

0.0191 b

OSLOFJORDEN OG DENS FORURENSNINGSPROBLEMER

I. Undersøkelsen 1962 - 1965

NIVA's
siste exemplar
UTLÅN

Delrapport nr. 2

HYDROGRAFI

av

Herman G. Gade
Geofysisk institutt
Universitetet i Bergen

OSLOFJORDPROSJEKTET
NORSK INSTITUTT FOR VANNFORSKNING
BLINDERN

0-
60201
F2a

DELRAPPORTER

- 1 Hans Munthe-Kaas Overflatelagets rekreasjonskvalitet.
 - 2 Herman G. Gade Hydrografi.
 - 3 Johan T. Ruud og Jon Versvik Fisket i Oslofjorden.
 - 4 Trygve Braarud og Ingrid Nygaard Fytoplankton.
 - 5 Fredrik Beyer, Ågot Dybwad og Jon Versvik Zooplankton.
 - 6 Fredrik Beyer Bunnsedimenter og bunnfauna i indre og midtre Oslofjord i 1938 og 1962—1966.
 - 7 Fredrik Beyer og Jon Versvik Undersøkelse av virvelløse dyr langs med bunnen av indre Oslofjord i 1962—1965.
 - 8 Ernst Føyn Vurdering av næringssaltenes kjemi.
 - 9 Nils Klavestad Undersøkelser over benthos-algevegetasjonen i indre Oslofjord i 1962—1965.
 - 10 Jozsef Kotai og Olav Skulberg En eksperimentell undersøkelse av fjordvannets gjødslingspåvirkning og den resulterende algevekst.
 - 11 Svein Stene Johansen Totaltilførsler av forurensningskomponenter via elver, bekker og kloakkledninger til indre Oslofjord.
 - 12 Ernst Føyn Eldre kjemiske undersøkelser.
 - 13 Torstein Oftebro Paralyserende muslinggift i blåskjell i Oslofjorden.
 - 14 Hans Munthe-Kaas Materialbalanse.
 - 15 Hans Munthe-Kaas Fjordens topografi.
 - 16 Hans Munthe-Kaas Felt- og laboratorieundersøkelser.
 - 17 Hans Munthe-Kaas Data og databehandling.
 - 18 Fredrik Beyer Representativiteten av undersøkelsesperioden 1962—1966.
 - 19 Ola M. Johannessen Strømundersøkelser i Drøbaksundet. Mai—juni 1963.
 - 20 Ola M. Johannessen Strømkorsundersøkelser i Vestfjorden. Juni 1963.
-

OSLOFJORDEN OG DENS FORURENSNINGSPROBLEMER

I. Undersøkelsen 1962 - 1965

Delrapport nr. 2

HYDROGRAFI

av

Herman G. Gade

Geofysisk institutt
Universitetet i Bergen

OSLOFJORDPROSJEKTET
NORSK INSTITUTT FOR VANNFORSKNING
BLINDERN

Redaksjonen avsluttet oktober 1967

I N N H O L D S F O R T E G N E L S E:

Side:

FORORD	7
1. GENERELL HYDROGRAFI	8
1.1. Fjordvannets midlere årsvariasjon	8
1.11. Temperaturvariasjonen	9
1.12. Saltholdigheten	10
1.13. Oksygeninnholdet	12
1.2. Hovedvariasjoner i fjordvannets hydrografi i årene 1962-65	13
1.3. Den hydrografiske utvikling i Oslofjorden i årene 1962-65	16
2. FYSISKE PROSESSER	
STRØMFORHOLD OG SIRKULASJONSMØNSTRE	24
2.1. Tidevannsstrømmene	25
2.11. Indre bølger	27
2.2. Ikke-astronomiske vannstandsendringer	28
2.3. Tetthetsstrømmer	30
2.4. Vinddrift	31
2.5. Den estuarine sirkulasjon	35
2.51. Ferskvannstilførselen	39
2.52. Sirkulasjonssystemet	41
2.53. Bestemmelse av den estuarine sirkulasjon ved Knudsens relasjoner	43
2.54. Diskusjon av en teoretisk modell for den estuarine sirkulasjon	45
3. ADVEKTIVE PROSESSER I DYPVANNET	48
3.1. Dypvannsinnstrømningene	48
3.11. Breiangen	48
3.12. Vestfjorden	50
3.13. Bunnefjorden	52
3.14. Kvantitativ bestemmelse av dypvannsinnstrømningene	54
3.15. Dypvannsutskiftningenes årsak og drivmekanisme	55
4. DIFFUSIVE PROSESSER I DYPVANNET	58
4.1. Vertikaldiffusjon	58
4.11. Vertikaldiffusjon av salt	60
4.12. Anvendelse av diffusjonskoeffisienten. Fornyelseshastigheten av dypvannet i hovedbassengene	65
5. DIFFUSIVE PROSESSER I TOPPLAGET	70
5.1. Vertikaldiffusjon	70
5.11. Turbulent varmeledning	70
5.2. Horisontaldiffusjonen	75
5.21. Spredningsforsøk med strømkors	76
5.22. En diffusjonsmodell for den horisontale diffusjon	81
5.23. Prøving av diffusjonsmodellen på fordelingen av ortofosfat	83
5.24. Konsekvenser av den horisontale diffusjon for vannutskiftningen	86
6. VANNUTVEKSLING OG VANNFORNYING I INDRE OSLOFJORD. EN SAMLET VURDERING	88
6.1. Generelle betraktninger	88
6.11. Vannmassene	89
6.2. De enkelte utskiftningsprosessene	90
6.21. Vertikaldiffusjonen i dypvannet	90
6.22. Dypvannsinnstrømninger	91

	Side:
6.23. Den estuarine sirkulasjon	93
6.24. Den vinddrevne sirkulasjon	94
6.25. Diffusiv fornying i brakkvannslaget	98
6.26. Tidevannstrømmene	98
6.27. Øvrige vannstandsendringer	99
6.28. Diffusiv vindvirkning (vinddrift)	103
REFERANSER	104

T A B E L L F O R T E G N E L S E:

1. Diffusiv salttransport gjennom 20 m flaten i 10^3 g/sek.	41
2. Budsjettposter for den estuarine sirkulasjon	44
3. Gjennomsnittlige transporter og oppholdestider i fjorden beregnet på månedsbasis	44
4. Diffusjonskoeffisienter. Bunnefjorden 1963.	62
5. Midlere diffusjonskoeffisienter Bunnefjorden 1963.	63
6. Diffusjonskoeffisienter Vestfjorden 1963.	64
7. Midlere diffusjonskoeffisienter Vestfjorden 1963.	64
8. Midlere diffusjonskoeffisienter for varme, cm^2/sek .	72
9. Diffusjonskoeffisienter (cm^2/sek)	74
10. Gjennomsnittlig P-verdi i tidsintervallet etter utsetning	79

F I G U R F O R T E G N E L S E:

1. Hydrografiske hovedstasjoner
2. Midlere årsvariasjon av temperatur, saltholdighet og oksygen beregnet på månedsbasis for 1962-1965.
3. Den midlere årlige temperaturvariasjon i indre Oslofjord fremstilt ved isopleter.
4. Logaritmisk fremstilling av temperaturens midlere amplitudevariasjon for hovedstasjonene Nj 1 (Breiangen), Fl 1 (Vestfjorden) og Dp 1 (Bunnefjorden).
5. Tetthets-sjiktningen i mai-juni basert på fireårsperioden 1962-65.
6. Forskjellen mellom saltholdigheten i Breiangen (Nj) og de indre lokalitetene Lm, Fl og Dp i 12 m dypet basert på fireårsmidler.
- 7a. Tetthetsdifferansen mellom Breiangen (Nj) og Vestfjorden (Fl 1) for perioden mai-juni gjennom 1962 - 65.
- 7b. Det relative (indre) trykkfelt som følge av tetthetsforskjellen på fig. 7a, samt det kompenserte strømprofil som ville oppstå i fravær av friksjon og topografiske effekter.
8. Oksygenverdier plottet mot temperaturen for hovedstasjonene Nj, Dk og Dp.
- 9a. Midlere temperaturprofiler for Lm, Dk og Cp-Dp 1962 -65.
- 9b. Midlere saltholdighetsprofiler for Lm, Dk og Cp-Dp 1962 - 65.
10. Glidende årsmidler av temperatur og saltholdighet i hovedbassengene.
11. Overflatesaltholdigheter i Breiangen.
12. Overflatesaltholdigheter i Breiangen.
13. Overflatesaltholdigheter i Breiangen.
14. Salholdigheten i forskjellige dyp som funksjon av tiden.
15. Temperaturen i forskjellige dyp som funksjon av tiden.
16. Snitt av saltholdighetsfordeling i Oslofjorden etter tre døgn med liten sørlig kuling.
17. Brakkvannsjiktning i Vestfjorden om våren.
18. Oksygenmaksimum i 25 m nivået indikerer innflytning av vann til Bunnefjorden.
19. TS-diagram fra Bunnefjorden.
20. TS-diagram fra Vestfjorden.
- 21a. Ukemiddel av vindens N-S og Ø-V komponenter på Fornebu 1962-63.
- 21b. Ukemiddel av vindens N-S og Ø-V komponenter på Fornebu 1964-65.
22. Temperaturprofil fra Vestfjorden.
23. Den hydrografiske sjiktning juni 1965. Vestfjorden.
24. Salholdighetsisopleter. Drøbaksundet N.
25. Daglig middelvannstand. Oslo havn 1964.
26. Energispektra for vannstand og lufttrykk.
27. Salholdighetsfordeling etter tre dager med nordlig frisk bris til liten kuling.

28. Saltholdighetsfordeling etter tre dager med sørlig frisk bris.
29. "Bladstrømmer" i Vestfjorden (Nærnes).
30. Teoretisk strømprofil i Drøbaksundet ved stø vind av 1 m/sek.
31. Teoretisk strøm i Drøbaksundet ved en varierende vind.
32. Midlere månedsverdier for ferskvannstilrenningen.
33. Hyppighetsfordeling av nedbør i Osloområdet.
34. Hyppighetsfordeling av nedbør i Osloområdet.
35. Hyppighetsfordeling av nedbør i Osloområdet.
36. Tidsvariasjonen av saltholdighet, temperatur og oksygen for forskjellige dyp i Breiangen.
37. Tidsvariasjonen av saltholdighet og temperatur for forskjellige dyp i Vestfjorden.
38. Hevningsdiagram for Vestfjorden.
39. Hevningsdiagram for Bunnefjorden.
40. Tidsvariasjon av saltholdighet og temperatur for forskjellige dyp i Bunnefjorden.
41. Fire ukers midlere vindkomponent. Fornebu.
42. Saltholdighetsfordeling under dypvannsinnstrømningen 1963.
43. Saltholdighetsfordeling under dypvannsinnstrømningen 1965.
44. Diffusjonskoeffisienter Bunnefjorden 1963.
45. Midlere verdi for diffusjonskoeffisienter. Bunnefjorden 1963.
46. Diffusjonskoeffisienter. Vestfjorden 1963.
47. Midlere verdi for diffusjonskoeffisienter. Beregnet på grunnlag av modifisert bunnprofil.
48. Integrasjonsresultater for saltholdighet. Bunnefjorden og observerte verdier.
49. Integrasjonsresultater for saltholdighet. Vestfjorden og observerte verdier.
50. Konsentrasjon av vann eldre enn absisseverdi. Bunnefjorden.
51. Konsentrasjon av vann eldre enn absisseverdi. Vestfjorden.
52. Vannets aldersfordeling ved forskjellige lokaliteter.
53. Vannets aldersfordeling ved forskjellige fordelinger.
54. Fornylshastigheten som funksjon av dypet.
55. " " " "
56. Midlere diffusjonskoeffisient for varme som funksjon av dypet
57. Observerte og teoretisk avstandsfordeling etter Joseph & Sendner
58. Lokaliteter for spredningsundersøkelser.
59. Diffusjonsparameterens timelige fordeling.
60. Midlere vertikale diffusjonskoeffisient plottet mot den midlere kvalitative tidevannslengde (L).

61. Fordeling av temperatur, saltholdighet og oksygen ved januartoktet 1964.
62. Vertikalfordelingen av ortofosfat på de forskjellige stasjoner ved januartoktet 1964.
63. 0-12 m midlere konsentrasjon. Ortofosfat. 15/1 1964.
Observert og beregnet.
64. Den horisontale diffusjonskoeffisient som funksjon av fjordens akse.
65. Konsentrasjon av vann eldre enn absisseverdi for forskjellige lokaliteter.
66. Konsentrasjon av nytt vann ved forskjellige tidspunkt.
67. Vannets aldersfordeling for forskjellige lokaliteter etter horisontalutvekslingen.
68. Relativ konsentrasjonsfordeling av punktølipp ved ytre grense eller angitt tid.

F O R O R D

Det foreliggende arbeid er en analyse av de hydrografiske forhold og prosesser i indre Oslofjord med særlig henblikk på vannutvekslingen og vannfornyingen. Rapporten er ment å danne grunnlag for beregninger og vurderinger av tekniske tiltak som kan komme på tale for å forbedre fjordens sirkulasjon og tilstand av forurensning. Dessuten har rapporten tjent som støtte for den biologiske forskning.

Analysen bygger hovedsakelig på konvensjonelle oseanografiske observasjoner og metoder. Det foreligger dessuten også et større materiale kontinuerlige strømobservasjoner fra Drøbaksundet som kan danne ytterligere grunnlag for vurdering av spesielle problemer angående sirkulasjonen og utvekslingen gjennom Drøbaksundet. Dette materialet har det imidlertid ikke vært hensiktsmessig å behandle i denne rapporten.

Enkelte emner som normalt inngår som en del av den rutinemessige behandling av hydrografiske data har til dels vært neglisjert idet de ikke er funnet å kaste lys over de foreliggende problemer, eller emnene har vært behandlet annensteds. Således er oksygenhusholdningen bare såvidt berørt og varmeledningen i dypvannet utelatt. De topografiske forholdene i fjorden er forutsatt kjent og har derfor ikke vært inngående behandlet. Det henvises her forøvrig til litteraturlisten.

Foruten saltholdighetsbestemmelsene har også den videre behandling av de hydrografiske data vært utført ved Geofysisk institutt, som velvilligst også har bidratt til prosjektet med arbeidsplasser og annen indirekte hjelp. Den statistiske tilrettelegging og behandling av materialet har vært utført ved Norsk Regnesentral. Det er her dessuten utført en rekke videregående beregninger.

Forfatteren står i gjeld til medarbeidere i og utenfor NIVA for verdifulle momenter og diskusjoner. Videre ønsker forfatteren å nevne programmerer Alfred Evjens, Geofysisk institutt, dyktige innsats for utførelsen av de mange kompliserte beregningene. En spesiell takk rettes også til prosjektleder Hans Munthe Kaas for ansvaret for organisasjonen av de praktiske undersøkelser og opplegget til den elektroniske databehandling.

Geofysisk institutt

Bergen, mai 1967.

Herman G. Gade.

1. GENERELL HYDROGRAFI

1.1. Fjordvannets midlere årsvariasjon.

Oslofjordens hydrografi er i mange henseender såvidt komplisert og dertil vekslende at det kan være hensiktsmessig å studere de alminnelige trekk først, og dernest behandle den enkelte hydrografiske situasjon og utvikling. På den måten kan man lettere skille det spesielle fra det alminnelige, noe som ellers ville falle vanskelig.

Studiet av dypvannet i fjordens indre bassenger har vist at hvert basseng har en karakteristisk hydrografisk utvikling som er bestemt av to vesentlige prosesser, dypvannsutskiftningen og vertikaldiffusjonen.

Ved dypvannsutskiftningen fornyes dypvannet ved spontane massive innstrømninger av sjøvann med relativt høy saltholdighet. Ved vertikaldiffusjonen tilblandes dypvannet mindre salt vann fra høyere nivå og det opptrer en saltholdighetsreduksjon som følger karakteristiske mønstre. Disse mønstre er praktisk talt ens for samtlige stasjoner i bassenget, men forskjellig for stasjoner i de forskjellige bassengene. Det bekrefter at i det store og hele opptrer dypvannet i hvert basseng som en enhet, og at de laterale prosessene i dypvannet er tilstrekkelig kraftige til å utviske det meste av de horisontalgradienter som vertikaldiffusjonen nødvendigvis må fremkalle. Som en alminnelig regel finner vi at utlekkingen fra dypvannet avtar i intensitet dess lenger inn vi kommer. Denne tendensen synes også å gjelde innenfor det enkelte basseng. Således finner vi følgende midlere saltholdigheter for 80 m nivået i Bunnefjorden: Cp 99, S= 33.594 ‰; Dp 99, S= 33.696 ‰; Fp 99, S= 33.723 ‰ (for stasjonslokalteter se fig. 1).

De tetthetsforskjeller som derved fremkalles vil sette opp en vertikal-sirkulasjon med nedsynkning i den indre og oppstigning i den ytre delen av bassenget. På den måten kompenseres ulikhetene i tetthetsfordelingen.

Også når det gjelder fordelingen av andre variable enn saltholdigheten, finner vi gjennomgående små forskjeller innenfor det enkelte basseng (se forøvrig Muxworthy: Comparison of Stations within a Basin.).

Det er derfor i stor utstrekning gjort referanse til prosesser og tilstander i et fjordbasseng ved en enkelt sentral stasjon, eller i noen tilfeller også ved middelverdier for to sentrale stasjoner i bassenget.

Forholdene i vannmassene i de høyereliggende lag er derimot ikke så enkle. Her opptrer horisontal adveksjon og vertikal konveksjon sammen med horisontal og vertikal diffusjon og danner et bilde som derfor blir svært sammensatt og vanskelig å tolke. Når det gjelder konservative størrelser som saltholdigheten, finner man ofte store og vekslende horisontalgradienter. I middel er disse gradientene nærmest insignifikante slik at det også her har mening å benytte en enkelt stasjon som referansepunkt for bassenget.

Vi skal i det følgende studere den alminnelige årsutvikling slik den fremgår av forløpet av middelverdikurvene for årsutviklingen.

1.11 Temperaturvariasjonen.

Temperaturforløpet i de tre bassengene (fig. 2) representert ved stasjonene Nj1 (Breiangen), Fl1 (Vestfjorden) og Dp1 (Bunnefjorden) viser stor likhet. Både dypvannstemperaturene og overflatetemperaturene følger noenlunde samme mønster og leie, men det er i de intermediære vannlag at bassengene skiller seg tydeligst fra hverandre. Overflatevannet har temperaturminimum nær 2°C i mars og når sitt maksimum i juli-august med $16,3^{\circ}$ for Breiangen, $16,5^{\circ}$ i Vestfjorden og $17,4^{\circ}$ i Bunnefjorden. Den årlige amplitude på ca. 15° må derfor betraktes som et resultat av en varmembalanse mellom sjø og luft der advektive prosesser ikke er av vesentlig betydning. For vinteravkjølingens vedkommende viser imidlertid Nj1 en lavere temperatur i 4 og 8 m dyp enn for overflaten, noe som tyder på at dette kalde vannet ikke er lokalt bestemt, men er opprinnelig overflatevann fra de indre bassengene. Det er karakteristisk at dets saltholdighet på over 29 ‰ nettopp er å finne som overflatevann i Vestfjorden og Bunnefjorden, mens overflatevannet i Breiangen har ca. 27,5 ‰ saltholdighet.

Tilsvarende finner vi for sommeroppvarmingen at den lokale forskjell må sees som resultat av den større grad av vertikalutveksling for de ytre bassengene enn innerst i fjorden. Analyse av varmebølgen i de tre bassengene har gitt følgende gjennomsnittlige verdier for den vertikale varmeutvekslingskoeffisient: Breiangen 0,74, Vestfjorden 0,32, Bunnefjorden 0,18 cm^2/sek . (Se kap. 5, seksjon 1). Svarende til en midlere temperaturgradient om sommeren i de øverste 8 metrene på henholdsvis 0,26, 0,33 og $0,50^{\circ}\text{C}/\text{m}$ får vi anslagsvis en varmestransport som forholder seg som 2,5 : 1 : 1. Med andre ord: den vertikale varmestransport om sommeren er 2,5 ganger så stor i Breiangen som i indre Oslofjord, mens varmembalansen opprettholdes ved bare $1,0^{\circ}$ senkning av overflatetemperaturen i forhold til Bunnefjorden. Av

dette kan det sluttet at overflatetemperaturen om sommeren ikke er nevneverdig influert av den vertikale varmetveksling, men i det store og hele er bestemt av grensebetingelsene ved overflaten.

Varme­bøl­gens for­plant­ning ned i de dypere vannlag fremgår av fig. 3 der isopletdiagrammer for den midlere årsvariasjon for 1962 - 1965 er fremstilt. Et karakteristisk trekk ved varme­bøl­gens for­plant­ning med dypet er at temperaturmaksimum faller senere på større dyp enn på mindre. Denne faseforskyvning lar seg best studere på isopletdiagrammet på fig. 3, men er også åpenbar på fig. 2. Vi merker oss at faseforskyvningen er større for de indre bassengene enn for det ytre, et forhold som er betinget av den langsommere vertikalforplantning. Mens sommeroppvarmingen i Brei­an­gen gir temperaturmaksimum for 40 m nivået i oktober, oppnås dette i Vestfjorden i slutten av desember og i Bunnefjorden først i februar. Varme­bøl­gen er således forsinket i de indre bassengene i forhold til den ytre Oslofjord. Det er tidligere påpekt at slike forhold gir anledning til en lateral varmetransport som har en viss betydning for varmebudsjettet (Gade 1963).

