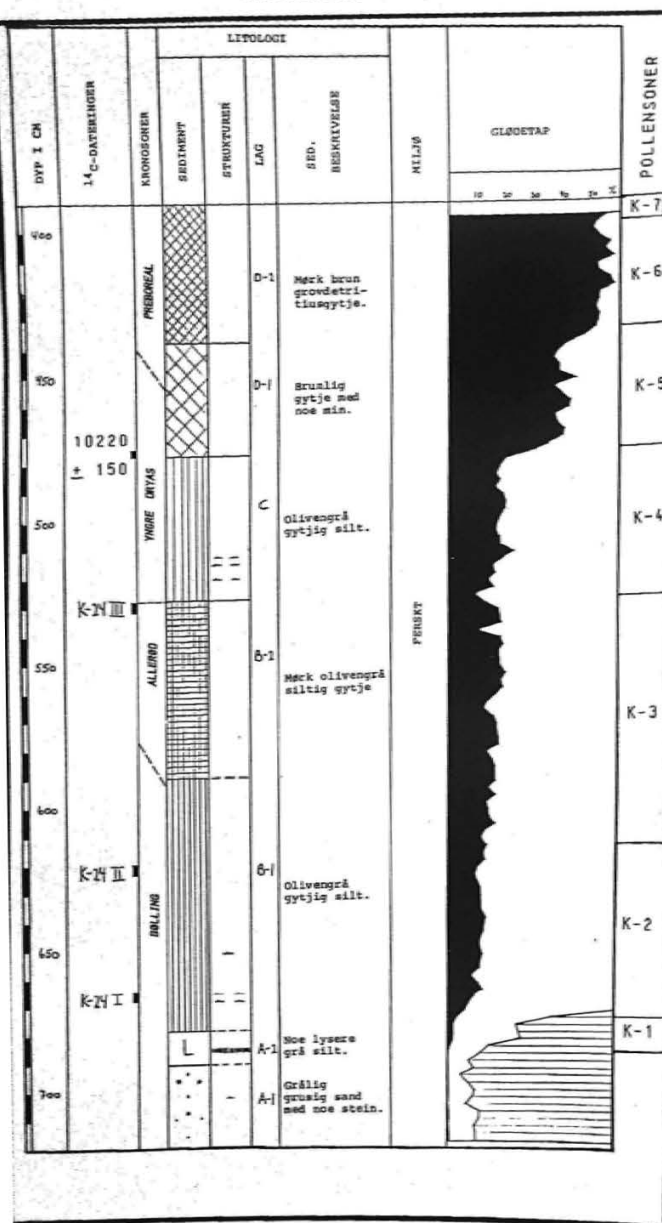
INDIFFERENT



STANGEMYRA

GUNNARSHAUGVATN

NORDBØMYRA



U. B. BERGEN
Ms. Rb 2652

PL. 7 KRONO- OG LITOSTRATIGRAFI I STANGEMYRA, GUNNARSHAUGVATN OG NORDBØMYRA. (BIOSONERINGSDELEN FOR HVERT BASSENG LEGGES INNTIL.)