En nærmere betraktning av temperaturisopletene viser at varme­bøl­gens for­plant­nings­hastighet er en funksjon av dypet. Den har sin laveste verdi i 8 - 12 m området og vokser både mot overflaten og mot dypet.

Temperaturvekslingene ved varme­bøl­gen er derimot størst i overflaten og avtar tilnærmet eksponensielt mot dypet. På fig 4 er amplitudevariasjonen av temperaturen for de tre hovedstasjonene fremstilt i logaritmisk skala.

Den turbulente varmeledningsprosess er analysert i kap. 5.1 og den vertikale diffusjonskoeffisient for varme beregnet.

1.12. Saltholdigheten.

Saltholdighetsvariasjonene for de tre bassengene viser analoge forløp (fig. 2), men har likevel karakteristiske særtrekk. For de øvre vannlag sees at også saltholdigheten er gjenstand for typiske sesongmessige variasjoner som har størst årlig amplitude i Brei­an­gen, mens det er liten forskjell i Vestfjorden og Bunnefjorden. Saltholdigheten i overflaten i Brei­an­gen går om sommeren ned til ca. 17,5 ‰, mens de indre bassengene ligger på noe under 20 ‰. En konsekvens av dette er at overflatevannet fra Brei­an­gen om sommeren vil tendere til å flyte inn i Bunnefjorden, spesi-

elt på nedbørfattige somre, mens overflatevannet fra de indre bassengene flyter inn under overflaten i Breiangen.

Som omtalt tidligere, gjør denne tendensen seg også gjeldende tidlig på året, men om høsten viser saltholdighetsforholdene seg svært like ute og inne i fjorden. Det er et påfallende trekk ved samtlige saltholdighetsfordelinger at saltholdighetsminimum opptrer omtrent samtidig i alle dyp, eller gjerne noe tidligere for 12 m og 8 m nivået enn for overflaten. Det er mulig å tolke denne utviklingen som et resultat av vertikalutveksling med overflatevannet ved at det om sommeren utvikles en så stor stabilitet under overflaten at vertikaldiffusjonen fører til opphopning av brakkvann i 8 til 12 m sjiktet. Ser vi imidlertid på tetthetsjiktningen i mai og juni (fig. 5), så viser denne en temmelig lineær fordeling like ned til 20 m nivået for samtlige tre områder, så denne hypotese er neppe holdbar. Vi kan da bare se saltholdighetsskiktningen som en følge av en horisontalutveksling med ytre Oslofjord. Fig. 6 viser forskjellen mellom saltholdighetene for Nj1 og de indre stasjonene Lm, Fl og Dp i 12 m dypet. Som et særtrekk fremgår det av denne figuren at den nordlige stasjonen i Breiangen-området Lm1 har inntil 4 ‰ lavere saltholdighet enn de innenforliggende stasjoner. Av fig. 4 fremgår at brakkvannet i Breiangen har en tetthet som er mindre enn for tilsvarende dyp i Vestfjorden og tilsvarer nærmest tettheten i et to meter høyere nivå. Hele toppsjiktet i Breiangen over 25 m nivået er lettere enn innenfor Drøbaksundet og kan derfor ikke flyte inn som en tetthetsstrøm. Hvis det skal komme til en tetthetsstrøm, så må denne være rettet utover i de dypere lag og innover i overflaten. Til dette kommer så ferskvannsavrenningen til de indre bassengene. Den trykkgradient som ferskvannsavrenningen medfører er meget svak, og som et ytre trykkfelt virker den like til bunns. Den frie tetthetsstrøm vil derfor i hovedsaken være bestemt av det indre trykkfelt som lar seg studere ved massefeltet. På fig. 7 a er fremstilt tetthetsdifferansen mellom Breiangen og Vestfjorden som funksjon av dypet. Den horisontale gradient av det indre trykkfelt fåes ved integrasjon av tetthetsgradienten utført som en endelig trykkdifferens. Med unntak av et område fra 3 til 6 m er denne gradienten voksende (negativt) mot dypet. I fravær av ytre krefter vil derfor en utstrømning gjøre seg sterkest gjeldende nær terskeldypet (19 m) i Drøbaksundet. Utstrømningen fra Vestfjorden vil umiddelbart sette opp et ytre trykkfelt som er motsatt rettet og virker like sterkt i alle dyp. Dette vil til enhver tid være så stort at mengden av det innstrømmende vann er lik transporten utover av understrømmen. I fravær av friksjon vil de virkende krefter søke å sette opp et hastighetsprofil som er antydnet på figuren. Hastighetsprofilet modifiseres til en viss grad av friksjon og dessuten av de topografiske forhold i Drøbaksundet.

Etter det som har vært omtalt ovenfor, er det åpenbart at den tetthetsfordeling som preger Oslofjorden i vårmånedene ikke er resultatet av fri adveksjon, men må være drevet av ytre krefter. Som nærmere omtalt i neste seksjon (kap. 1.3) finner vi mange eksempler på vinddreven divergens og konvergens av overflatevann som får utpreget virkning på tetthetsfordelingen i fjordsystemet. Den foreliggende situasjon kan tilbakeføres til tilfeller av vinddreven oppstuvning av brakkvann i Breiangen hver eneste vår. Vindretningen er da sørlig.

I dypvannet finner vi relativt små variasjoner i saltholdigheten. Særlig er dette tilfellet for Breiangen, men også i Bunnefjorden er saltholdighetsvariasjonene små. Imidlertid er det mulig i Bunnefjorden og særlig i Vestfjorden å identifisere en årlig variasjon med stigning i saltholdigheten i desember, januar og februar, og langsommere synkning gjennom resten av året. Variasjonene er forbundet med årlige innstrømninger av saltete sjøvann til Vestfjorden og, om enn sjeldnere, også til Bunnefjorden. Vertikaldiffusjon er ansvarlig for de fallende saltholdigheter gjennom resten av året. Dypvannsutskiftningene og vertikaldiffusjonen er behandlet i henholdsvis kap. 3 og kap. 4.

1.13. Oksygeninnholdet.

Oksygeninnholdet illustrert på fig. 2 støtter på mange måter de konklusjoner som er gitt i det foregående. I Breiangen er dypvannet godt utluftet med et stabilt oksygeninnhold som i det vesentlige ligger over 7 mg/l. En årlig variasjon på ca. 0,5 mg/l er påviselig, maksimum nås i februar-mars, minimum viser seg i oktober. Årsvariasjonen vokser mot overflaten, for denne inntrerffer maksimum i mars-april, minimum i august. Oksygenvariasjonen viser i det store og hele samsvar med sjøvannstemperaturen. Se spredningsdiagrammet fig. 8.

Likesom Nj1 viser dypvannet i de indre bassengene en årlig variasjon. For Vestfjorden er denne svært utpreget og må sees i forbindelse med de årlige innstrømninger. For Bunnefjorden er forholdet mindre utpreget og reflekterer i første rekke hovedinnstrømningen i 1963. For de øvrige vannlag er den årlige variasjon større enn for Breiangen og er størst for Bunnefjorden. Denne sammenhengen er bestemt ved at både maksimalverdiene og minimalverdiene er mer ekstreme enn for Breiangen. For samtlige stasjoner lar det seg påvise tendens til dannelselse av et minimum i den vertikale fordeling av oksygen i august-september i 8 - 20 m sjiktet. For Bunnefjorden holder dette minimum seg lengst, like til desember.

Årsvariasjonene for de indre bassengene er mindre korrelert med sjøvannstemperaturen enn for Breiangen.

1.2. Hovedvariasjoner i fjordvannets hydrografi i årene 1962-65.

Danner man seg middelveidier av de hydrografiske variable på grunnlag av fireårsperioden 1962-65, gir dette anledning til studium av permanente trekk ved enkeltstasjonene såvel som en sammenlikning stasjonene imellom.

Fig. 9 viser temperaturprofiler for stasjonene Lm, Dk og Cp-Dp basert på fire års middelveidier. Bassengenes særtrekk kommer her frem dels ved temperaturens absolutte nivå, dels ved den sjiktning som fremstilles. Som et alminnelig trekk gjelder at den ytterste stasjon (Lm) er varmere i alle nivå enn bassengene innenfor, med de laveste temperaturene innerst i Bunnefjorden (Cp-Dp). Et unntak fra denne regelen gjelder for overflatevannet i Bunnefjorden, noe som synes å være betinget av en mer intens sommeroppvarming.

I overensstemmelse med dette finner vi en utpreget tendens til stabilisering av toppsjiktet mot enden av fjorden med termoklinen sterkest utviklet i 10 m nivået. Bortsett fra en svak negativ temperaturgradient nær overflaten ved Dk, finner vi ellers stigende temperaturer mot overflaten. Dette er til en viss grad betinget av en noe dyperegående vinteravkjøling enn sommeroppvarming, men må i hovedsaken tilskrives det estuarine sirkulasjonsmønster som betinger en tilførsel av kaldt dypvann og en avrenning av et oppvarmet toppsjikt.

Ser man på middelveidierne for saltholdigheten (fig. 9) for de samme stasjonene så viser disse langt større likhet enn temperaturene. Over 40 m nivået finnes avvik av størrelsesorden $\pm 0,3$ ‰, mens det bare for dypvannet opptrer en systematisk forskjell i saltholdigheten. Her har den ytre stasjon inntil 1 ‰ høyere verdier enn innenfor, mens Bunnefjorden har den største saltholdigheten av de to indre bassengene. Som eksempel kan nevnes at den midlere saltholdighet i 120 m nivået for stasjonene Lm 1, Fl 1 og Dp 1 er henholdsvis 34,759, 33,378 og 33,779 ‰.

Samholdes saltholdighetene med temperaturforholdene får vi for de øverste førti metrene et lettere vannsjikt i Breiangeren enn det finnes i de indre bassengene. Under terskeldypet (20 m) er dette en naturlig følge av dypvannsstrømmingene, mens det over terskeldypet ikke kan forstås som resultat av et naturlig sirkulasjonsmønster, men må søkes forklart ut fra påvirkningen av en ytre kraft, vindkraften på overflaten.

Forholdene som er diskutert ovenfor, lar seg ytterligere belyse ved 12-måneders glidende midler (fig. 10). Vi merker oss at både saltholdigheten

og temperaturen er gjenstand for betydelige svingninger av mer eller mindre langperiodisk natur. De kortperiodiske fluktuationene er i første rekke fremkalt ved at de sesongmessige begivenheter er forrykket noe i tiden, og de er derfor ikke av vesentlig betydning. Forøvrig gir de langperiodiske variasjoner uttrykk for en endring av årsmiddelverdien. En viss kobling synes å eksistere mellom temperatur og saltholdighetssvingningene. I høyere nivå finner vi gjerne stigende saltholdighet med stigende temperatur, det motsatte synes å være tilfelle med dypvannet (jfr. Bunnefjorden 40, 80 m). Årsaksforholdet, spesielt for de øvre vannlag, synes ikke å være særlig åpenbart da mange faktorer gjør seg gjeldende. At også vinden vil spille en viss rolle i denne sammenheng er ventelig, men kan først iakttas ut fra den enkelte situasjon, da den samme vind vil ha ulike virkninger til forskjellige årstider.

De glidende 12-måneders middelerverdier for saltholdighetene følger i det store og hele samme mønster for samtlige stasjoner, men en nøyere sammenlikning avslører variasjoner som ikke kan begrunnes uten nærmere kjennskap til enkeltsituasjonene som fremkaller utslaget. Stasjonene Lm og Dk danner den beste overensstemmelse, mens Bunnefjorden opptreer periodevis avvikende med noe større saltholdighet i toppsjiktet.

Når det gjelder temperaturene, er forholdene derimot sterkt svingende. I år med kraftig utvikling av et minimumssjikt finnes den største forskjell på Bunnefjorden og Vestfjorden, idet overflatevannet i Bunnefjorden (1 m) blir varmere, mens minimumssjiktet (12 m) blir kraftigere utviklet enn i Vestfjorden.

Vesentlig betydning må tillegges det faktum at noe utpreget estuarint saltholdighetsmønster er ikke å finne i indre Oslofjord på årsbasis. Det kan se ut som at den ferskvannsmengde som tilføres de indre deler av Oslofjorden blandes tilstrekkelig hurtig med de underforliggende vannmasser til at overflatevannet mister sin identitet og ikke kan skilles fra vannet i Breiangen.

De hydrografiske langtidsvariasjoner som er fremstilt i diagrammene på fig. 10 forteller om betydelige vekslinger fra år til annet. Vi finner "klimaendringene" mest uforstyrret av lokale effekter i det ytre basseng Breiangen. Dette viser for temperaturens vedkommende en betydelig stigning for de øverste første metrene av en størrelsesorden på omlag en grad om året. For dypvannet er ikke denne tendensen særlig utpreget, men vekslinger av en størrelsesorden på inntil en halv grad synes å være naturlig fore-

kommende. Det kan bemerkes at den største vekst finnes ikke for overflatevannet, men for vannet i et dyp av 12 m til 20 m. En nøyere undersøkelse, for eksempel på isopletdiagrammene, viser at både vintertemperaturene og sommertemperaturene er stigende.

Ikke mindre utpreget er stigningen i saltholdigheten fra 1963. Også her viser det seg at økningen finner sted både om sommeren og om vinteren, men i noe varierende forhold. Forøvrig finner vi at saltholdighetsøkningen er størst i overflaten.

Disse endringene kan ikke alene forstås som resultat av en lokal vær-situasjon. Når det gjelder kortperiodiske variasjoner, vil i alminnelighet temperaturen og saltholdigheten være negativt korrelert, med unntak av visse vintersituasjoner. Dette følger av vindindusert overflatekonvergens. Ved nordavind fjernes vann fra overflaten, ved sønnavind akkumuleres overflatevann i indre Oslofjord. For det meste av året vil overflatelaget være varmere enn dypere liggende vann, og alltid ferskere.

Den positive korrelasjon mellom saltinnhold og temperatur må derfor tilskrives en annen årsak enn den lokale vindsituasjon. Man kan tenke seg flere mulige årsaker. 1) Variasjon i nedbørmengden koblet med temperaturvariasjoner, altså en direkte forbindelse med klimasituasjonene. 2) Endringer i det oseaniske "klima" som ikke er umiddelbart og lokalt bestemt, men gjør seg gjeldende ved kysten ved advective prosesser. Variasjon i den baltiske strømmen kunne være eksempel på sistnevnte prosess.

Endringer i klimasituasjonen vil kunne være ansvarlig for saltholdighetsvariasjoner av den størrelsesorden det her dreier seg om. Det er imidlertid vanskelig å forklare temperaturforholdene ut fra denne hypotese. En sterkere oppvarming av overflaten vil ikke gi et større utslag for de underforliggende vannmasser enn for sjiktene nærmere overflaten, hva nettopp synes å karakterisere den foreliggende temperatursituasjon. Det hele bilde peker derfor på en advektiv innflytelse. Dersom denne konklusjonen er riktig, skal den kunne verifiseres ved iakttakelser fra mer åpne farvann.

Dypvannet i Breianger viser derimot bemerkelsesverdig små variasjoner, som forøvrig ikke synes å ha noen forbindelse med dem som gjør seg gjeldende for de høyere vannlag.

De høyereliggende vannmasser i Vestfjorden og Bunnefjorden er gjenstand for de samme storstilte variasjoner beskrevet for Breiangen. Vi ser igjen det utpregede temperaturminimum som inntreffer i 1963, men bildet adskiller seg fra Breiangen ved at årsmidlene når meget lave verdier. Dette har sin sammenheng med den ekstreme vinteravkjøling som fant sted vinteren 1962 - 63, og som først i juli - august nådde ned til 50 m nivået. Tilstanden har altså ingen sammenheng med den store dypvannsinnstrømningen som fant sted i januar - februar. Bunnefjorden er særlig utpreget i så måte på grunn av at den har meget langsommere gjenoppvarming.

Også de dypere vannmasser i Vestfjorden og Bunnefjorden er til en viss grad influert av den strenge vinteren 1963, men hovedutskiftningene ved begynnelsen av året har også vært bestemmende for middeltemperaturen. Bunnvannet i Vestfjorden når sitt temperaturminimum på $5,4^{\circ}$ i desember 1963, men allerede i februar samme år var temperaturen falt fra et maksimum på $6,9^{\circ}$ til $6,2^{\circ}$. I Bunnefjorden finner vi den samme utviklingen, men med noe mindre amplitude. Temperaturminimum nås her i januar 1964.

Analoge forhold til dem som er beskrevet for Breiangen gjelder også for saltholdigheten i de øverste 20 metre. Utslagsgivende i denne sammenheng er sommertilstanden, men med unntak av januar - februar situasjonen 1963 er også her vintersaltholdighetene lavere enn i de etterfølgende vintre. Under 20 m nivået er variasjonene derimot hovedsakelig bestemt av omfanget og tidspunktet for dypvannsinnstrømningene.

1.3. Den hydrografiske utvikling i Oslofjorden i årene 1962 - 65.

Da målingene i Breiangen 1962 er sporadiske, må vi for den ytre delen av Oslofjorden støtte oss til de data som foreligger fra Drøbaksundstasjonen Im 2, dels supplert med observasjoner fra Filtvedt. Dette er også på mange måter bedre representasjon av det vann som er tilgjengelig for utveksling med Vestfjorden.

Overflatevannet i Breiangen er på den annen side sterkt influert av brakkvannet fra Dramsfjorden, og spesielt i de vestre deler gjør dette seg særlig gjeldende, se fig. 11, 12 og 13. Under påvirkning av vind vil derfor meget varierte fordelinger av saltholdigheten i Breiangen kunne oppstå. Til eksempel kan nevnes at Filtvedtstasjonen Lm 1 kan opptre med betydelig lavere saltholdighet enn Breiangenstasjonen Nj 1, en situasjon som fremkalles ved sydlige vinder.

Dypvannet i Drøbaksundet følger i store trekk det som er beskrevet for Breiangen. De regelmessige saltholdighetsvariasjonene med et maksimum i april - mai og minimum i august - september vitner om en uhindret kommunikasjon med fjordens ytre deler. For de høyereliggende vannlagene fremgår saltholdighetsvariasjonene best av fig. 14. Man skal imidlertid merke seg at Im 2 stasjonen ikke fremstiller et nøyaktigere bilde enn de interne tidevannsbølgene tillater. Johannesen (delrapport 19) har her påvist interne vertikale svingninger på over 15 m på begge sider av terskelen. Liknende interne bølger forekommer lenger nord i Drøbaksundet (se kap. 2.1.) og må også antas å gjøre seg gjeldende på Im 1 stasjonen.

Den årlige variasjon, hvis alminnelige trekk er diskutert tidligere, viser store og kortvarige svingninger av såvel saltholdighet som temperatur. I de aller fleste tilfeller dreier det seg om variasjoner som følge av overflatekonvergens eller divergens, indusert av lokal vind, men også tetthetsbestemte endringer er påviselige (fig. 14 og 15).

Alt en første betraktning viser at vekslingene i Drøbaksundet er langt kraftigere enn for de øvrige stasjonene, forøvrig at de ytre stasjonene er utsatt for større variasjoner enn de indre. Dette er ikke et uventet resultat av vindpåvirkning. Tar man for seg en sønnvind, medfører denne en transport av overflatevann nordover i fjorden. Under denne prosessen vil karakteren av overflatevannet i fjordens nordlige deler forbli relativt lite påvirket, mens fortykkelse fremkaller betydelig senkning av saltholdigheten i sjiktene under overflatelaget like ned til sprangsjiktets nedre grense. I 20 m nivået kan de alminneligste konvergensprosesser bare såvidt observeres. At vindindusert konvergens og divergens synes mer uttalt i fjordens ytre deler, indikerer Drøbaksundets rolle som en flaskehals for overflatedriften. Virkningen forsterkes også av friksjonen mot understrømmen som vanligvis er motsatt rettet. Et annet forhold som er bestemmende for konvergensforholdene er vindfeltet selv. Det er en kjent sak for lokalfolk at vinden er sterkere i Drøbaksundet enn forøvrig, dertil kommer at solgangsbrisen er sterkere i ytre Oslofjord enn i indre. Dette er i seg selv nok til å bevirke en ulikhet i konvergensintensiteten. Eksempel på en sjiktning påvirket av en sterk (liten kuling) sydlig vind av tre dagers varighet er gitt i fig. 16, som gjengir resultatet av salitermobservasjoner tatt umiddelbart etter at vinden har løyet. Ytterligere eksempler på vindpåvirkede sjiktninger er gitt hos Gade (1963). Man skal være oppmerksom på at reetablering av hydrostatisk likevekt er en relativ hurtig prosess, som i fravær av interne

ettersvingninger kun dreier seg om få timer.

Bortsett fra en direkte henføring av den hydrografiske situasjon til vindforholdene i tiden før observasjonsdagen, vil en dypere forståelse av vindens virkning på Oslofjordens hydrografi fordre kjennskap til utviklingen av tetthetssjiktningen på de forskjellige steder i fjorden. Ser man på den tidsmessige variasjon som er fremstilt på fig. 14, gir denne bare antydning av en mulig utvikling. Observasjonene, som er tatt med tidsintervall på ca. en måned, dekker stort sett de sesongmessige variasjoner, men gir overhodet ingen dekning av de mer kortvarige endringer. Disse er til dels så store at den alminnelige tendens blir helt kamouflert.

Forsøk på å finne sammenheng mellom middelvinden siste uken og vannets sjiktning ved observasjonsdagen gir et lite ensartet bilde. I visse tilfeller er det en tydelig relasjon å spore, i andre synes virkningen å være motsatt av den forventede. Fra tidligere iakttakelser er en kjent med at de øverste vannlagene er meget lett bevegelige under innflytelse av selv kortvarige vinder. Det viser seg da også at det er en vesentlig strammere sammenheng mellom de observerte anomalier og vindsituasjonen siste døgn enn det gjelder for middelvinden siste uke. Dette kompliserer forholdet ettersom den kortvarige vind også kan antas å være av mer lokal karakter. Det vil da komme til en sammensetning av en mer langperiodisk virkning, som må antas å influere kystvannet i sin alminnelighet, og den rent kortvarige virkning som i første rekke får rent lokal betydning.

Ut fra disse betraktningene er det forståelig at høyst variable forhold kan iakttas under tokt av flere dagers varighet dersom vindomslag har funnet sted.

Denne variabilitet gjør det vanskelig å gi en detaljert diskusjon av den hydrografiske utvikling for de øvrige vannlag. Det er på det rene at de kortvarige vekslinger til dels har større amplituder enn mer langperiodiske, noe som i sterk grad reduserer representasjonsverdien av enkeltobservasjonene.

På bakgrunn av at de kortvarige fluktusjonene er mindre uttalt i fjordens indre deler er det imidlertid mulig å kommentere i grove trekk enkelte utpregede situasjoner. Det er da naturlig å gå ut fra Vestfjordstasjonen Fl 1. Bunnefjorden har ofte en sterkere grad av sjiktning og kan av den grunn vise kraftigere respons på en gitt vindsituasjon. I denne sammenheng må det bemerkes at med "utpreget" må det forstås det som er spesielt eller unormalt i forhold til fireårsperioden 1962 - 65.

Når man ser bort fra de kortvarige variasjoner, synes ikke 1962 å avvike vesentlig fra middelåret. Kraftige variasjoner av kortperiodisk natur gjør seg gjeldende i de øvre vannlag. En bedre vurdering av størrelsesordenen av de tilhørende vertikale forskyvninger fås ved å betrakte isopletdiagrammene. Av disse fremgår at de alminneligste konvergensprosessene sjelden når dypere enn 20 m, og at vertikalforskyvningene i Vestfjorden er av en størrelsesorden på ca. 5 m, men når undertiden opp i 10 m.

Gradvise stigninger i saltholdigheten av dyp- og bunnvannet gjennom hele våren antyder en porsjonsvis innstrømming av nytt bunnvann. Under denne prosessen heves de ovenfor liggende vannmasser for så å flyte ut av bassenget i et eller annet sjikt mellom overflaten og terskeldypet på 19,5 m. Det er derfor opplagt at en slik hevning må virke forsinkende på vertikale utvekslingsprosesser ovenfra, hvilket lar seg iaktta ved at vintertemperaturen i 20 m nivået ligger vesentlig over sin normalverdi. Dessuten finner vi en vesentlig forsinket vårreduksjon av saltholdigheten i samme nivå.

Lignende økning av saltholdigheten i dypvannet finner sted i januar - februar 1963, men er begrenset til en enkelt begivenhet. Vi ser denne gang at vinteravkjølingen av topplaget forsinkes vesentlig under innstrømningen, men tiltar med ny styrke så snart innstrømningen er avsluttet. Det er karakteristisk at forsinkelsen ikke affiserer vannet i 20 m nivået. Dette kan bare forklares ved at dels var toppsjiktet allerede sterkt avkjølt innen innstrømningen tok til, dernest at vannet i 20 m nivået nedenfra ble erstattet med kaldere vann i innstrømningens første fase.

Vinteren 1963 var den kaldeste av de fire observerte, men det er ting som tyder på at vinteren 1966 ble enda strengere. I 1963 fant vi negative temperaturer dypere enn 12 m, og selv i 20 m dyp nådde temperaturen under 1°. Man skulle vente at den etterfølgende sommeroppvarming ville bli tilsvarende forsinket, men dette er ikke et særlig fremtredende trekk. Det kan derfor synes rimelig å anta at den høye maitemperatur i 20 m nivået er et resultat av adveksjon av overflatevann fra Breianger, hvilket også gis til kjenne ved et tykt overflatesjikt av meget lav saltholdighet (fig. 17). At den omtalte tilstand ikke gir uttrykk for en statistisk stabil fordeling, antydes dessuten av den nesten tre grader lavere junitemperatur i 20 m nivået, som er mer i overensstemmelse med hva man ville vente.

Til tross for at vinterinnstrømningen i 1963 var den mest voluminøse som har vært registrert og som erstattet vannet fra bunnen like til 20 m nivået, så har dette tydeligvis ikke hatt nevneverdig innflytelse på saltholdig-

heten i toppsjiktet. Som omtalt var den allerede i mai lavere enn vanlig, og det synes også å prege situasjonen hele sommeren til ut september.

Temperaturen i de øverste åtte metrene når derimot et tydelig maksimum i juli - august. Dette er dessuten den varmeste sommersituasjon som har vært observert i fireårsperioden, men sammenliknet med tidligere undersøkelser (Ruud og Braarud 1937; Gade 1963; Beyer, delrapport 18) synes dette heller å være eksempel på en typisk enn en ekstrem sommersituasjon.

I motsetning til 1962 da dypvannet gjennom sommeren var gjenstand for en gradvis oppvarming etter vårinnstrømmingen, bevirker den kalde vinteren 1963 er så sterk avkjøling at temperaturen faller ytterligere etter vinterutskiftningen 1963. Bunnvannet på Fl 1 nådde i desember (12/12) et minimum på $5,35^{\circ}$. Dette er den laveste bunnvannstemperatur som har vært observert i perioden 1962 - 65. Den midlere bunnvannstemperatur i samme tidsrom er $6,38^{\circ}\text{C}$.

Det er imidlertid av interesse å påpeke at denne lave bunnvannstemperatur ikke er resultat av turbulent varmeledning, da temperaturene i 80 til 120 m nivåene for denne stasjonen ikke ble observert lavere enn $5,7^{\circ}\text{C}$. Også på Dk 1 stasjonen gjør et dyptliggende temperaturmaksimum seg gjeldende. Imidlertid opptrer det i 50 m dypet i Bunnefjorden vann av temperaturer ned til $4,80^{\circ}\text{C}$, og i 40 m nivået endog ned til $4,10^{\circ}\text{C}$. Dette vannet er saltere enn på tilsvarende dyp i Vestfjorden og er derfor også tyngre. En nødvendig konsekvens av tetthetsfordelingen er at det tyngre vannet over terskelnivået (ca. 50 m) må flyte ut av Bunnefjorden og synke ned til et nivå i Vestfjorden som svarer til vannets tetthet. Slik tetthetsstrøm som må ha pågått mer eller mindre kontinuerlig gjennom hele høsten 1963. Kontinuiteten er bevart ved en returstrøm i høyere nivå. Av oksygenfordelingen (fig. 18) fremgår at returstrømmen foregikk i et mellomsjikt fra 20 til 30 m. Til tross for den tilførsel av tyngre vann til Vestfjordens dypvann, oppnår dette i løpet av høsten en stadig lavere saltholdighet. I november har bunnvannet en σ_t -verdi på 26,20 som tilsvarer tettheten like under terskelnivået i Bunnefjorden (se TS diagram fig. 19). Dette vannet har også en så lav temperatur som ellers bare er å finne i dette sjiktet i Bunnefjorden. Det ser derfor ut som om interne svingninger i Bunnefjordsbassenget har ført til at noe av dette vannet har kommet over terskelhøyde og rent ned i Vestfjorden. Observasjoner fra den nordlige Vestfjordstasjon Dk 1 viser tilstedeværelsen av samme vanntype som bunnvann på 90 m dyp og bekrefter derved eksistensen av en bunnvannstrøm i dette området. Bunnvannsdannelse i i ndre Oslofjord har tidligere ikke vært påvist og må anses for å være et relativt isolert tilfelle.

I januar 1964 er det tydelig tegn på at en ny innstrømning er i full gang. Allerede i desember 1963 var saltholdigheten i 40 m nivået stigende samtidig som temperaturen nådde sitt maksimum. Av TS diagrammet vist på fig. 20 fremgår at denne situasjonen ikke kan ha oppstått ved vertikaldiffusjon, men må tilskrives advektiv innflytelse. Spørsmålet i hvilken grad de ovenfor liggende vannmasser på samme måte kan ha vært gjenstand for utskiftning lar seg ikke avgjøre uten omfattende beregninger over den vertikale diffusjon, da utviklingen i Vestfjorden og Breiangen er noenlunde ens i denne perioden og kan ha foregått parallelt. Den stigning i temperaturen man kan se for vannlagene ovenfor temperaturmaksimums nivået, støtter imidlertid forestillingen om en heving av den hele vannsøyle over 40 m nivået, og at vannoverskuddet må ha forlatt fjorden fra de øverste metrene. Utskiftningen av dypvannet er forøvrig diskutert i detalj i kap. 3. Det er imidlertid på sin plass å påpeke at den økning i saltholdighet som i alminnelighet finner sted om høsten hvormed overflatesaltholdigheten stiger fra ca. 20 ‰ til over 30 ‰, ikke gir uttrykk for en utvekslingsprosess som er prinsipielt forskjellig fra dypvannsutskiftningene, da det også i dette tilfelle dreier seg om innflytning av tyngre vann enn det som finnes i samme dyp inne i fjorden. Forskjellen mellom de to prosessene ligger i at utskiftningen av toppsjiktet kan skje like gradvis som tilstanden i den ytre fjord endrer seg, mens dypvannsutskiftningene er spontane som følge av at tettheten i terskelnivået må overskride en viss minimums-verdi før utskiftning kan finne sted. Høst og vårutskiftningen av toppsjiktet i indre Oslofjord er således vesentlige prosesser.

Dypvannsinstrømningen vinteren 1963 - 64 er den svakeste iaktatt i observasjonsperioden. Det innstrømmede bunnvann er denne gangen også varmere ($6,20^{\circ}$) enn ved de øvrige bunnvannsfornyelsene og dessuten varmere enn det vann som ble fortrent. Innstrømningen ser ut til å være avsluttet i mai. Det er i betraktning av kjennskapet til utskiftningsmekanismen forståelig at vårreduksjonen av saltholdigheten i de høyere vannlag må komme sent den våren. Utstrømningen som nødvendigvis må skje i vannlag over ca. 15 m dypet, vil lett kunne føre til en medrivning av toppsjiktet, eller i det minste opprettholde en sterk saltholdighetsgradient i de øverste 10 metrene. Akkumulasjon av brakkvann innenfor Drøbaksundet er derfor ikke bare betinget av et tilsvarende sjikt i Breiangen, men også av en stagnasjon i de dypere vannlag. Bildet kompletteres ved den uvanlig raske akkumulasjon av brakkvann som inntreffer i mai samtidig som temperaturene er sterkt stigende.

Sommeren 1964 karakteriseres i første rekke ved en høyere saltholdighet av brakkvannsjiktet enn vanlig, men til gjengjeld er dette mer homogent, spesielt i periodens første del. Dette gjelder også for temperaturens vedkommende. I august finner det sted en sterk stigning av saltholdigheten i åtte til tolv meter sjiktet, samtidig som temperaturen her er sterkt fallende. Da overflatevannet (1 - 4 m) på samme tid blir betydelig varmere og dertil noe ferskere, må vi anta at det først har funnet sted en utstrømning av toppsjiktet og at denne så har vært etterfulgt av en svakere innstrømning i overflaten. Perioden er preget av nordavind (fig. 21), men for observasjonsdagen (12.8.64) er det notert laber sørlig bris (solgangsbris).

Mens høsten setter sitt tydelige preg på vannet med noenlunde jevnt fallende temperaturer i toppsjiktet allerede fra september, opptrer en varierende grad av brakkvannsjiktning. I desember stiger saltholdigheten igjen og markerer at høstutskiftningen av topplaget er i full gang.

Dypvannsutskiftningen tar til i januar 1965. Nivået for det utviklede temperaturmaksimum blir derved hevet fra 28 m til 22 m og medfører en karakteristisk økning av temperaturen i toppsjiktets nedre del (9.2.65). Utskiftningen er så omfattende at etter hvert forsvinner også hele vannlaget som var karakterisert ved temperaturmaksimum, slik at i mars har både åtte og tolv meter temperaturene antatt verdien karakteristisk for det nye dypvannet i fjorden, ca. $6,2^{\circ}$.

Utskiftningen av topplaget er imidlertid en prosess som i likhet med dypvannsutskiftningen først gjennomføres for de ytre lokaliteter og bassenger og gradvis gjør seg gjeldende innover i fjorden. Dette er bl.a. tydelig den 9.3.65 da der ikke lenger var noen synlig rest av det tidligere temperaturmaksimum på Fl 1 stasjonen, men dette var fremdeles tilstede ved Dk 1 og de øvrige innenforliggende stasjoner.

Det er ingen indikasjon på dypvannsinnstrømning etter marstoktet. Over tyve meter inntreffer derimot et sterkt fall i saltholdigheten samtidig som vinteravkjølingen fortsatt gjør seg gjeldende. Vårutskiftningen av toppsjiktet er i full gang. Dannelsen av et nytt svakt temperaturmaksimum i 35 m nivået i april (fig. 22) viser at også her har det skjedd en tilflytning, men den kan ikke tilskrives innstrømning utenfra. Det er da lett å identifisere dette som "gammelt" vann fra 50 m nivået i Bunnefjorden hvor det er blitt erstattet med en mindre innstrømning som gjorde seg gjeldende ned til 80 m nivået.

Brakkvannsopphopningen stagnerte noe i mai, og bare i de øverste få metrene fantes saltholdigheter og temperaturer typiske for sesongen. Først i midten av juni fikk brakkvannsjiktet sin maksimale vekst og nådde etter dette under 12 m nivået, mens det kom til utvikling av et tydelig termalt sprangsjikt (fig. 23). I juli inntreffer en spontan fortynning av sjiktningen av topplaget hvormed 8 og 12 m saltholdigheten stiger betydelig og temperaturene faller. Middelvinden siste uke har en sydlig komponent på 6 dm/sek., men dagen før toktet slo vinden om på nord med en middelstyrke de siste 24 timer før observasjonen på 39 dm/sek. Den største av de noterte vindhastigheter (Fornebu) er på 64 dm/sek. svarende til laber bris, men man må anta at vindstyrken over åpent vann, ikke minst i Drøbaksundet, har vært oppe i frisk bris for en periode av minst seks timer. Vi kjenner ikke tilstanden umiddelbart før vindomslaget og kan derfor ikke fastslå vindens absolutte virkning, men går vi ut fra tilstanden 23.6.65, vil man kunne slutte at det har vært fjernet ca. 6 m fra toppsjiktet på stasjon Fl 1. Virkningen er betydelig mindre for de øvrige av de indre stasjonene, men gir likevel et drastisk eksempel på hvor effektivt selv en kortvarig vind bidrar til utskiftningen av overflatevannet i Oslofjorden.

Det mangler grunnlag for å avgjøre hvorvidt oktobersituasjonen er resultat av en kortvarig utskiftning eller en gradvis utveksling. Fallende saltholdigheter i 8 til 20 m sjiktet er koblet med stigende temperaturer fra 10 til 20 m og forteller om en begynnende høstutskiftning av toppsjiktet. I siste del av oktober utvikles et praktisk talt homogent overflatesjikt på over 10 m tykkelse, hva sannsynligvis kan være forårsaket av oppstuing av overflatevann under vedvarende sønnavind. November var derimot preget av mye nordavind, og de stigende saltholdigheter i toppsjiktet vitner om at brakkvannsjiktet er i ferd med å forlate fjorden. Temperaturene faller også sterkt i denne måneden. Temperatursjiktningene 9.12.65 er ikke helt i overensstemmelse med hva man ville vente etter en slik nordavindsperiode, idet sprangsjiktet burde vært hevet og det homotermale lag tildels fjernet. En nærmere undersøkelse viser at det 6.12.65 hadde vært en sterk nordavind, og målingene i Breiangen 7.12.65 med overflatesaltholdigheter på 31,25 ‰ viser da at toppsjiktet var fjernet. De etterfølgende dager spaknet nordavinden betydelig, og en del overflatevann kan antas å ha rent tilbake til Vestfjorden.

I januar 1966 faller temperaturene i de øvre vannlag ytterligere samtidig som omtalte temperaturmaksimum i 20 m nivået er i ferd med å forsvinne. Også i dypvannet finner det sted en temperatursenkning, og sammen med stigende saltholdigheter vitner dette om at vinterutskiftningen er i full gang.

I den ovenfor gitte redegjørelse over den alminneligste hydrografiske utvikling er det gjort spesiell referanse til Vestfjordstasjonen Fl 1. Det eksisterer mange tilfeller der de innenfor liggende stasjonene viser tydelig avvik fra Fl 1 og som gjerne kunne fordre sin egen behandling. I de fleste tilfellene dreier det seg om en ren tidsforsinkelse av den videre utvekslingsprosess, men det er også klart at under særlige hydrografiske og meteorologiske omstendigheter kan bildet bli adskillig forstyrret.

På den annen side representerer Fl 1 en betydelig vannmasse hvis endring og eventuell utskiftning er umiddelbart knyttet til sin årsak og derfor lettest å forstå.

2. FYSISKE PROSESSER

STRØMFORHOLD OG SIRKULASJONSMØNSTRE

For den alminnelig^e iakttaker på land og sjø synes overflatevannet alltid å være i bevegelse, og spørsmålet om en nærmere beskrivelse av vannets strøm-mønstre synes umiddelbart nærliggende. Det har da også vært gjenstand for adskillig oppmerksomhet, både ved direkte målinger over vannets bevegelse og indirekte ved studier over de hydrografiske konsekvenser av den tilhørende vanntransport. Det har imidlertid vist seg å være en langt mer komplisert oppgave enn umiddelbart forståelig, noe som reflekterer problemets sammensatte natur.

Overflatestrømmene i Oslofjorden kan tilbakeføres til prinsipielt fem forskjellige mekanismer med tilhørende årsaker. Disse er tidevannet, øvrige vannstandsendringer, den estuarine sirkulasjon, tetthetsstrømmer og endelig, vinddrift. Av disse mekanismer er det bare tidevannet som opptrer som en permanent prosess. Samtlige av de øvrige mekanismer opptrer periodevis og i varierende grad og virker således ofte sammen og alltid sammen med tidevannet. Til en viss grad kan man regne at de fem prosessene foregår uavhengig av hverandre slik at deres virkninger kan superponeres. I ekstreme tilfeller kan man imidlertid ikke ignorere ikke-lineære effekter som opptrer fordi prosessene forstyrrer hverandre. Typisk eksempel på et slikt forhold er vindens forstyrrelse av den estuarine sirkulasjon. Ved vinddrift inn eller ut av fjorden gjennom lengre tid endres oppholdstiden for brakkvannslaget og derved de utvekslingsprosesser som er bestemmende for den estuarine sirkulasjon.

Nå er det slik at om enn brakkvannstrømmen er den prosess som i størst grad forstyrres ved ikke-lineære effekter, så er denne komponenten likevel av underordnet betydning da de hastigheter det dreier seg om i alminnelighet er små. Spesielt gjelder dette i sommertiden da brakkvannsdannelsen i fjorden praktisk talt opphører. En undersøkelse over overflatesjiktets beskaffenhet i sommermånedene viser at bare i elvemunningenes umiddelbare nærhet er det mulig å påvise brakkvannsmasser som adskiller seg fra vannet ellers i fjorden.

At den netto brakkvannstransport ut av fjorden i alminnelighet er liten, betyr ikke at det ikke er til stede en sirkulasjon av overflatevannet i fjorden, men denne synes bestemt av andre årsaker enn brakkvannsdannelsen.

Det er tidevannsstrømmene og vinddriften som preger sirkulasjonen av overflatevannet i indre Oslofjord. Strømmer assosiert med øvrige vannstandsendringer er i dynamisk henseende ikke vesensforskjellige fra tidevannsstrømmene, men vanligvis av mer langperiodisk karakter og derfor svakere. Tetthetsstrømmene, som til sine tider spiller så stor rolle for variasjonene i den hydrografiske sjiktning, kan i ekstreme tilfeller nå en styrke som er sammenliknbar med tidevannsstrømmene, men er ellers stort sett svake og av meget varierende natur. Til denne gruppen hører også indre bølger som vil bli nærmere omtalt annet sted.

2.1. Tidevannsstrømmene.

En mer generell behandling av tidevannet i Oslofjorden er gitt hos Gløkke (1963) Johannesen (delrapport 19), Gade (1963) og vil ikke bli tatt med her.

En fullstendig beskrivelse av det tidevannsgenererte strømfelt i indre Oslofjord fordrer en overmåte omfattende undersøkelse som ikke har vært mulig innenfor den foreliggende ramme. Av grunner som vil fremgå i det følgende vil en slik undersøkelse ikke kunne utføres med konvensjonelle strømmålere, og i hvert enkelt tilfelle står en overfor muligheten for betydelig forstyrrelse av strømmen av annen opprinnelse. Bare ved gjentatte målinger gjennom flere døgn vil en ved harmonisk analyse skulle skille ut de periodiske tidevannsstrømmene, et arbeid som har vært prohibitivt om ikke av andre enn rent økonomiske grunner.

Ved undersøkelser over tidevannsstrømmene i Drøbaksundet ble det i 1959 bygget en større modell (4 m) over indre Oslofjord hvor det ble utført en del hydrodynamiske eksperimenter. Det viste seg imidlertid at overflatespenningen virket forstyrrende inn for størstedelen av fjorden, slik at det var bare i områdene med særlig sterk strøm at brukbare resultater ble oppnådd. Enn videre

viste det seg umulig i en såvidt liten modell å reprodusere det horisontale turbulensfelt som er observert i naturen og som virker modifierende på strømfeltet. Da dette var en stasjonær modell, ville heller ikke virkningen av jordens rotasjon komme inn, og selv om denne må antas å være liten så kan det ikke utelukkes at jordrotasjonen har en signifikant virkning på strømbildet.

Det er ved en rekke forskjellige anledninger gjort forsøk på å måle tidevannsstrømmene direkte ved bruk av strømmålere. Bortsett fra de undersøkelser som er foretatt i Drøbaksundet, der det til dels har vært benyttet fast forankrede bøyer, har disse målingene vært utført fra fartøy, enten forankret til bunnen eller fastgjort til iskanten (Bunnefjorden 1964). Ved disse observasjonene viste det seg at tidevannsstrømmene var meget svake og bare med vanskelighet kunne registreres med konvensjonelle strømmålere. Særlig var dette tilfelle i Bunnefjorden, men også i sentrale deler av Vestfjorden (7.3.66) var den periodiske komponent av strømmen ved springflo under 5 cm/sek.

Fra eksperimentene med modellen var det kjent at den nordgående strøm var kraftigere utviklet langs Nesoddlandets vestre kyst. Ved målingene 4.-6.3.1966 nordøst av Langåren ble her funnet en overflatestrøm som satt nord-nordøstlig med en periodisk variasjon på ca. 20 cm/sek. Observasjoner i 10, 20, 30, 40, 60 og 80 m dyp viste ikke identifiserbare tidevannsstrømmer, men mer eller mindre uordnede strømmønstre.

Også andre forsøk på registrering av tidevannsstrømmene i Vestfjorden synes å støtte iakttagelsene fra modelleksperimentene, nemlig at tidevannsbevegelsen medfører en svak syklonisk sirkulasjon og dermed en netto transport av overflatevannet.

Til erstatning for strømmålerens sviktende anvendelse har det vært gjort en rekke forsøk med drivende strømkors. På grunn av at disse undersøkelser må foregå i dagslys, har det vært nødvendig å henlegge dem til sommertid for å utnytte den lengst mulige observasjonsperiode. Dette har imidlertid sine alvorlige ulemper, da først og fremst solgangsbrisens forstyrrende virkning. Også den naturlige spredning ved den horisontale turbulens bidro sterkt til å svekke pålitelighetene ved enkeltobservasjonene (se kap. 5.2.). Dertil kom alle vanskelighetene ved en eksakt stedsbestemmelse. Ved samtlige av disse undersøkelser har det derfor vært vanskelig å skille ut tidevannsstrømmene fra den rene vinddrift og faktisk umulig å slutte noe om tidevannets eventuelle reststrøm som under enhver omstendighet må antas å være meget svak.

2.11. Indre bølger.

Under påvirkning av ytre eller indre krefter vil det i stabilt sjiktede væsker kunne oppstå og forplante seg indre bølger. Med den utpregede brakkvannssjiktning som eksisterer i Oslofjorden kan man regne med at det alltid vil være betingelser til stede for indre bølger.

Foruten den interesse som knytter seg til indre bølger som fenomen og til det bevegelsessystem de er karakterisert av, har indre bølger også betydning som turbulensgenererende faktor. Da indre bølger virker forstyrrende på den statiske sjiktning, vil hydrografiske observasjoner være misvisende. Det har derfor vært av stor interesse å få klarlagt eventuell eksistens og utbredelse av indre bølger i Oslofjorden.

Foruten de meget langperiodiske sjiktningssendringene som følger variasjoner i tetthetssjiktningen i ytre Oslofjord, er det to slags indre bølger som kan opptre i Oslofjorden. Det ene slaget er tidevannsdrevet og derfor karakterisert av samme periodisitet og regelmessighet som tidevannet. Det andre slaget har sin årsak i vind- eller trykkpåvirkninger på overflaten og er derfor et fenomen av forbigående natur. Det forekommer da gjerne til dannelse av stående indre bølger (interne seiches), som gjennom en serie med svingninger langsomt dør hen.

Indre bølger av tidevannsperiode har vært observert i Drøbaksundet utenfor Drøbakterskelen (Johannesen 1965). Observasjonene er ikke nærmere beskrevet men oppgis å omfatte halvdaglige vertikale svingninger av sjiktningen på opptil 15 m.

I tillegg til Johannesens bestemmelser er det gjort mange forsøk på å observere indre bølger i indre Oslofjord, men i bare tre tilfeller dreier det seg om observasjonsserier gjennom flere tidevannsperioder. To av disse undersøkelsene foregikk i Vestfjorden, den tredje i Bunnefjorden. Disse undersøkelsene viste at indre bølger av tidevannsperiode ikke er noe utbredt fenomen i indre Oslofjord, men opptrer i Drøbaksundet på begge sider av terskelen hvorfra de brer seg utover med fallende amplitude. Ved Gåsøya kan de indre bølgene bare med vanskelighet identifiseres, og i Bunnefjorden har de ikke vært mulig å påvise.

Observasjonene er utført som in situ målinger av saltholdighet og temperatur. På fig. 24 er fremstilt observasjonsresultatene fra søndre Vestfjord-

lokalitet (Drøbaksundet) for saltholdigheten i form av tidsisopleter. Figuren viser en utpreget halvdaglig indre svingning, men både en heldaglig og kortperiodiske svingninger adderer seg til bildet. Den halvdaglige svingningen er en indre bølge med størst amplitude i 10 - 15 m sjiktet, svarende til nivået for størst stabilitet. Bølgen er således karakterisert av sin første ordens komponent.

Indre bølger av meteorologisk opprinnelse er ikke kjent i Oslofjorden i andre former enn som tvungne forstyrrelser, slik som omtalt under tetthetsstrømmer. Det har riktignok ofte vært observert spranglagsforskyvninger uten at det har vært mulig å påvise sammenheng med en direkte ytre påvirkning, og det er da rimelig å slutte at det har dreid seg om forplantning av forstyrrelser fra ytre Oslofjord. Vinddrevne sjiktningsskiftninger har imidlertid ofte vært observert, men det foreligger ingen identifikasjon av indre ettersvingninger fra slike forstyrrelser. Det er likevel vanskelig å akseptere at lange, indre bølger skulle være kritisk dempet og man må derfor regne med at stående indre bølger kan opptre som resultat av plutselige forstyrrelser av tetthetssjiktningen.

2.2. Ikke-astronomiske vannstandsendringer.

Allerede ved et flyktig blikk på tidsserier over vannstandsobservasjoner fra Oslofjorden får man inntrykk av at den daglige middelvannstand er gjenstand for betydelige variasjoner. Som det fremgår av fig. 25 der den daglige middelvannstand beregnet ved 25 timers midler er tegnet for 1964, er disse variasjonene ikke utpreget periodiske med unntak av en årlig variasjon. Ifølge oppgaver fra Norges Geografiske Oppmåling har den årlige variasjon en amplitude på ca. 10 cm med maksimum i september og minimum i mars. Langt den største del av vannstandsvariasjonene utgjøres av mer kortvarige fluktasjoner med tilordnede periodisiteter fra noen få dager opp til flere måneder.

Sammensetningen av langtidsvariasjoner er studert ved hjelp av spektralanalyse. Ved denne metodikk (Power Spectrum Analysis) tilordnes en kontinuerlig fordeling av sinusfunksjoner således at energien i spekteret svarer til energifordelingen ved de observerte variasjonene. I fig. 26 er gjengitt spektraltettheten multiplisert med frekvensen for vannstandsvariasjonene gjennom 1964. Spektralfordelingen er karakterisert ved en rekke topper som avslører tilstedeværelsen av visse hovedsvingninger. Den kraftigste av disse (den mest energirike) har en periodisitet fra 10 til 12 døgn. Fremstilt ved en enkel sinusoidal komponent svarer denne til en variasjon på

27 cm. Imidlertid er det variasjonene med periodisiteter på ca. 30 dager og lengre som gir den største amplitude. Til disse svarer en tilordnet sinusvariasjon på 38 cm. Analysen har ikke tillatt spesifisering av variasjoner med lengre perioder enn 30 døgn.

Det har lenge vært kjent at langtidsvariasjonene i vannstanden i Oslofjorden er nær knyttet til de meteorologiske forholdene. Johannesen har utført korrelasjonsanalyser på koblingen mellom vind og vannstand, og det atmosfæriske trykk og vannstanden over et tidsrom på 14 dager. Det var da mulig å forklare over 80 % av vannstandsvariasjonene ved variasjoner i det atmosfæriske trykk, mens bare 35 % av variasjonene var koblet med vinden. Da det samtidig forelå kobling mellom vinden og trykket var det umulig på dette grunnlaget å slutte noe eksakt om størrelsesordenen av vindvirkningen på vannoppstuvningen.

At også mer langperiodiske vannstandsvariasjoner er intimt koblet med det atmosfæriske trykk har latt seg påvise ved spektralanalyse av samtidige vannstands- og lufttrykksendringer. Resultatet av denne analysen er fremstilt i fig. 25 i form av energispektrene for vannstandsvariasjonene og lufttrykksvariasjonene. Vi finner her stor overensstemmelse i spektralfordelingen for de to variable fra variasjoner på 2,5 døgn like opp til grensen for analysen, 60 døgn. Til sammenlikning er det likeledes foretatt spektralanalyse over vannstanden korrigert for barometereffekten der denne er satt til 1 cm per millibar. Energitettheten er nå sterkt redusert og viser ingen påfallende overensstemmelse med spektret for barometerstanden. Den likhet som er uttrykt i voksende verdier for lavere frekvenser er i og for seg ingen indikasjon på kobling mellom de to variable, men uttrykker bare at begge funksjoner er karakterisert ved denne tendens.

Barometereffektens rolle for middelvannstanden fremgår særlig tydelig av fig. 25 der lufttrykket er avsatt negativt i skala 1 cm = 1 millibar. Den utpregede overensstemmelse mellom de to variable bekrefter at den alminnelige aksepterte regel om statisk balanse mellom vannstand og lufttrykk også er gyldig i Oslofjorden.

2.3. Tetthetsstrømmer.

Tetthetsstrømmer eller tyngdestrømmer oppstår når vannet på to lokaliteter har forskjellig tetthet i samme dyp. I fravær av ytre krefter vil det tyngre vannet flyte horisontalt og fortrenge det lettere vannet oppover inntil balanse er oppnådd. Har det tyngre vannet også større tetthet enn vannet i større dyp på den annen lokalitet, vil strømmen få en vertikal komponent. Det førstnevnte er særlig tilfelle ved den normale estuarine sirkulasjon, men som vi har sett er denne også forbundet med dypvannsutskiftninger som danner utpregede eksempler på den sistnevnte prosess.

Foruten de tetthetsstrømmer som oppstår ved den estuarine sirkulasjon opptrer det tetthetsstrømmer i fjorden som følge av variasjoner i tetthetssjiktningen fremkalt ved ytre påvirkninger. Eksempler på sesongmessige variasjoner i forbindelse med brakkvannsopphopningen i ytre Oslofjord om sommeren er diskutert i kap. 1.3., "Hydrografisk utvikling". Selv om det i disse tilfellene dreier seg om betydelige vanntransporter, vil utskiftningsprosessen i aminnelighet være strukket over tidsrom på flere måneder hvorved oppholdstiden for sirkulasjonen blir tilsvarende lang.

Langt mer drastiske er de vindgenerte forstyrrelser av tetthetssjiktningen. Fig. 27 og fig. 28 viser to junisituasjoner, den ene som følge av en tre dagers nordavind av laber til frisk bris styrke, den andre av en sønnavindsituasjon av tilsvarende styrke og varighet. Tilfellet med sønnavind viser at på observasjonsdagen var allerede en betydelig del av toppvannet skiftet ut med brakkvann fra Breiangen. Da det imidlertid også i uken forut for observasjonsdagene var flere dagers sammenhengende sønnavind, er det vanskelig å avgjøre hvor mye av brakkvannet som er kommet inn i løpet av den siste tredagersperioden.

I nordavindsituasjonen 1. - 3. juni 1964 har ennå lite av brakkvannet innenfor Drøbaksundet forlatt fjorden, men sammenlikning med maiobservasjonene (fig. 14) viser at sjøvannsgrensen er betydelig hevet til tross for at dette er en periode med betydelig ferskvannstilførsel til Breiangen.

I begge tilfeller som er omtalt ovenfor finner det sted en utveksling som primært er forårsaket av en forstyrrelse av tetthetssjiktningen i Breiangen og Drøbaksundet. I nordavindsituasjonen finner vi sjøvannsfasen løftet like til overflaten og tilgjengelig for innstrømning i alle dyp over terskelen. Innstrømningen er blokkert i de øverste metrene av det utstrømmende brakkvann.

Tilsvarende finner vi ved sønnavindsituasjonen en akkumulasjon av brakkvann i toppsjiktet i og utenfor Drøbaksundet. Like innenfor vil det da være tyngre vann som forsøker å renne ut som en understrøm. I begge tilfellene får sirkulasjonen ytterligere kraft fra den vinddrevne overflatedrift og trykkgradienten som vindoppstuvingen betinger.

Det er karakteristisk for hele strømbildet at de vindgenererte forstyrrelsene av den stabile tetthetssjiktning er større utenfor Drøbakerskelen enn noe annet sted i systemet. Som omtalt under vinddrift er dette en konsekvens av de større vindstyrker i Breiangen og Drøbaksundet enn innenfor, samt den strupende virkning det trange sundet har på vinddriften.

Den utskiftning som følger av forstyrrelse av sjiktningen i Drøbaksundet er meget betydelig og kan føre til praktisk talt fullstendig erstatning av toppsjiktet i indre Oslofjord i løpet av en ukes tid. Ved vedvarende vind vil imidlertid sjiktningen etterhvert påny komme i balanse og sirkulasjonen gå over til å bli rent vinddreven. Sammenliknet med tetthetsstrømmene er den vinddrevne sirkulasjon vesentlig svakere.

Ved plutselig opphør av vinden vil den etablerte sjiktning komme ut av balanse hvorved strømmene reverseres. Det kan da komme til dannelselse av interne ettersvingninger hvor tetthetsstrømmene er oscillerende. Slike interne bølger er ikke påvist i Oslofjorden og man må anta at de blir sterkt dempet av friksjon.

2.4. Vinddrift.

Det er kjent fra utallige observasjoner og forsøk at når det blåser en vind over en sjøflate, utvikles en overflatestrøm som primært er bestemt av vindens styrke. Vinddriften er imidlertid avhengig av en rekke andre faktorer som blir bestemmende for det hastighetsfelt som settes opp. Forsøk på å finne en generell lovmessighet mellom vinden og strømmen har derfor vært lite fruktbare. Bare i særlig enkle eller idealiserte tilfeller har man kunnet stille opp empiriske lover. Dette gjelder da i første rekke det stasjonære tilfellet der friksjonen spiller en dominerende rolle. Betydningen av indre stabilitet har vist seg avgjørende for friksjonen og derved for kraftbalansen. I kystnærhet og i innelukkede farvann kommer virkningen av vannoppstuvning inn på en vesentlig måte og gir årsak til understrømmer. Ved målinger i Vestfjorden 3.11.1958 ble der i vindstyrke frisk bris funnet tre for-

skjellige veldefinerte strømmer i lag under hverandre.(fig. 29), og det var i mellom også antydning til ytterligere en fjerde strøm. Årsaken til et slikt system av "bladstrømmer" tilskrives vanligvis dannelsen av indre sirkulasjonsceller som virker på hverandre ved friksjon, men til en viss grad vil også indre bølger gjøre seg gjeldende. Under slike forhold vil tetthets-sjiktningen undergå store endringer med tendens til homogenisering i tykkere lag og utvikling av kraftige sprangsjikt. Ved dette forandres de dynamiske betingelser for det indre strømfelt og prosessen tenderer mot en reduksjon av antallet sirkulasjonsceller. Tilstanden er derfor ikke stasjonær.

Foruten de lokale sirkulasjonsceller som vinden setter opp, vil det i alminnelighet oppstå en transport inn eller ut av fjorden. Noe av denne transporten er direkte friksjonsdrevet av det lokale vindfelt, men en betydelig del er koblet til vannstandsendringer i ytre Oslofjord og Skagerak. Disse vannstandsvariasjonene er til dels fremkalt av vinddreven vannoppstuvning, men luftens barometriske effekt synes å spille den dominerende rolle i dette samspillet. Forsøk på å analysere sammenhengen mellom den lokale vind og reststrøm i Drøbaksundet på grunnlag av direkte vind og strømmålinger har vært utført (Johannesen 1965). Undersøkellesperioden var ikke ideell i så måte, men resultatene gir likevel anledning til generelle konklusjoner: Den "meteorologiske" strøm, dvs. den del av strømmen som regnes for å være koblet til den meteorologiske situasjon, viser tydelig korrelasjon med vinden i Drøbaksundet. Av de dyp det har vært målt strøm i (1, 6, 10 og 15 m) finnes den beste korrelasjon i 1 m dypet med en positiv korrelasjonskoeffisient R^2 på maksimalt 0,61. Det vil si at 61 % av den meteorologiske strøm var koblet med vinden i Drøbaksundet. Strømmen var best utviklet ca. 10 timer etter vinden. I de underliggende dyp, 6, 10 og 15 m, fant man korrelasjon med verdier av R^2 på henholdsvis 0,49, 0,30 og 0,30. Korrelasjonen var negativ og indikerte at vind og strøm var motsatt rettet. Understrømmen var også tydelig forsinket i forhold til overflatestrømmen med faseforskyvninger fra 14 - 22 timer etter vinden.

Nettovirkningen av strøm i Drøbaksundet har vært studert ved vannstandsvariasjonene i Oslo havn. Det ble her funnet en korrelasjonskoeffisient $R^2 = 0,35$ mellom vind og vannstand, dvs. at bare 35 % av vannstandsvariasjonene kunne "forklares" ved den lokale vindoppstuvning og resten av de "meteorologiske" vannstandsvariasjoner ble tilskrevet andre effekter. Andre resultater av denne analysen har vært omtalt under "Ikke-astronomiske vannstandsendringer".

Til tross for at den omtalte korrelasjonsanalyse var meget inngående, var det ikke mulig å skille fullstendig virkningene av vind i Drøbaksundet fra vind i ytre Oslofjord og Skagerak. Også barometereffekten bidrar til å generere strøm som er positivt korrelert med vinddriften og således ytterligere maskerer den rene vindvirkning. Best kommer dette til uttrykk i de lave korrelasjonskoeffisienter for 6, 10 og 15 m, som ellers ville har vært meget høyere. Årsaken ligger i at vinddriften på det åpne hav når meget dypere ned enn i det beskyttende og stabilt sjiktede fjordvann, dels i at barometereffekten virker på alle vannlag like til bunns.

Den sammensatte natur av den "meteorologiske" strøm gjør at det er vanskelig å dedusere en empirisk lovmessighet for vinddriften. Dertil kommer det forhold at for det meste av observasjonsperioden var vindstyrken omkring lett til laber bris og bare unntakelsesvis nådde opp i frisk bris. Det dreide seg altså om et relativt lite variasjonsområde.

Også de fysiske betingelser for vinddriften er særdeles kompliserte. Overfor svake vinder og moderate vinder av kortvarig natur er det rimelig å vente en nær lineær sammenheng mellom vind og strøm i overensstemmelse med alminnelige iakttakelser fra åpent hav. Ved kraftige eller mer langvarige vinder vil både trykkgradienten fra vannoppstuvningen og den voksende motstand mot understrømmen bidra til å begrense vinddriften. Sammenhengen mellom strøm og vind må derfor antas å avvike fra den lineære ved større vindhastigheter.

I den optimale regresjonsanalyse som er utført på strøm- og vindobservasjonene fra Drøbaksundet, er sammenhengen mellom vind og strøm forutsatt lineær og den beste regresjonslikning bestemt for inntil fire prediktorer. Prediktoren er valgt slik at de fremstiller vinden ved henholdsvis 40, 24, 10 og 0 timer før strømobservasjonen. Regresjonslikningen kan således oppfattes som erstatning for et integral over vinden multiplisert med en virkningsfaktor i tiden inntil observasjonspunktet.

Den statistiske sammenheng som er uttrykt i regresjonslikningene, viser at strømmen er koblet til vinden mer enn to døgn tilbake. For 1 m nivået er det vinden for ti timer siden som har størst virkning. I de lavere nivå er vindens maksimalvirkning noe mer forsinket. Ved langvarig vindpåvirkning vil strømmen nå en likevektsfordeling. Betinget av at tetthetsfordelingen forblir uforandret, vil man få et strømprofil i Drøbaksundet som fremstilt på fig. 30. Overflatestrømmen vil da ha en hastighet som er nær en tiendedel av vindens. Dette er omlag tre ganger så meget som man regner med på åpent hav. Denne uvanlig sterke overflatestrømmen er til en viss grad betinget av den ned-

satte friksjon som den sterkt stabile sjiktningen medfører, men for største delen henger det sammen med at Drøbaksundet er som en flaskehals for den overflatedrift som genereres fra innerst i fjorden til langt ute i Skagerak. Strømmen i Drøbaksundet er således også til en viss grad trykkdrevet. Av strømprofilet fig. 30 sees at driften av overflatevannet er forholdsvis grunn. I alminnelighet kan man regne at den sjelden når under 2 m dyp.

Den vanntransport som oppnås i det stasjonære tilfellet, er estimert ut fra Johannesens tverrsnittundersøkelser. Etter dette gir en vind på 1 m/sek. en transport på $185 \text{ m}^3/\text{sek.}$

Strømhastighetene og de tilhørende vanntransporter ved kortvarige eller variable vindsituasjoner er helt annerledes enn beskrevet for det stasjonære tilfellet. Til eksempel har vi beregnet strømprofilet for en typisk sommersituasjon med sønnavind om dagen og omslag til nordavind på natten. Vinden, som forutsettes å ha en sinusoidalvariasjon, når et maksimum på 8 m/sek. (laber bris) om ettermiddagen og en styrke på 3 m/sek. på morgensiden (lett bris). Situasjonen forutsettes å gjenta seg gjennom flere døgn. Fig. 31 viser resultatet av disse beregningene. I hvert dyp får strømmen en sinusoidal variasjon med tillegg av en reststrøm. Det er en faseforskjell på seks timer mellom vinden og strømmen i 1 m. I dypene 6 m, 10 m og 15 m er strømmen praktisk talt i samme fase og motsatt rettet av strømmen i 1 m nivået. I løpet av den 24 timers periodiske variasjon oppnår strømmene å bli utviklet til omlag to tredjedeler av den stasjonære verdi for vind av amplitudestyrken. Dette viser at systemet likevel responderer relativt hurtig på vindsituasjonene, og man kan for vind av varighet 1 døgn eller lengre regne med transporter som er meget nær de stasjonære verdier.

Virkningen av vinddrift på overflatevannet i Oslofjorden er meget betydelig. Johannesen har beskrevet endel eksperimenter med strømkors i Vestfjorden under vekslende, moderate vindforhold. Til disse undersøkelsene ble benyttet relativt store strømkors med 10 liters flottører. Det ble senere oppdaget at disse flottørene var påvirket av sjøgangen slik at målingene av de svakere strømmene i større dyp enn to meter antas å være betydelig influert av både vind, overflatestrøm og sjøgang. Tidevannet kunne til en viss grad eliminere ved å foreta målinger over en hel tidevannsperiode eller multiplum av denne, men noe forstyrrelse er til stede ved de mer langperiodiske endringer i middelvannstanden.

Undersøkelsene bekreftet i det store og hele de forestillinger man har hatt om overflatevannets bevegelighet under påvirkning av vind. Overflatedrifter var stort sett i vindens retning, med tendens til innretning i fjordens lengderetning, spesielt i den søndre del av Vestfjorden. De største hastighetene var å finne midtfjords, hvor middelhastigheten i 1 m dypet nådde opp i 14 cm/sek., hvilket svarte til en tiendedel av vindhastigheten. Forøvrig varierte hastighetene fra 4 - 12 cm/sek.

Undersøkelser over vinddrift er også foretatt i sentrale deler av Bunnefjorden. Det ble her benyttet meget små strømkors i 2 m dypet der flottøren var en lett plate som lå flatt på vannet. Også i disse tilfellene er det umulig å ekskludere virkninger av vinden på flottøren, men for iakttagerne i felten syntes disse å være av underordnet betydning. Det ble i frisk bris fra syd funnet strømdrift på opptil 50 cm/sek., men forøvrig også her med stor variasjon mellom strømkorsene. Da strømkorsene lå dypere, er det ikke grunnlag til å foreta direkte sammenlikning med resultatene fra Vestfjorden, men alt tyder på at forholdene er noenlunde ens.

Vinddriften i Bunnefjorden viste tendens til avvik til høyre for vindretning en ved flere anledninger, men virkningen kan ha vært lokal og derfor ikke nødvendigvis uttrykk for en alminnelig tendens. Foruten topografiske modifikasjoner av strømfeltet er det heller ikke utelukket at uregelmessigheter i vindfeltet kunne forårsake en sirkulasjonsprosess.

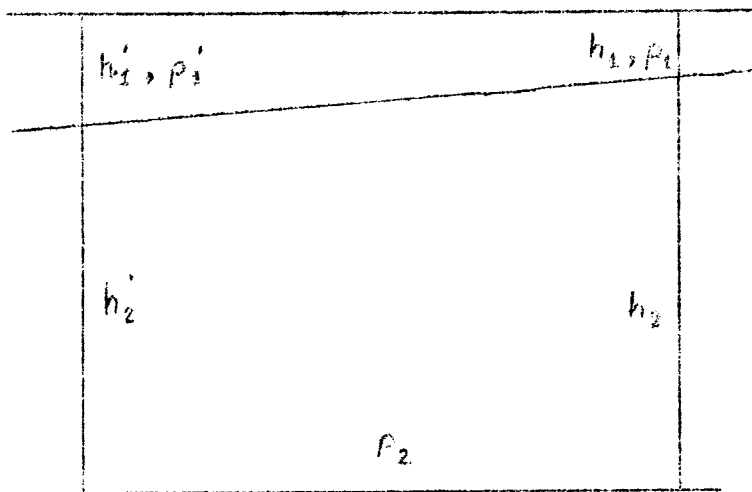
2.5. Den estuarine sirkulasjon.

I henhold til Stommels klassifikasjon er Oslofjorden et estuarium med stor stabilitet. Bare i vintermånedene fravikes denne tilstanden ved at høye saltholdigheter gjør seg gjeldende like til overflaten. Karakteristiske trekk ved denne type estuarier er den haline sirkulasjon som fremkommer ved at fjorden har et netto tilskudd av ferskvann i overflaten. Ferskvannet, som tilføres gjennom et system av større og mindre elver, blandes opp med det underliggende sjøvann og danner en brakkvannsmasse som flyter ut av fjorden. I fravær av vertikalutvekslingen med dypere vannlag vil sjøvannet som medgår til denne prosessen tas fra et lag umiddelbart under brakkvannssjiktet. På denne måten fjernes det uopphørlig vann fra sjøvannsfasen og overføres til brakkvannsfasen.

Etter hvert som det dannede brakkvannet flyter utover fjorden får det stadig tilførsel av tilblandet sjøvann. Brakkvannsstrømmen blir derved stadig mektigere. På grunn av den store stabilitet som gjør seg gjeldende overalt

i fjorden, vil denne økning i transport først og fremst komme til uttrykk ved større hastigheter. Den fortykning man vanligvis finner for brakkvannssjiktet utover i fjorden er bestemt av de hydrostatiske betingelsene og ikke av de kinematiske.

Man kan danne seg en oppfatning av brakkvannssjiktets tykkelse ved å benytte en tolagsmodell med homogene sjikt. Nedenstående figur illustrerer disse forholdene. Den fri overflate må nødvendigvis helle nedover mot havet, men denne helningen er så liten at den får ingen praktisk betydning for de oppstilte relasjoner.



Idet vi refererer til betegnelsene angitt på figuren, blir betingelsen om hydrostatisk likevekt ved bunnen

$$1) \quad \rho_1' h_1' + \rho_2 \cdot h_2' = \rho_1 h_1 + \rho_2 h_2,$$

der $h_1' + h_2' = h_1 + h_2$, hvorav fortykningen finnes som

$$2) \quad \frac{h_1}{h_1'} = \frac{\rho_2 - \rho_1'}{\rho_2 - \rho_1}$$

Av dette sees at tykkelsen av brakkvannssjiktet i den indre del av fjorden retter seg etter forholdene i den ytre del. I siste instans vil det være stratifiseringen i det åpne hav som blir bestemmende for fordelingen.

Tolagsmodellen som her er skissert er imidlertid ikke typisk for våre beskyttede fjorder. Bare når topplaget har vært gjenstand for vindgenerert turbulens, finner vi tendens til dannelsen av et homogent brakkvannslag adskilt fra sjøvannet ved et halint sprangsjikt. Sprangsjiktet vil da virke sterkt hemmende på den vertikale utveksling. Uten fortsatt vindpåvirkning vil det homogene brakkvannslag bli gjenstand for nedbrytning ved turbulent diffusjon. I fjordens indre deler skjer nedbrytningen ovenfra ved den stadige tilførsel av ferskvann, i de ytre deler nedenfra ved tilførsel av sjøvann. Den sistnevnte prosess effektiviseres ved det hastighetsskjær som brakkvannstrømmen danner mot sjøvannet, men også tidevannsstrømmene bidrar til å skape ytterligere turbulens. Forholdet blir særlig utpreget i fjorder med terskel ved at det dannes indre bølger med derav betinget hastighetsskjær omkring grenseflaten.

I fjordens ytre deler, som er mer utsatt for vind enn de indre, vil man ofte finne et relativt tynt homogent toppsjikt. Dette vil i alminnelighet være lokalt dannet og er således ikke karakteristisk eller begrensende for det tilstedeværende brakkvann.

Forbruket av sjøvann ved brakkvannsdannelsen fører til en umiddelbar senkning av nivået for sjøvannsgrensen. I fjorder uten eller med dyp terskel oppstår derved en ubalansert horisontal trykkgradient i sjøvannsfasen. Er sjøvannet stratifisert (som det i alminnelighet er) vil trykkgradienten være begrenset til sjiktene umiddelbart under brakkvannsjiktet. Det oppstår derved en motstrøm (kompensasjonsstrøm) som ved stasjonære forhold erstatter det forbrukte sjøvann. Slike motstrømmer lar seg påvise direkte ved strømmålinger, men kan også iakttas indirekte ved det oksygenmaksimum som i alminnelighet karakteriserer understrømmen.

Den turbulente vertikaldiffusjon er i alminnelighet ikke begrenset til brakkvannsjiktet og det tilstøtende sjøvannssjiktet. For Oslofjorden er det vist at diffusjonskoeffisienten øker betydelig med dypet og engasjerer derfor hele dypvannsmassen i vertikalutvekslingen. Som omtalt annet steds fører dette derfor til en langsom senkning av saltholdigheten i alle dyp.

Forholdene i Oslofjorden avviker på noen punkter vesentlig fra det generelle bildet som er utredet ovenfor. For det første har vi ikke å gjøre med et enkelt system av ferskvannstilførsel til fjorden, men med hovedsakelig tre systemer, ferskvannstilrenningen til den indre fjord, brakkvannstilførsel til Breiangen fra Drammensvassdraget, og tilførslene i ytre Oslofjord, hoved-

sakelig ved Glomma. Videre vil den hydrografiske situasjon i Skagerak i stor grad være bestemt av den baltiske strøm og være gjenstand for variasjoner i takt med utbredelsen av vannet fra Østersjøen. I overensstemmelse med det som er skissert ovenfor vil hvert system forårsake en brakkvannsdannelse som balanseres mot sjiktningen utenfor. For overflatesjiktet er denne balansen ikke effektiv for de ytre systemene, da vertikalutvekslingen til en viss grad utvisker brakkvannssjiktene avgrensning og identitet, men som påvist for Breiangen og indre Oslofjord (kap. 1.3.) finner vi mange eksempler på at en slik balanse eksisterer. Spesielt er balansen mellom indre Oslofjord og Breiangen særlig utpreget på grunn av de betydelige brakkvannsmasser som forekommer i Breiangen. Ser vi bort fra vertikalutvekslingen så vil vi fravær av lokal ferskvannstilførsel finne nøyaktig den samme stratifisering i fjordens indre bassenger som i Breiangen utenfor Filtvet. Vertikalutvekslingen i de indre bassengene vil føre til en stigning av saltholdigheten i brakkvannssjiktet. Det vil følgelig bli for tungt i forhold til brakkvannssjiktningen i Breiangen (som forutsettes opprettholdt ved fornyet ferskvannstilførsel) og vil flyte ut av fjorden som er understrøm. Kontinuiteten vil bli bevart ved en overflatestrøm rettet innover i fjorden.

Det er mulig å danne seg et overslag over størrelsesordenen av en slik sirkulasjon, som vi skal se senere kan være ganske relevant for indre Oslofjord. Det er da bekvemt å referere til de saltholdigheter som er fremkommet ved fireårsmidlene. Er saltholdighetene av det innstrømmende og det utstrømmende vann henholdsvis S_1 og S_2 og den vertikale diffusjonskoeffisient k blir transporten bestemt av nedenstående likning

$$3) \quad I = \frac{k \cdot \frac{\partial S}{\partial z} \cdot F}{S_2 - S_1}$$

der F er arealet av det horisontale snitt. Vi finner et minstemål for transporten ved å velge S_2 som 20 m verdien og S_1 som 1 m saltholdigheten, k er satt lavt til $0,05 \text{ cm}^2/\text{sek}$, og $F = 165 \times 10^{10} \text{ cm}^2$. Av dette finnes $T = 60 \text{ m}^3/\text{sek}$. Den tilsvarende diffusive transport av salt er $4,5 \times 10^5 \text{ g/sek}$. Det er i denne sammenheng interessant å se hvilken virkning en slik salttransport har på ferskvannstilførselen i fjorden. Settes denne til en midlere verdi av $25 \text{ m}^3/\text{sek}$ oppnås en saltholdighet på 18 ‰. Dette er ikke tilstrekkelig til å sikre en positiv estuarin sirkulasjon til enhver tid, da saltholdighetene lavere enn dette er ofte forekommende i Breiangen. Det tradisjonelt aksepterte bildet av en brakkvannsstrøm ut av fjorden i overflaten med en kompensasjonsstrøm i sjøvannsfasen er således ikke uten videre gyldig til enhver tid for indre Oslofjord, og det er derfor nødvendig med en mer inngående

analyse av detaljene ved den estuarine sirkulasjon.

2.51. Ferskvannstilførselen.

Utgangspunktet for en beregning av den haline sirkulasjon er en bestemmelse av den netto ferskvannstilførsel til fjorden innenfor Drøbak. Det har imidlertid vist seg svært vanskelig å få nøyaktige oppgaver over tilrenningen fra de mange større og mindre vassdrag som tømmer seg i fjorden. Dertil er det nødvendig å ta hensyn til den direkte nedbør og fordampning som foregår på fjordens overflate. Forholdene kompliseres betraktelig ved at nedbøren i Oslofjordområdet er sterkt orografisk bestemt og at retensjonen er ulik i de forskjellige distrikter. En ikke ubetydelig del av vassdragene er regulert, men det foreligger likevel mangelfulle oppgaver over utslippene.

De avrenningsdata som her er benyttet er compilert av Glenne (1963) og bygger delvis på oppgaver som har vært bearbeidet av Eika (1956), Reinhard Søggen og Werner I. Johannessen. Forøvrig er det referert til "Nedbøren i Norge 1895 - 1943." I Glennes oppgaver er ferskvannstilførselen oppgitt månedsvis for middelåret og er fremkommet ved en kombinasjon av direkte avløpsdata og tilførselsverdier beregnet på grunnlag av nedbør, retensjon og fordampning. Det er således også tatt hensyn til nedbøren og fordampningen fra selve fjordoverflaten. For detaljer henvises forøvrig til Glennes rapport.

Det foreligger imidlertid ingen oppgave over tilførselsdata for de enkelte år noe som vanskeliggjør en fullstendig analyse av observasjonsmaterialet for undersøkelsesperioden, men det er i stedet her foretatt en hyppighetsanalyse over nedbøren for tre stasjoner i Oslofjordområdet.

Den midlere månedstilførsel av ferskvann ifølge Glenne er fremstilt i diagrammet på fig. 32. Numeriske verdier i m^3/sek er dessuten oppgitt i tabell (D). Fordelingen viser en betydelig variasjon fra måned til måned med to utpregede maksima (april og november) med verdier opptil $50 m^3/sek$. Av de to minima er juniverdien den minste på ca. $9 m^3/sek$. Det kan i denne forbindelse være av interesse å påpeke at avrenningen til Breiangen kjennetegnes med bare ett maksimum som faller i mai, og ett minimum i februar. Denne ulikhet i avrenningsfordelingen får hydrografiske konsekvenser som synes å spille en stor rolle for den estuarine sirkulasjon. Den midlere årlige ferskvannstilførsel beløper seg til ca. $29 m^3/sek$. Dette tall er noe i overkant av tidligere antatt størrelse på $25 m^3/sek$.

Hyppighetsfordelingen for avrenningen kan bare estimeres ut fra variasjonene i nedbørsmengden. Figurene 33, 34 og 35 fremstiller hyppighetsfordelingen for nedbøren på stasjonene Bjørnholt, Kampen og Hurum. For de to første refereres det til 60 års perioden 1900 - 1960. For Hurum gjelder fordelingen årene 1911 - 1961. Nedbøren er avsatt som absisse i grupper på 10 mm, antall tilfeller i gruppen står som ordinat. Dessuten er den midlere nedbør på stasjonen inntegnet med en prikket linje. Det vil føre for langt å gi en fullstendig analyse av disse fordelingene her, men det kan være av betydning å diskutere noen prinsipielle konsekvenser av hyppighetsfordelingen.

Hyppighetsfordelingene viser gjennomgående stor spredning, og da særlig i høstmånedene som kan være meget nedbørrike. Tar vi oktobernedbøren for Bjørnholt som eksempel, finner vi at det i 14 % av tilfellene vil inntreffe en månedsnedbør som overstiger det dobbelte av middelnedbøren, og i hele 20 % av tilfellene vil vi finne en nedbør som er mindre enn halvparten av middelnedbøren.

Fordelingene er mer eller mindre skjeve, med de største hyppighetene på nedbørverdier mindre enn månedsmiddelet. Tendensen er sterkest i de fem første månedene av året, men gjør seg også gjeldende i de øvrige månedene. En umiddelbar konsekvens av dette er at det er større sannsynlighet for at nedbøren er mindre enn middelverdien enn større. Den mest sannsynlige nedbør er å finne omkring nedbørklassen med den største hyppighet. Denne finnes i praktisk talt samtlige tilfeller for verdier mindre enn middelverdien.

Forholdene som er beskrevet ovenfor, er av særlig betydning i de "tørre" månedene på forsommeren. Da spiller nemlig fordampningen fra sjøoverflaten en relativt stor rolle og kan komme opp i månedsverdier på 4 mm/døgn, svarende til en totalfordampning på 120 mm. Dette utgjør omlag 2/3 av den midlere brutto ferskvannstilførsel til fjorden. Antar vi for enkelhets skyld at ferskvannsavrenningen er proporsjonal med nedbøren og tar utgangspunkt i hyppighetsfordelingen for Hurum, finner vi for juni at i 36 % av tilfellene vil fordampningen overstige ferskvannstilførselen. Selv om disse tallene bare er rettleidende, peker de likevel på en omstendighet som er av den største betydning for sirkulasjonen i fjorden og som vil bli belyst ytterligere i de følgende seksjoner.

2.52. Sirkulasjonssystemet.

Den estuarine sirkulasjon er positiv eller negativ dersom forholdet

$$\frac{DS_0}{k} \cdot \frac{\partial S}{\partial z} \cdot F$$

er henholdsvis større eller mindre enn 1. D står for den netto ferskvannstilførsel til fjorden, S_0 er overflatesaltholdigheten ved fjordens ytre grense (her oppfattet ved Drøbak) og k den vertikale diffusjonskoeffisient ved nedre grense av det vannet som deltar i sirkulasjonen. Den nedre grense er bestemt av tettheten av det vannet som er tilgjengelig for innstrømning over terskelen idet dette kan maksimalt nå det dyp som er karakteristisk ved samme tetthet. Bortsett fra isolerte tilfeller av dyp- og bunnvannsfornying viser målingene at vannet under terskeldypet alltid har et avtagende saltinnhold med tiden. Det foregår altså ikke noen saltopp-hopning i sjøvannsfasens øvre del, selv om det innstrømmende sjøvann kan ha en høyere saltholdighet enn vannet i 20 m nivået. Ved å beregne den diffusive transport gjennom 20 m flaten vil det derfor forekomme tilfeller hvor transporten blir estimert for høyt, men stort sett vil denne bestemmelsen være adekvat. Da bestemmelsen av diffusjonskoeffisienten i 20 m nivået er foretatt på basis av beregninger over saltbudsjettet for 1963 og avledet fra dette ved hjelp av de observerte saltholdighetsgradienter synes det å være en mer direkte løsning å anvende de totale salttransporter uten å gå veien to ganger om diffusjonskoeffisienten. De midlere salttransporter gjennom 20 m flaten beregnet på månedsbasis for 1963 er oppstilt i følgende tabell

Tabell 1.

Diffusiv salttransport gjennom 20 m flaten i 10^3 g/sek.

Måned	Bunnefj.	Vestfj.	Total	DS_0	Sirkulasjon
Jan.				570	+
Febr.	<u>69</u>	457	526	515	-
Mars	<u>59</u>	353	412	613	+
April	<u>58</u>	268	326	1126	+
Mai	67	195	263	530	+
Juni	79	160	239	174	-
Juli	86	145	231	266	+
August	97	161	258	314	+
Sept.	107	200	307	595	+
Okt.	<u>114</u>	248	362	830	+
Nov.	<u>120</u>	278	398	1160	+
Des.	125	<u>300</u>	<u>425</u>	775	+

Understrekede verdier er ekstrapolerte. Det synes som om resultatene fra de første månedene av året reflekterer en større transport enn hva man kunne vente. Det er de store saltholdighetsgradienter etter dypvannsstrømningen som er utslagsgivende. Som midlere mål er kanskje noe lavere verdier riktigere, men i den forstand at dypvannsutskiftningen i Vestfjorden synes årvisst kan verdiene ikke forkastes. Ekstrapolerte verdier i begynnelsen av året er benyttet i den periode dypvannsfornyelsen i Bunnefjorden ikke kan sies å være avsluttet. For de siste måneder derimot er det spor av influks av nytt vann som forstyrrer materialet.

I tabellens siste kolonne følger DS_0 i samme enheter, hvilket tillater en umiddelbar sammenlikning med transportleddet. Det tilsvarende sirkulasjonssystem er oppført med + og - tegn. Bare to av årets måneder skal etter dette få negativ sirkulasjon, nemlig februar og juni. I praksis bør man regne med sommermånedene juni, juli og august som kritiske for sirkulasjonen, da det ikke skal være meget i retning av en tørr sommer før sirkulasjonen blir negativ.

Hvordan sirkulasjonsmønsteret vil være ved en negativ sirkulasjon avhenger helt og holdent av fordelingen av vannmassene i de øvre lag. Generelt kan man si at sirkulasjonen vil alltid være positiv for de indre deler av fjorden nær ferskvannskildene. Brakkvannet som flyter utover vil etter hvert bli saltere og til slutt nå en saltholdighet som overgår overflatevannet i Brei-angen. På den annen side vil også overflatevann fra Brei-angen som flyter innover i fjorden, bli saltere ved vertikalutvekslingen og vil derfor komme til å delta i den vertikale sirkulasjon. Det vil med andre ord oppstå et konvergensområde et eller annet sted i Drøbaksundet eller lengre inne i indre Oslofjord. Slike konvergensprosesser lar seg ofte iaktta ved de grenselinjer som markerer skillet mellom en "ytre" og en "indre" vannmasse. Forflytningene med tidevannet fordreier imidlertid bildet av konvergenslinjer til ofte uforståelige mønstre. Det bemerkes imidlertid at konvergens er en prosess som kan komme istand på mange forskjellige måter og sier i seg selv ingen ting om årsaken til fenomenet.

Hvor dypt konveksjonen vil nå, avhenger bl.a. av størrelsesorden av avrenningsanomalien. I alminnelighet må den vel antas å være forholdsvis grunn, men i perioden mai - juni viser gjennomsnittsfordelingen for saltholdigheten at innstrømning kan skje fra overflaten ned til dyp under 15 m. Situasjonen kan antas å være komplisert ved at et lokalt dannet brakkvannslag flyter utover overflaten således at der er minst tre strømmer til stede. I alminne-

lighet vil så svake strømmer som det her dreier seg om være fullstendig maskert av tidevannsstrømmene. Ved de kontinuerlige strømmålingene i Drøbaksundet i juni 1959 ble der ikke påvist signifikant forskjell på strømhastighetene inn og ut av fjorden, noe som var helt i overensstemmelse med den usedvanlige tørre mai måned samme år. Andre forskere har ellers funnet strømprofiler karakteristisk for positiv estuarin sirkulasjon, noe som forøvrig også har vært diskutert i litteraturen på grunnlag av beregninger av vann- og saltbudsjettet (Gade 1963).

2.53. Bestemmelse av den estuarine sirkulasjon ved Knudsens relasjoner.

Bare i tilfeller med positiv sirkulasjon vil det være mulig å benytte Knudsens relasjoner til bestemmelse av den estuarine sirkulasjon. Ved negativ sirkulasjon er det ganske uvisst med hvilken midlere saltholdighet brakkvannet forlater fjorden, samt hva for vann som har inngått i blandingsprosessen. Tar vi hensyn til den vertikale diffusive transport av salt Q , får vi følgende budsjettlikninger for vann og salt:

$$4) \quad I_i \cdot S_i + Q = I_u \cdot S_u$$

$$5) \quad I_i + D = I_u$$

der I_i er sjøvannsfluksen inn i fjorden, I_u brakkvannsfluksen ut av fjorden og S_i og S_u de respektive midlere saltholdigheter for disse vannmassene. En vesentlig forutsetning for budsjettlikningen (4) er at forholdene er nær stasjonære, noe som vil bli nærmere kommentert senere. Løses likningene med hensyn på I_i fåes en modifisert form av Knudsens relasjon:

$$6) \quad I_i = \frac{DS_u - Q}{S_i - S_u}$$

Ved anvendelse på det foreliggende materialet er det ikke urealistisk å benytte 1 m observasjon fra Drøbaksundet (Im 2) for S_u , da størstedelen av brakkvannstransporten foregår nær overflaten. Den midlere saltholdighet av sjøvannstransporten er langt mer usikker da vi ikke kjenner det nivå som dette vannet er hentet fra. Vi oppnår imidlertid en minimumsverdi for I_i ved å benytte 20 m verdier for S_i , mens beregninger basert på en S_i verdi karakteristisk for 12 m nivået antakelig vil ligge noe i overkant.

I nedenstående tabell er oppstilt de saltholdigheter, salttransporter og avrenningsverdier som er benyttet i de følgende beregninger.

Tabell 2. Budsjettposter for den estuarine sirkulasjon.

	$S_i(12)$	$S_i(20)$	S_u	D	DS_u	Q	$DS_u - Q$
Jan.	31,7	32,6	29,4	19	558		
Febr.		33,5	30,0	17	510	526	
Mars	29,8	33,4	27,8	22	611	412	199
April	26,0	33,4	22,5	48	1080	326	754
Mai	20,0	30,1	18,1	27	489	263	226
Juni	24,0	31,1	18,4	9	165	293	
Juli	28,7	30,5	21,3	13	266	231	35
Aug.	28,3	30,2	21,5	30	645	258	387
Sept.	28,1	30,5	21,4	28	600	307	293
Okt.	28,9	31,1	22,1	39	862	362	500
Nov.	27,4	29,5	23,7	49	1160	398	762
Des.	31,1	32,4	28,3	33	935	<u>425</u>	<u>510</u>

I følgende tabeller er de beregnede transporter i m^3 /sek oppstilt i de to første kolonnene. Tabellen til venstre refererer seg til resultatene med $S_i(12)$, tabellen til høyre med $S_i(20)$.

Tabell 3. Gjennomsnittlige transporter og oppholdestider i fjorden beregnet på månedsbasis.

	I_i	I_u	T_1	T_2	I_i	I_u	T_1	T_2
Mars	95	117	89	59	36	58	180	118
April	215	263	40	26	69	117	89	59
Mai	119	146	72	47	19	46	227	149
Juni			<1044	<686			<1044	<686
Juli	47	18	588	383	3,5	16,5	634	416
Aug.	57	87	120	79	45	75	140	92
Sept.	44	72	145	96	32	60	174	115
Okt.	74	113	101	61	55	94	111	73
Nov.	206	255	41	27	131	180	58	38
Des.	182	215	49	32	124	157	67	44

I tabellenes to siste kolonner finner man de teoretiske oppholdstider for brakkvannet T_1 og T_2 i et 5 m tykt sjikt for henholdsvis hele fjorden inner

for Drøbak og Vestfjorden alene.

Transportleddet I_u er den størrelse som mest fyldestgjørende karakteriserer brakkvannsdannelsen i fjorden og gir uttrykk for den midlere brakkvannstransport gjennom Drøbaksundet. Brakkvannsdannelsen har sitt maksimum i november da den når verdier på 180 og 255 m³/sek. Dens minste verdi er rimeligvis å finne i måneder med negativ sirkulasjon og vil da ikke være meget forskjellig fra ferskvannsavrenningen D. Dette gir en antakelig verdi for brakkvannsdannelsen i juni på ca. 10 m³/sek. I tillegg kommer så brakkvannstilførselen fra Breiangeren som ikke lar seg bestemme ved de integrerte kontinuitetslikninger.

De transportverdier som er oppnådd ved de modifiserte Knudsens relasjoner er for meget små å regne. Svarende til et utstrømningstverrsnitt i Drøbaksundet på 6000 m² fåes en midlere hastighet på maksimalt mellom 3 og 4 cm/sek, forøvrig overveiende med verdier under 2 cm/sek.

Brakkvannets teoretiske oppholdstid beregnes som forholdet mellom gjennomstrømningsvolumet (brakkvannssjiktet) og brakkvannsdannelsen. Opprinnelig definert for rene gjennomstrømningsprosesser kan den teoretiske oppholdstid bare med reservasjon anvendes på det foreliggende system. Således vil gjennomstrømningshastigheten per volumenhet (1/T) være stor i fjordens ytre deler og tilsvarende liten i de indre delene. Dette kommer til uttrykk ved at oppholdstiden for det hele brakkvannssjikt innenfor Drøbak er nær en halv gang så stor som regnet for Vestfjorden alene.

Et annet forhold av vesentlig betydning er at selv for Vestfjorden er de teoretiske oppholdstider tildels meget større enn det tidsrom (en måned) på hvilket analysen er basert. Bare i to måneder finner vi oppholdstider av samme størrelsesorden. I perioder der det er stor variasjon fra måned til måned vil derfor forutsetningen om quasistasjonære forhold strengt tatt ikke være holdbar og gyldigheten av videregående slutninger noe tvilsom.

2.54. Diskusjon av en teoretisk modell for den estuarine sirkulasjon.

Teoretiske modeller har vært forsøkt til bestemmelse av hastighetsfeltet for den estuarine sirkulasjon i fjorder, blant andre av Pritchard (1954) og senere også av Rattray og Hansen (1965). Disse modellene har vært tilpasset de spesielle forhold som har karakterisert de foreliggende tilfeller og har vist seg å gi resultater som har passet ganske godt med observasjonene.

Disse modellene bygger imidlertid på forutsetninger som ikke er tilstede i Oslofjorden og kan ikke anvendes på det foreliggende problem. Det er derfor nødvendig å gå tilbake til de generelle grunnlikninger og diskutere disse ut fra kjennskapet til de særegne forhold i Oslofjorden.

Nedenstående likning er den klassiske form av kontinuitetslikningen for salt der diffusjonsprosesser spiller en dominerende rolle (Defant 1965). Undersøkelser i den senere tid har imidlertid vist at det i det generelle tilfellet ikke er mulig å skille den laterale og den vertikale diffusjon fra hverandre og at en langt mer komplisert form har vært påkrevet (Bowden 1964). Disse avanserte modellene fordrer imidlertid en svært nøyaktig forestilling om de turbulensgenererende hastighetsfelter og kan dertil ikke sies å være tilstrekkelig utviklet til den foreliggende oppgave (personlig kommunikasjon med amanuensis Dugstad). På den annen side er det betingelse til stede i Oslofjorden som taler sterkt for at likning (7) med de nødvendige forutsetninger vil kunne gi et adekvat uttrykk for massetransportene i de øvre lag av Oslofjorden. Dette vil bli nærmere belyst i det følgende.

$$7) \quad \frac{\partial(\rho S)}{\partial t} + \frac{\partial(u \rho S)}{\partial x} + \frac{\partial(v \rho S)}{\partial y} + \frac{\partial(w \rho S)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial(\rho S)}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial(\rho S)}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial(\rho S)}{\partial z} \right)$$

Den spredte tilførsel av ferskvann til indre Oslofjord samt den langsomme transport av brakkvannssjiktet bevirker at de horisontale saltholdighetsgradienter i fjorden er ytterst små. Ledd som inneholder $\frac{\partial(\rho S)}{\partial x}$ kan derfor neglisjeres i ovenstående likning. Forutsetter vi dessuten stasjonære tilstander, kan likning (7) reduseres til

$$8) \quad \rho S \frac{\partial u}{\partial x} + \rho S \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w S)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial(\rho S)}{\partial z} \right)$$

Her tenkes x å være lagt langs fjordens akse, y på tvers av fjorden og z den vertikale koordinat.

Integrasjon av (8) langs y-aksen fra side til side vil nå gi tilnærmet

$$9) \quad \rho S \frac{\partial(Bu)}{\partial x} + B \frac{\partial(\rho w S)}{\partial z} = B \cdot \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial(\rho S)}{\partial z} \right)$$

idet B, som står for bredden av fjorden, antas for enkelthets skyld ikke å variere med dypet. Videre utviklet kan likningen skrives på følgende form:

$$\rho S \left(\frac{\partial(Bu)}{\partial x} + B \frac{\partial(wS)}{\partial z} \right) + Bw \cdot \frac{\partial(\rho S)}{\partial z} = B \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial(\rho S)}{\partial z} \right)$$

Ifølge den alminnelige kontinuitetslikning vil nå parentesene i første ledd være null hvorved likningen reduseres til

$$10) \quad w \cdot \frac{\partial(\rho S)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial(\rho S)}{\partial z} \right)$$

Herav finnes vertikalhastigheten w som

$$11) \quad w = \frac{\frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial(\rho S)}{\partial z} \right)}{\frac{\partial(\rho S)}{\partial z}}$$

Benyttes igjen kontinuitetslikningen

$$\frac{\partial(uB)}{\partial x} + B \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

kan denne formelt la seg integrere langs x-aksen

$$12) \quad u_{x_2} - u_{x_1} = -\frac{1}{B} \int_{x_1}^{x_2} \frac{\partial w}{\partial z} dx$$

hvorved horisontalhastigheten er bestemt på en konstant nær. Foretas integrasjon fra enden av fjorden, faller integrasjonskonstanten bort og vi får således bestemt hastighetsfeltet fullstendig under forutsetning av at det ikke finnes kilder eller sluk inne i feltet (dypvannsutslipp av ferskvann o.l.). Resultatene er ikke uten videre anvendbare på selve overflatelaget, da vi her må regne med tilførsel (nedbør, utslipp) eller avgang (fordampning) av vann. Til en viss grad kan også disse størrelser tas med i betraktningen.

Foreløpige enkle forsøk på anvendelse av resultatene ovenfor virker lovende, men en fullstendig behandling krever et detaljkjennskap til variasjonen av den vertikale diffusjonskoeffisient både i x og z -retningen som på det nåværende tidspunkt ikke foreligger. Det er håp om at videre studier over den vertikale diffusjon vil kunne gi tilstrekkelig kjennskap på dette felt til at modellen kan anvendes. I så fall må dette ansees som en stor fordel da andre metoder til bestemmelse av det horisontale hastighetsfelt har vært sviktende.

3. ADVEKTIVE PROSESSER I DYPVANNET

3.1. Dypvannsinnstrømningene.

Oslofjorden er inndelt i en rekke bassenger ved et system av terskler. Den viktigste av disse er Drøbakerskelen som med et sadeldyp på 19,5 m skiller dypvannet i Vestfjorden fra vannet i Drøbaksundet og Breiangen. Vestfjorden er igjen skilt fra Bunnefjorden ved terskler fra Nesoddtangen til Snarøya og Bygdøy med sadeldyp på ca. 50 m. Både i Vestfjordbassenget og Bunnefjorden forekommer undersjøiske rygger mellom dypere partier. De største dyp er nær 160 m i begge bassengene.

Som omtalt i forrige kapitel (2.4.) opptrer det både i høyere og de dypere vannlag tetthetsstrømmer som bidrar til utskiftning av vannmassene. I alminnelighet kan tetthetsstrømmene tilbakeføres til ulikheter i massefordelingen som et direkte resultat av den lokale hydrografiske utvikling. Den estuarine sirkulasjon er et utpreget eksempel på et slikt strømsystem. I de dypere vannlag vil de stasjonære prosessene være så svake at de i alminnelighet bare med vanskelighet kan observeres, men deres eksistens er uomtvistelig, hvilket bl.a. fremgår av dypvannsdannelsen omtalt under kap. 1.3. I situasjoner der massefordelingen forstyrres ved spontane begivenheter, vil tetthetsstrømmene bli meget sterke og få betydelige konsekvenser for vannutskiftningen i fjorden. Slike situasjoner er i alminnelighet vindgenererte.

Når det gjelder dypvannsutskiftningen, har det vist seg at denne er betinget av både den generelle hydrografiske utvikling i fjorden og vindforholdene. For bedre å forstå vannutskiftningsmekanismene for dypvannet kan det derfor være naturlig å studere enkelte detaljer av den hydrografiske utvikling i dypvannet både innenfor og utenfor Drøbakerskelen.

3.11. Breiangen.

De hydrografiske variable, saltholdighet, temperatur og oksygeninnhold for Breiangenstasjonen Nj 1, er fremstilt som funksjon av tiden i fig. 36 a, b og c. Det er dessuten målinger fra 200 m for stasjonen Lm 1.

Saltholdigheten er alltid stigende med dypet. For 200 m nivået varierer saltholdigheten svært lite idet den holder seg mellom grensene 34,65 og 35,06 ‰. Variasjonen tiltar betydelig mot overflaten der den kan gå over 14 ‰. Nærmere iakttagelse viser at saltholdigheten i dypvannet når et maksimum på våren (april) og et minimum i oktober. Det er også av interesse

å påpeke at variasjonene er ikke sprangmessige, men synes å flyte mer eller mindre jevnt. Det er også tilstede overlagrede svingninger som må antas å ha andre årsaker enn de sesongmessige. Den systematiske variasjon lar seg også godt studere på fig. 2 som fremstiller middelåret av 1963, 1964 og 1965.

Variasjonene i dypvannet er ikke resultat av påvirkning fra overflaten, men oppstår ved utveksling med de ytre deler av fjorden. Begrunnelse for denne hypotese er å finne i saltholdighetens vertikale fordeling. Etter et vertikalt diffusjonsmønster skulle man nemlig finne en systematisk faseforskyvning mot dypet. Dette kan bare spores for vintermaksimumet, men finnes ikke for sommerreduksjonen. Videre støtte for dette standpunktet fremgår bl. a. ved at det midlere oksygeninnhold danner et minimum mellom 20 og 60 m (fig. 2), en tilstand som ikke kan være stasjonær uten en vertikal strømkomponent rettet oppover.

Utvekslingen med de ytre deler av fjorden kan i prinsippet tilbakeføres til to mekanismer. Den viktigste av disse henger sammen med variasjoner i havvannets tetthet. Enhver endring av den hydrografiske tetthetssjiktning i Skagerak vil forplante seg innover i fjordens lengderetning og utvirke en vannutveksling. På liknende måte vil tetthetsreduksjonen i Breiangen ved vertikaldiffusjon medføre en semipermanent innstrømning av dypvann karakteristisk for det estuarine sirkulasjonsmønster. At kommunikasjonen er praktisk talt uhindret også til den innerste (Im 2) av de ytre stasjonene fremgår av overensstemmelsen mellom observasjonene for disse stasjonene (jfr. fig. 14 og 15).

Den sesongmessige variasjon av saltholdigheten er bestemmende for vannets tetthet og er derfor av vesentlig betydning for innstrømninger videre innover i fjorden. Det er naturlig å tilskrive denne variasjonen til en periodisitet i ferskvannstilrenningen til kystvannet, først og fremst ved de store elvene Glomma, Lågen og Dramselva. Videre er det helt klart at vindens utpregede monsunkarakter i Oslofjordområdet spiller en avgjørende rolle for brakkvannssjiktningen i Breiengenområdet.

På grunn av de undersjøiske tersklene er de dype vannmassene i Oslofjordens indre bassenger avskåret fra å delta i utvekslinger av den typen som er beskrevet for Breiangen. Dette medfører at dypvannet i de indre bassengene får en hydrografisk utvikling som er karakteristisk for det enkelte basseng bestemt av vertikaldiffusjonen og terskelhøyden. Både i topografisk og

hydrografisk forstand er det naturlig å inndelegge den indre Oslofjord i to hovedbassenger, Vestfjorden og Bunnefjorden, og flere mindre bassenger med tilhørende terskler. Vi skal i første rekke ta for oss dypvannet i hovedbassengene og studere den hydrografiske utvikling med særlig referanse til de storstilte advective prosessene kjent som dypvannsutskiftninger.

3.12. Vestfjorden.

Betrakter man saltholdighetsvariasjonene i Vestfjorden gjennom observasjonsperioden 1962/65 (fremstilt ved stasjonene Fl 1 og Dk 1, fig. 37) finner man at årvisse økninger av saltholdigheten gjør seg gjeldende for dypvannet. Denne økningen finner sted omkring eller umiddelbart etter årsskiftet og går for seg gjennom tidsrom fra 1 til 2 måneder. Saltholdighetsøkningen gir uttrykk for en innstrømning av saltvann og er således en form for utskiftning av fjordvannet. Det er da også karakteristisk for prosessen at det er saltholdigheten som er utslagsgivende for de tetthetsvariasjoner som forekommer.

Utskiftning av vannet i et fjordbasseng med terskel er således et resultat av en tyngdestrøm av saltvann som ved å renne ned i bassenget fortrenger det opprinnelige vannet. Dersom det nye vannet er tyngre enn bunnvannet i bassenget, vil tyngdestrømmen nå til bunns og løfte de ovenforliggende vannmasser. I motsatt fall vil det inntrengende vannet ikke nå til bunns, men innlagres i et dyp svarende til tettheten. Den sistnevnte prosess er hyppig forekommende i indre Oslofjord, men gjør seg som regel gjeldende bare for de øvrige vannlag. Vanligvis er stabiliteten i dypvannet såvidt liten at har man først en utskiftning av dypvannet, så vil denne i alminnelighet også nå til bunns.

Ved å måle ut den tilsvarende heving av de ovenforliggende vannmasser er det mulig å bestemme mengden av det innstrømmende vannet. Det er til denne bestemmelse bekvemt å benytte seg av hevningsdiagrammene vist på fig. 38 og 39. Det er her stiplet en rekke hjelpelinjer som viser hvor meget det gamle vannet vil bli hevet fra sitt opprinnelige dyp F. Hver kurve svarer til fornying under angitt nivå. Ved inntegning av virkelige målte hevningshøyder vil man lett kunne bestemme hvor meget vann som er kommet inn ved innstrømningen. Eventuelt avvik fra de teoretiske løftehøyder vil da avsløre om innstrømningen virkelig har gått til bunns eller om den har innlagret vann i et mellomdyp.

Innstrømningen i Vestfjorden i april - mai 1962 tok ca. en måned. På hevningsdiagrammet danner punktene et systematisk bilde som viser at alt vannet under ca. 55 m ble skiftet ut. Det er karakteristisk for fordeling en at vann som løftes over terskelhøyden mellom Vestfjorden og Bunnefjorden ikke når så høyt som de teoretiske løftehøyder tilsier, noe som henger sammen med at vannet fordeler seg på begge bassengene. Det vannet som fløt inn i Bunnefjorden var følgelig gammelt Vestfjordvann som ikke var tungt nok til å fortrenge bunnvannet i Bunnefjorden, men det sank ned under terskelnivå og kan spores ned til 80 m dypet (fig. 40 a).

I begynnelsen av 1963 inntraff en dypvannsfornying som ser ut til å ha pågått i ca. 2 måneder. Hevningsdiagrammet viser at utskiftningen var effektiv under ca. 20 m, idet bunnvannet gjenfinnes i dette dypet. Mesteparten av det gamle dypvannet må ha rent ut av fjorden nær overflaten. Til eksempel finner vi vann fra 40 m dypet igjen i et nivå av 9 m. Da også dypvann fra Bunnefjorden fordeler seg i toppsjiktet, er det imidlertid vanskelig å identifisere disse vannmassene med sikkerhet.

Som et mellomstadium kan det tenkes at noe av Vestfjordvannet ville flyte inn i Bunnefjorden på samme måte som i 1962. Det fremgår av diagrammet at intet av det gamle Vestfjordvannet kunne forbli i Bunnefjorden. Det følger derfor at også Bunnefjorden må ha vært gjenstand for en vesentlig utskifting. Nærmere undersøkelse av Bunnefjorden viser at heller ikke temporært kunne gammelt vann fra Vestfjorden oppholde seg i Bunnefjorden under terskeldybde, da selv det dypeste vannet i Vestfjorden var lettere enn vannet under terskeldybden i Bunnefjorden.

I løpet av 1963 synker saltholdigheten med omlag samme hastighet som i 1962, men pågår gjennom noe lengre tidsrom, ca. 9 måneder. For bunnvannet vedkommende falt saltholdigheten fra 34,34 ‰ til 33,23 ‰ i dette tidsrommet med temmelig konstant hastighet, nemlig ca. 0,123 ‰ / måned. I november viser saltholdighetsmålingene igjen stigende verdier, og en ny innstrømning er tydeligvis underveis. Saltholdigheten kulminerer i mars. Bunnverdien har da nådd opp til 33,61 ‰. Innstrømningen er altså ikke særlig kraftig, og den har da heller ikke pågått uavbrutt, men i porsjone

Hevningsdiagrammet viser et normalt forløp med noe synkende tendens for hevinger til over 50 m nivået og indikerer derfor en innflytning av gammel vann i Bunnefjorden. Dette synes spesielt å ha vært tilfelle med vann fra 60 m nivået. Imidlertid må man vise en viss forsiktighet ved slike tolkninger, da diffusjonsprosesser får en betydelig innflytelse på saltholdighetsfordelingen etter såvidt lang tid som denne innstrømningen har pågått. Det er da også verdt å bemerke at saltholdigheten i dypvannet har kulminert. Vi må derfor se på denne anomali som et resultat av videre innstrømning i høyere nivå.

Gjennom resten av 1964 falt saltholdigheten i bunnvannet fra 33,61 ‰ til 32,73 ‰ målt i januar 1965, altså med ca. 0,088 ‰ / måned. Denne noe lavere verdi kan sees i sammenheng med at det midlere saltinnhold for dypvannet ligger over en halv promille lavere enn det foregående år og at man må vente at saltholdighetsreduksjonen står i nær sammenheng med saltholdighetsdifferansen mellom toppsjiktet og dypvannet. En mer inngående behandling av vertikaldiffusjonen er gitt i kap. 4.

Den siste av de observerte dypvannsinnstrømninger tar til i siste halvpart av januar 1965 og er avsluttet før toktet 9. mars 1965. Bunnvannet får etter dette en saltholdighet på 34,08 ‰, og om dette ikke er den største av de observerte bunnvannsaltholdigheter og heller ikke utgjør den kraftigste saltholdighetsendring, så er dette den mest voluminøse av de omtalte utskiftningene i Vestfjorden. Vi finner at bunnvannet må være løftet like til et dyp av 12 m, og av hevningskurvens fasing kan vi slutte at utstrømningen må ha foregått over 10 m nivået. Hevningskurven viser ingen tegn til at noe av det gamle vannet har tatt opphold i Bunnefjorden, selv om dette godt kan ha vært tilfelle som et mellomstadium. Det er imidlertid interessant å bemerke at vannet ved terskeldypet til Bunnefjorden etter endt innstrømning ikke er tyngre enn det opprinnelige bunnvannet i Bunnefjorden og vil derfor ikke kunne fortrenge dettet. At der likevel har skjedd en innstrømning i intermediært dyp til Bunnefjorden er ventelig og lar seg også påvise.

3.13. Bunnefjorden.

Skjønt observasjonene fra 1962 (fig. 40) er sporadiske og dessuten lite pålitelige, er det ingen indikasjoner på utskiftning av bunnvannet i Bunnefjorden assosiert med utskiftningen i Vestfjorden. Saltholdigheten i Vestfjorden når opp til 33,1 ‰ i terskeldybde til Bunnefjorden, en verdi som

ligger noe over maiverdien for 60 m dypet i Bunnefjorden, men hele tiden under 80 m observasjonene. I overensstemmelse med de tilsvarende tetthetsforhold finner vi en innstrømning til Bunnefjorden som innlagres i 60 - 40 m sjiktet.

Av de observerte dypvannsutsiftninger i Bunnefjorden var innstrømningen januar - februar 1963 den betydeligste. Gjennom siste halvdel av 1962 falt saltholdigheten i dypvannet, sterkest for de øvre sjikt, noe langsommere for bunnvannet, slik at det ved årsskiftet hadde en verdi på ca. 33,2 ‰. Ved innstrømningen steg saltholdigheten i alle sjikt, for dypvannet kulminerte denne ved en verdi på 33,95 ‰. På hevningsdiagrammet for Bunnefjorden (fig. 39) viser denne innstrømningen seg som en nesten rett linje. Den øvre delen viser full overensstemmelse med de teoretiske løftehøyder svarende til en fornyelse under 35 m nivået. Avviket i figurens venstre del er en naturlig følge av at det løftede vannet flyter ut i Vestfjorden i et sjikt mellom 25 m og 30 m dyp.

Saltholdighetens reduksjon gjennom 1963 danner et særdeles fint mønster som synes uforstyrret at advektive prosesser frem til desember da innstrømning i høyere dyp gjør seg gjeldende. I motsetning til diffusjonen i Vestfjorden der saltholdighetsreduksjonen har omtrent samme hastighet i alle dyp, så er det i Bunnefjorden en tydelig forskjell på de dypere og de høyere vannlag.

Innstrømningene til Bunnefjorden i tiden desember 1963 - april 1964 er ikke særlig kraftig og begrenser seg dessuten til intermediære dyp omkring terskelnivået. Dette fremgår også av hevningskurven, men på grunn av det lange tidsrom vil hevningskurven bli en del deformert ved diffusjonsprosessen. Observasjonene fra dyp- og bunnvannet i denne perioden viser en heving av saltholdigheten på et par hundredels promille. Det er ingen indikasjon på at dette er uttrykk for dypvannsinnstrømning, da vann av denne saltholdighet (ca. 34 ‰) ikke forekommer i de tilstøtende bassenger. Det er da grunn til å formode at denne variasjonen henger sammen med overgang fra NIO til Hamon salinometer som fant sted i november, og må følgelig ansees som observasjonsfeil.

Heller ikke i 1965 finner det sted bunnvannsfornyelse i Bunnefjorden, men det kan tydelig påvises intermediær innstrømning både over og under terskel dypet. Selv i 80 m nivået kan der spores økning av saltholdigheten, mens de dypere liggende observasjonene er uforstyrrede.

Målingene fra årsskiftet 1965 - 66 viser at det også denne vinter var full utskiftning av dypvannet i Bunnefjorden. Disse observasjonene er imidlertid ikke behandlet og vil derfor ikke bli videre kommentert her.

Like fra dypvannsinnstrømningen i begynnelsen av 1963 til slutten av 1965 har således bunnvannet i Bunnefjorden vært stagnert og bare gjenstand for en vertikaldiffusjon hvorved saltholdigheten er blitt redusert fra en begynnelsesverdi på 33,95 ‰ til 33,64 ‰ ved slutten av 1965. Det må imidlertid presiseres at den naturlige reduksjonshastigheten må antas å være noe større enn det fremgår av de presenterte observasjonene. Det er nemlig som resultat av de intermediære innstrømningene at de ovenforliggende vannlag får en større saltholdighet enn svarende til en uforstyrret vertikaldiffusjon og er derved bremsende på utlekkingen fra vannlagene under.

3.14. Kvantitativ bestemmelse av dypvannsinnstrømningene.

Etter de foreliggende observasjoner har det skjedd årlige innstrømninger av dypvann til indre Oslofjord. I Vestfjorden har dette resultert i en årlig bunnvannsfornying og utskiftning av betydelige dypvannsmasser. I samme periode er det bare observert to hovedinnstrømninger til Bunnefjorden med bunnvannsfornying, nemlig i 1963 og 1966. Bare den første av disse er kvantitativt bestemt, men det er indikasjoner på at innstrømningen 1966 var minst like kraftig som i 1963.

Ved utskiftningen 1962 kan man regne at minst $1400 \times 10^6 \text{ m}^3$ nytt sjøvann ble tilført fjorden under vårinnstrømningen. Det er da ikke gjort noe anslag over hva som måtte ha strømmet inn over terskelen til Bunnefjorden.

Dypvannsutskiftningen 1963 kan for Bunnefjorden anslås til omlag $1500 \times 10^6 \text{ m}^3$ mens hele $4180 \times 10^6 \text{ m}^3$ sjøvann ble skiftet ut i Vestfjorden og tilstøtende bassenger. Tilsammen må man regne med at omlag $5600 \times 10^6 \text{ m}^3$ nytt sjøvann ble tilført fjorden innenfor Drøbak gjennom et tidsrom på ca. 2 måneder. Dette tilsvarer en midlere transport på $1,08 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{sek}$. Til sammenlikning kan anføres at den midlere tidevannsfluks er ca. $5,3 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{sek}$, men tar man hensyn til det begrensede areal for dypvannsinnstrømningen, vil man finne komparable hastigheter for de to transporter.

Også i 1964 er volumet av innstrømningsmassen relativt lite. Man kan regne med at alt vann under 50 m nivået i Vestfjorden ble erstattet med nytt vann, mens innstrømning til Bunnefjorden eventuelt kan ha vært sporadisk. Ialt

dreier fornyingen seg om ca. $1600 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Ved dypvannsutskiftningen 1965 ble bunnvannet i Vestfjorden løftet så høyt opp at nytt vann nødvendigvis måtte strømme inn i Bunnefjorden. Da dette ikke kunne danne bunnvann, har vi heller ikke gjort overslag over hvor mye av det nye vannet som ble innlagret her. I Vestfjorden utgjorde dypvannsfornyingen ca. $4900 \times 10^6 \text{ m}^3$, og tar man med innstrømningen til Bunnefjorden, må man regne med at over $5000 \times 10^6 \text{ m}^3$ nytt sjøvann ble tilført fjorden i løpet av en måneds tid.

3.15. Dypvannsutskiftningenes årsak og drivmekanisme.

Når så høyst vekslende forhold gjør seg gjeldende for dypvannsinnstrømmingene, er det nærliggende å spørre om hvilke mekanismer er bestemmende for dypvannsinnstrømmingens omfang og hyppighet.

Den primære årsak til dypvannsinnstrømmingene er vertikaldiffusjonen. Denne medfører at dypvannet blir stadig mindre salt, en prosess som synes å gå for seg uavbrutt om enn ikke med samme virkning til enhver tid. I overensstemmelse med at endringen er størst når gradienten er størst, finner vi de steilere isochaliner umiddelbart etter innstrømning av et saltere vann (jfr. 1963 og 1964 fig. 37). I Vestfjorden er imidlertid dette forholdet ikke av særlig betydning da vertikalutvekslingen under enhver omstendighet må betegnes som relativt kraftig. I Bunnefjorden derimot blir dette forholdet av en viss betydning idet innstrømning i høyere nivå i alminnelighet vil redusere de vertikale gradienter i dypvannet og dermed forsinke den naturlige tetthetsreduksjon av bunnvannet. Vi opplever derfor at bunnvannsfornyelse blir en sjeldnere begivenhet fordi det opptrer hyppigere innstrømninger til et mellomdyp.

Dersom forholdene utenfor Drøbakterskelen var fullstendig periodiske med samme variasjon år etter år ville vi oppleve dypvannsutskiftning hvert år i samtlige bassenger. Dette er imidlertid ikke tilfelle, og det er nettopp denne variasjon i de hydrografiske forholdene utenfor terskelen som fører til at innstrømmingene får forskjellig omfang og kvalitet.

Vi har tidligere omtalt de sesongmessige variasjoner i de hydrografiske betingelser i Breiangeren, men bare i liten utstrekning gjort referanse til de mer kortvarige endringene som preger vannmassene i Breiangeren og Drøbak-sundet. Forsøk på å sette disse i relasjon til variasjoner i den hydro-

grafiske situasjon i Skagerak ved sammenlikning med stasjoner på snittet Torungen - Hirtshals har vist seg å være negative. Dypvannsstrømmingene må tydeligvis ha andre årsaker enn tetthetsstrømmer generert utenfra.

Undersøker man de kjente innstrømningsperiodene finner man at samtlige er karakterisert av vedvarende nordlig vind. Så åpenbar er denne sammenhengen at dersom man fremstiller middelvindens nord-syd komponent gjennom de fire siste ukene, finner man utpregede topper i innstrømningsperiodene. Det er også mulig å anslå en nedre grense for den vindmengde som skal til for å få istand en dypvannsstrømning. På fig. 41 er dette angitt ved den horisontale linje og de tilsvarende innstrømningsperioder avsatt nedenfor.

Det er to tydelige unntak fra dette skjemaet. Det første er i november 1962, det andre i mai 1965. Disse unntakene bekrefter at vinden ikke er enerådende i dette spillet, men at også andre faktorer spiller inn. Det må antas at det skal mer vind til for å fremkalle de samme saltholdigheter når det er store brakkvannsmasser i Breiangen. I så henseende er både mai og november av de måneder det normalt er mest brakkvann i fjorden.

Vi har hydrografiske observasjoner tatt under dypvannsutskiftningen både i 1963 og 1965. På fig. 42 og fig. 43 er opptegnet snittet av saltholdighetene langs fjordens akse. Uken forut for observasjonsdagene 14. - 15. januar 1963 var det praktisk talt ikke vind, men en kortvarig nordlig vind av opptil kulings styrke opptrådte natt til den fjortende, etterfulgt av en frisk bris. Vindforstyrrelsen kommer godt til syne på saltholdighets-sjiktningen under toktet 1963 (fig. 42). Toktet 9. - 10. februar 1965 foregikk i vindstille, og selv om det dagen i forveien (8.2.65) var notert liten nordlig kuling i morgentimene, er tydeligvis sjiktningen ikke særlig påvirket. Det er likevel tydelig å se at det foregår dypvannsstrømning. Det synes derfor som at også storstilte divergensprosesser knyttet til de langperiodiske vindforhold gir betingelser for dypvannsstrømning.

Ved dypvannsstrømninger til indre Oslofjord vil Vestfjorden måtte fylles opp til 50 m nivået før videre innstrømning til Bunnefjorden kan finne sted. Selv under gunstige forhold må man regne med at denne prosessen kan ta minst tre uker, og det er derfor vel tenkelig at den vindsituasjon som fremkalte utskiftningen ikke lenger virker til å begunstige fortsatt innstrømning. Dette er en av grunnene til at Bunnefjorden får en sjeldnere

dypvannsutskiftning enn Vestfjorden. Skal fullstendig dyp- og bunnvannsfornyng finne sted både i Vestfjorden og Bunnefjorden, må det være betingelser for dette til stede i en periode av minst to måneder eller i tidsrom av tilsammen to måneders varighet.

Mens varigheten av vindfeltet synes å være bestemmende for mengden av det vann som får anledning til å strømme inn i fjorden, vil vindstyrken være avgjørende for tettheten av det vann som blir tilgjengelig for innstrømning. På grunn av de naturlige variasjoner i tettheten av dette vannet vil det kunne komme til situasjoner der den maksimale tetthet over sadelhøyde utenfor terskelen ikke er større enn for bunnvannet innenfor, selv om dette har vært gjenstand for signifikant reduksjon siden forrige bunnvannsfornyng. Det vil da ikke finne sted bunnvannsfornyng, men eventuell innstrømning vil innlagre vannet i et mellomdyp.

Den diffusive vertikalutveksling i Bunnefjorden er meget svakere enn i Vestfjorden, og her foregår tetthetsreduksjonen i bunnvannet med en hastighet som bare er ca. $1/12$ av den for Vestfjorden. Det vil derfor ofte kunne komme til situasjoner der fornyingsvannet ikke er tyngre enn bunnvannet i Bunnefjorden selv om det kan fortrenge bunnvannet i Vestfjorden.

Vårt kjennskap til dypvannsfornyngene i tidligere år er temmelig ufullstendig og dertil usikkert på grunn av det langt færre antall observasjoner i de aktuelle perioder. Det er også spesielt vanskelig å avgjøre hvorvidt en dypvannsinstrømning faktisk har medført bunnvannsfornyng eller om eventuelle hydrografiske endringer har vært forårsaket ved diffusiv innvirkning fra midlere dyp. Ifølge Beyer (1956) og Føyn (delrapport 12) er det mulig å påvise virkninger av dypvannsinstrømning i Bunnefjorden praktisk talt hvert eneste år i perioden 1946 - 1966, men bare i 1947, 1949, 1951, 1954, 1955, 1957, 1959, 1963 og 1966 kan man snakke om bunnvannsfornyng. Det må likevel tilføyes at de fleste av disse innstrømningene ikke har vært særlig omfattende, slik at det allerede samme året ofte har vært tegn til oksygensvikt i dypvannet. For Vestfjordbassenget finner vi større regelmessighet i innstrømningene, og likeledes jevnt over en sterkere grad av utveksling.

Enkelte år har innstrømningene funnet sted om høsten, andre ganger opptrer de midtvinters eller tidlig på våren. Beyer har påvist at innstrømning som opptrer tidlig i alminnelighet transporterer et varmere vann enn en som kommer sent på vinteren eller tidlig på våren. Dette kan da føre

til relativt store variasjoner i dypvannstemperaturene og dermed få innflytelse på tetthets- og stabilitetsforholdene.

Undersøker man vindforholdene i den siste tiårsperiode, finner man at innstrømning har funnet sted når det ukentlige middel av nordkomponenten overstiger ca. 2 m/sek. Dette kriteriet gir stor overensstemmelse med de kjente innstrømningsperioder både for den siste fireårsperiode og for tidligere undersøkelser, men kan ikke gjøres gjeldende for annet enn vinterhalvåret.

På grunnlag av det samlede kjennskap til dypvannsinnstrømningene til indre Oslofjord er det mulig å slutte at bunnvannsfornyning i Vestfjorden er en nærmest årvisst begivenhet. For Bunnefjorden opptrer bunnvannsfornyningen langt sjeldnere, kanskje bare hvert tredje eller fjerde år. Imidlertid finner vi i Bunnefjorden mindre dypvannsinnstrømninger i mellomdyp som til en viss grad fornyer vannet i fjorden. Slike innstrømninger kan påregnes omtrent annet hvert år. Fullstendig utskiftning av bunn- og dypvannet inn-treffer kanskje ikke oftere enn hvert femte eller sjette år, men en nøyaktigere bestemmelse av dette forholdet er vanskelig på et så lite materiale. Disse konklusjonene støttes fullstendig av vindstatistikkene over samme tidsrom.

4. DIFFUSIVE PROSESSER I DYPVANNET

4.1. Vertikaldiffusjon.

Turbulent diffusjon pågår til enhver tid i alle nivå i alle fjordens bassenger. Turbulensen varierer i intensitet fra sted til sted og dessuten med dypet. Det er også en variasjon med tiden, dels periodisk, dels aperiodisk. Variasjonen med tiden kan være tilstandsbetinget, som f.eks. av de hydrografiske stabilitetsforhold eller av et isdekke, eller dynamisk bestemt ved variasjon av den turbulensskapende agent. I begge tilfeller kan det dreie seg om både periodisk som aperiodisk variasjon. Tilstandsbestemte periodisk variasjoner er gjerne sesongmessige, mens de kortperiodiske variasjoner er knyttet til tidevannsbevegelsen og solgangsbrisen.

Som turbulensskapende agent virker i første rekke tidevannsstrømmene, men også vindinduserte strømmer er av vesentlig betydning. Tidevannsstrømmene er i alminnelighet langt mer dyptgående og dominerer derfor i fjordens dypere partier. På den annen side er vindstrømmene karakterisert med stor skjærhastighet, et forhold som forsterker generasjonen av turbulens.

Andre turbulensgenererende prosesser må antas å bare ha rent lokal betydning

Turbulensens rolle i diffusjonsprosessen er en utbytning og blanding av vannpartikler. I tillegg kommer den molekylære diffusjon hvis virkning på stor skala må antas å være liten. Den turbulente diffusjon i en fjord er et særdeles komplisert system der laterale og vertikale prosesser har innbyrdes innflytelse og avhengighet. Det er således en grov forenkling å oppfatte den vertikale diffusjon som en enkelt og uavhengig prosess. Vertikalutvekslingen er dessuten et resultat av vertikal diffusjon over hele bassenget. En primitiv diffusjonsmodell vil derfor ikke gi uttrykk for den fysiske realitet, men søke å kvantisere vertikalutvekslingen slik den fortøner seg ut fra konsentrasjonsmålinger i de forskjellige nivå. Utvekslingsintensiteten uttrykt ved diffusjonskoeffisienten blir derved frigjort fra forestillingen om en diffunderende substans, men det må underforstås at de avledete diffusjonskoeffisienter bare er anvendbare på konsentrasjonsfordelinger som utmerker seg med små horisontale gradienter. Av stabilitetsgrunner er dette særlig tilfellet med saltholdigheten, men også temperaturen viser gjennomgående små horisontale gradienter.

Grunnlaget for bestemmelse av diffusjonskoeffisienten beror på konsentrasjonsendringer fremkalt av vertikal diffusjon alene. Da dypvannet i Oslofjorden i alminnelighet ikke er gjenstand for større systematiske temperaturvariasjoner, er bestemmelser av diffusjonskoeffisienten for varme i disse nivåene lite pålitelige. Annerledes er det derimot i de øvre vannlag der en betydelig varmebølge lar seg identifisere.

Helt motsatt er forholdet når det gjelder saltholdigheten. Etter at dypvannet i et basseng er blitt fornyet, vil tilstanden vanligvis stabilisere seg og vertikal diffusjonen innstille seg på en intensitet karakteristisk for lokaliteten. Dette resulterer i en langsom utlekking av saltholdigheten i dypvannet som egner seg godt til bestemmelse av den tilsvarende diffusjonskoeffisient. I de øvre lagene derimot er variasjonen i saltholdigheten i høy grad bestemt av advektiv innflytelse, noe som gjør diffusjonsberegningen høyst usikker.

Den praktiske metodikk ved bestemmelse av diffusjonskoeffisienten er forskjellig for de to variable. Resultatene er derfor ikke uten videre sammenlignbare. En betydelig støtte finnes imidlertid ved at anvendelses-

området for de to variable overlapper, selv om dette området ellers er det minst pålitelige. Man regner i alminnelighet med et visst forhold mellom den turbulente diffusjonskoeffisient for salt og varme, idet den for varme antas å være noe større, men man savner en sikker bestemmelse av dette. For vannmasser som er gjenstand for kraftig turbulens må man imidlertid anta at forholdet mellom de to koeffisienter er nær 1.

4.11. Vertikaldiffusjon av salt.

Som beskrevet tidligere, skjer fra tid til annen bunnvannsfornyelse i samtlige av fjordens hovedbassenger hvorved også dypvannet blir fornyet like opp til sadeldypet for bassenget. Ved fornyelse tilføres bassenget et saltere vann enn der var før innstrømningen. Under denne prosessen stiger i alminnelighet saltholdigheten i alle dyp slik at også de høyere vannlag blir vesentlig saltere enn normalt. Etter endt utskiftning går imidlertid saltholdigheten i de øvre lag relativt raskt tilbake til et nivå karakteristisk for årstiden, men det i dypvannet bare meget langsomt finner sted en utlekking. Denne transport av salt fra dypere til høyere nivå beror på opprettholdelsen av en vertikal saltholdighetsgradient. Det relativt store saltkvantum som derved blir tilført toppsjiktet synes imidlertid ikke å ha nevneverdig innflytelse på saltholdigheten her, da det samtidig foregår en ferskvannstilførsel gjennom avrenning fra land, samt en brakkvannutskiftning ved Breiangen. Den relative betydning av de to sistnevnte prosessene vil bli diskutert annet sted.

Den totale salttransport per tidsenhet i ethvert nivå er uttrykt ved

$$13) \quad Q_s = -K \cdot \frac{\partial S}{\partial z} \cdot F$$

der K er diffusjonskoeffisienten og F arealet av fjordens horisontaltvernsnitt. Likning (13) egner seg til bestemmelse av diffusjonskoeffisienten, idet saltholdighetsgradienten og salttransporten Q_s kan bestemmes på grunnlag av de hydrografiske observasjoner. Den mest direkte metode til bestemmelse av Q_s beror på beregning av den totale mengde salt under et gitt nivå ved to forskjellige tidspunkter og så danne det midlere salttap per tidsenhet. Har man tidsrekker av saltholdighetsverdier i de forskjellige dyp, er det imidlertid mulig å finne det momentane salttap ved å bestemme tangenten til saltmengdevariasjonen. Det sistnevnte er ofte fordelaktig når saltholdighetsgradienten er gjenstand for større endringer i løpet av tidsintervallet.

Bestemmelse av Q_s etter den første metode skjer ved integrasjon etter likningen

$$14) \quad \bar{Q}_s = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{z_1}^h (S_{t_2} - S_{t_1}) \cdot F \cdot dz$$

der t_1 og t_2 er to påfølgende observasjonstider. Ved den momentane metode beregnes

$$15) \quad Q_s = \frac{d}{dt} \int_{z_1}^h S \cdot F \cdot dz$$

ved først å beregne integralet ved en rekke tidspunkter, for så å bestemme dets tidsderiverte. Begge formene har funnet anvendelse i det foreliggende arbeidet, idet Bunnefjorden er beregnet etter den første, Vestfjorden etter den sistnevnte metode. Integrasjonene er utført numerisk med en meters skritt fra bunnen opp til 20 m nivået, der det er benyttet krumlinjet interpolasjon mellom tabellverdiene for F , gitt for hver ti meter. Tidsavstanden er omlag fire uker.

Diffusjonskoeffisienten er beregnet for Bunnefjorden og Vestfjorden på basis av 1963 observasjonene. Fig. 37 og fig. 40 viser hvordan saltholdigheten falt gjennom året etter at dypvannsutskiftningen var avsluttet. Observasjonene viser i det store og hele et systematisk mønster, men det er til stede uregelmessigheter som forstyrrer bildet. Forstyrrelsene kan skyldes reelle variasjoner som følge av horisontale forflytninger, men kan og være fremkalt av interne svingninger. Dertil kommer usikkerheten ved den enkelte saltholdighetsbestemmelse. I praksis har det derfor vært hensiktsmessig å arbeide med et sett redefinerte verdier, bestemt ved en matematisk kurve som går best mulig gjennom observasjonsserien.

Det er ikke mulig å finne en bestemt analytisk form som vil fremstille saltholdighetens tidsvariasjon fra initialtilstanden så langt som diffusjonen er registrert. Dette henger sammen med at den vertikale saltholdighetsfordeling ved initialtilstanden ikke tilfredsstillende analytiske krav, dernest at bassengets form er bestemmende for saltholdighetsvariasjonens forløp. Og sist, men ikke minst, at grensebetingelsene oppad er gjenstand for variasjoner fremkalt av ytre årsaker. I praksis må man derfor nøye seg med å velge en matematisk kurve som gjengir punktenes forløp med tilstrekkelig god tilnærming. Tilpasningen har vært foretatt med den minste

kvadraters metode. For Bunnefjorden er det anvendt annengradskurver, mens det til Vestfjorden passer best med kurver av tredje grad. Denne tilsynelatende vesentlige forskjell har sammenheng med at diffusjonsprosessen i Vestfjorden har meget større hastighet enn i Bunnefjorden og når derfor tidligere et asymptotisk stadium med avtagende transport av salt, mens det for Bunnefjordens dypvann ennå er voksende saltholdighetsgradienter. De redefinerte saltholdighetsverdier har så vært benyttet til bestemmelse av den vertikale saltholdighetsgradient. Det har vist seg hensiktsmessig å fremstille saltholdighetens vertikalvariasjon logaritmisk, da denne kurven bare blir svakt krummet og tillater en nøyaktigere bestemmelse av gradienten. Vi forutsetter således at

$$16) \quad S(z) = S_0 + S_1 e^{f(z)}$$

slik at

$$17) \quad \frac{\partial S}{\partial z} = (S - S_0) f'(z)$$

der $f(z)$ viser seg å kunne fremstilles med god tilnærming av en enkelt eller to sammensatte annengradskurver. Metoden har dessuten den fordel at $f'(z)$ får en entydig bestemmelse nær bunnen, mens dette ellers kan by på en viss vilkårlighet. På denne måten kan saltholdigheten og gradienten fremstilles ved eksplisitte funksjoner som tillater beregning i ethvert punkt.

For Bunnefjorden er beregningen av diffusjonskoeffisienten utført for åtte intervaller. Resultatene er oppstilt i følgende tabell:

Tabell 4. Diffusjonskoeffisienter. Bunnefjorden 1963.

Interv.	18/4- 22/5	22/5- 18/6	18/6- 3/7	3/7- 31/7	31/7- 26/8	26/8- 17/9	17/9- 24/10	24/10- 13/11
Dyp								
20 m	0,033	0,035	0,038	0,040	0,049	0,06	0,08	0,10
40 m	0,09	0,20	0,25	0,25	0,25	0,25	0,24	0,23
60 m	0,25	0,41	0,44	0,40	0,37	0,33	0,28	0,24
80 m	0,45	0,54	0,61	0,53	0,50	0,49	0,43	0,47
100 m	0,56	0,80	0,93	0,88	0,97	1,02	1,02	1,08
120 m	0,60	1,01	1,21	1,22	1,31	1,27	1,18	1,15
145 m	0,57	0,98	1,34	1,09	1,28	1,14	1,01	1,04

Verdiene er avbildet i fig. 44.

Med unntak av første intervall viser verdiene et relativt systematisk bilde. Koeffisienten er voksende med dypet, men med tendens til avtakning mot bunnen (160 m). 145 m verdiene er dog noe usikre, da der ikke finnes observasjoner fra større dyp. Dette har imidlertid liten praktisk betydning, idet volumet av vann under dette nivå er meget lite og derfor ikke influerer vesentlig på saltbudsjettet. Forestillingen om en avtakende diffusjonskoeffisient mot bunnen støttes forøvrig av bestemmelsene fra Vestfjorden der man med større sikkerhet kan konstatere at liknende forhold gjør seg gjeldende.

Vi merker oss de påfallende lave verdier i 20 m nivået. Disse ligger langt under de resultater som foreligger på grunnlag av bestemmelsene over varmebølgen. Det er da også mulig å gjennomføre kvalitative betraktninger over innflytelsen av en utveksling med Vestfjorden som antyder at verdiene muligens er i underkant av den reelle diffusjonskoeffisient, men neppe utslagsgivende i det foreliggende tilfellet. Ser man imidlertid på varmeforplantningen for dette året (i stedet for som beskrevet for middelåret for fireårsperioden), oppnås en koeffisient for sommerperioden på $0,04 \text{ cm}^2/\text{sek}$. Tilsvarende forhold gjelder også for Vestfjorden. Det er tidligere påvist (Hydrografisk utvikling -) en større brakkvannsinnstrømning fra Breiangeren til indre Oslofjord i denne perioden med dannelse av et særdeles tykt brakkvannssjikt i. Sprangsjiktet fikk en dypere beliggenhet enn normalt, og stor stabilitet eksisterte også under 20 m nivået. Det synes derfor ikke å være grunn til å forkaste de fremkomne verdier, selv om de ikke kan betraktes som generelt gyldige.

De gjennomgående lavere verdier for diffusjonskoeffisienten i det første intervallet gir neppe uttrykk for en svakere utvekslingshastighet. Man skulle snarere vente det motsatte, men årsaken må antas å være en utilstrekkelig horisontal utjevning i den første tiden etter dypvannsinnstrømningen.

På grunnlag av bestemmelsene for de syv etterfølgende intervallene finner man følgende midlere verdier for diffusjonskoeffisienten for salt i Bunnefjorden:

Tabell 5. Midlere diffusjonskoeffisienter. Bunnefjorden 1963.

Dyp:	20 m	40	60	80	100	120	145
	0,05	0,24	0,35	0,51	0,96	1,19	1,13

Verdiene er plottet på fig. 45.

Da det for Vestfjorden er benyttet momentanverdier, er man ikke bundet av bestemte tidspunkt for beregningen av diffusjonskoeffisienten. I tabellen nedenfor er angitt verdier for koeffisienten ved seks ekvidistante tidspunkter med femti dagers intervall. Mellomliggende verdier slutter seg naturlig til følgen.

Tabell 6. Diffusjonskoeffisienter. Vestfjorden 1963.

Dyp:	15,3	+ 50	+ 100	+ 150	+ 200	+ 250 dager
20 m	0,21	0,08	0,04	0,04	0,08	0,39
40 m	0,43	0,38	0,45	0,61	0,65	0,49
60 m	1,12	1,40	2,09	3,23	2,41	1,05
80 m	2,85	3,06	3,05	3,03	3,45	4,60
100 m	6,49	6,16	5,26	4,67	4,51	5,50
120 m	6,72	6,47	5,45	4,75	4,52	5,46
140 m	5,62	5,86	5,13	4,54	4,45	5,37
150 m	4,92	5,24	4,58	4,02	3,93	4,68

Figurfremstilling av verdiene er gitt i fig. 46.

Verdiene for diffusjonskoeffisienten i Vestfjorden er gjennomgående større enn i Bunnefjorden. Bare i 20 m nivået er verdiene av samme størrelsesorden. Særlig tydelig er tendensen til å danne et minimum utover sommeren, mens dette ikke er et fremtredende trekk for de større dyp. De vekslinger som forekommer forøvrig vitner ikke om systematiske variasjoner og må derfor nærmest betraktes som støy. På grunnlag av tabellverdiene ovenfor samt mellomliggende verdier fremkommer den midlere diffusjonskoeffisient som funksjon av dypet:

Tabell 7. Midlere diffusjonskoeffisienter. Vestfjorden 1963.

Dyp:	20 m	40	60	80	100	120	140	150
	0,09	0,51	2,06	3,16	5,34	5,50	5,10	4,52

Verdiene er pløttet og tegnet på fig. 47.

4.12. Anvendelse av diffusjonskoeffisienten. Fornyelseshastigheten av dypvannet i hovedbassengene.

I forrige avsnitt ble diffusjonskoeffisientene bestemt på grunnlag av beregninger over den vertikale transport av salt i en rekke tidspunkter eller gjennom tidsintervaller for de forskjellige nivå. For å undersøke påliteligheten og anvendbarheten av de midlere koeffisienter, er det foretatt integrasjoner av den tilhørende annenordens differentiallikning:

$$18) \quad \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{1}{F} \frac{\partial}{\partial z} (F \cdot K \cdot \frac{\partial S}{\partial z})$$

med den virkelige (observerte) fordeling av saltholdighet som initial- og randbetingelser. Likningen lar seg integrere både ved analytiske og numeriske metoder. Analytisk integrasjon er i alminnelighet å foretrekke og har derfor vært benyttet i randverdiproblem med konstante randbetingelser (se nedenfor). Skal metoden anvendes på problem med variable randbetingelser, fordres en skrittvis integrasjon idet løsningen etter første skritt benyttes som ny initialbetingelse i neste sammen med den nye randbetingelse. Det har imidlertid vist seg at man når meget raskere (og billigere) til målet ved å integrere likningen direkte ved utelukkende numeriske metoder. Prinsipielt går dette ut på at man inndeler integrasjonsområdet (i z og t) i et rutenett hvor også randverdiene føres inn som tabulerte størrelser. Ved hjelp av differentiallikningen blir så funksjonen beregnet fra punkt til punkt inntil hele området er dekket.

Numerisk integrasjon av (18) har vært benyttet til bestemmelse av de teoretiske løsninger over saltholdighetsvariasjonene i Bunnefjorden og Vestfjorden 1963. Løsningene er fremstilt for utvalgte dyp i fig. 48 og fig. 49. Observerte saltholdigheter i samme periode er avsatt som punkter. Av den overensstemmelse som eksisterer mellom teoretiske og observerte verdier må det være tillatt å trekke den slutning at diffusjonsprosessen i det store og hele lar seg beskrive ved de angitte midlere diffusjonskoeffisienter. Den beskrevne teknikk lar seg også med små modifikasjoner anvende på diffusjonsproblemer av beslektet natur.

Ved den analytiske integrasjon oppnår man først og fremst et innblikk i løsningenes asymptotiske egenskaper, dvs. løsningenes form for svært store verdier av t. Av praktisk betydning er den større kontroll over integrasjonsresultatets nøyaktighet og ikke minst at nøyaktigheten stiger for økende verdier av t.

Likning (18) er separabel, og det kan vises at den har løsninger av formen

$$19) \quad S = \sum_1^{\infty} a_n W_n(z) e^{-\lambda_n t}$$

der λ_n er systemets egenverdier, W_n de tilsvarende egenfunksjoner. La for bekvemhets skyld $S(z, t)$ angi funksjonsverdiens avvik fra øvre randverdi som vi for anledningen vil kalle null. Løsningen må altså tilfredsstille randbetingelsene $S(z, t) = S_1(t)$ for $z = 0$ ved den øvre grense, samt $\frac{\partial S}{\partial z} = 0$ for $z = h$ ved bunnen. Dessuten må løsningen fremstille initialbetingelsen $S(z, t) = S_0(z)$ ved tiden $t = 0$.

Egenfunksjonene har ortogonalitetsegenskaper gitt ved

$$20) \quad \int_0^h W_n^2 F \cdot dz = N_n^2 ; \int_0^h W_n \cdot W_m \cdot F \cdot dz = 0, n \neq m$$

Bare i spesielle tilfeller lar egenfunksjonene seg fremstille ved eksplisitte uttrykk. I det generelle tilfellet må egenfunksjonene fremstilles ved uendelige rekker

$$21) \quad W_n(z + \xi) = w_{0n}(z) + w_{1n}(z)\xi + w_{2n}(z)\xi^2 + \dots$$

som bare konvergerer i et lite område omkring den z -verdi de er utviklet fra. Vi må således inndelegge z -aksen i en rekke intervaller som er små nok til at rekkene konvergerer. I de foreliggende tilfeller dreier det seg om 60 intervaller. Det har da vist seg tilstrekkelig å ta med bare de 15 første leddene i rekkeutviklingen.

Den første oppgaven er å bestemme koeffisientene i rekkeutviklingene for egenfunksjonen (21). Ved å benytte den separerte differentiallikning får vi for hvert intervall rekursjonsformler som uttrykker koeffisientene ved

λ_n, w_{0n} (funksjonsverdien for egenfunksjon), samt dennes første derivert. For en fullstendig bestemmelse av egenfunksjonen utføres først en skrittvis integrasjon fra $z = 0$ (hvor $W_n = 0, w_{0n} = 0$, og med vilkårlig valgte verdier for W'_n og $\lambda_n, (W'_n = 1)$ til $z = h$. Nedre randbetingelse

$$22) \quad \frac{dW_n}{dz} = 0, z = h$$

benyttes så til bestemmelse av λ_n , idet vi med en iterasjonsprosess suksessivt beregner funksjonen og dens deriverte ved $z = h$ samtidig som λ_n justeres inntil betingelsen (22) er oppfylt med tilstrekkelig nøyaktig-

het. Egenfunksjonen er nå bestemt på en faktor nær.

Etter at egenfunksjonen er blitt normert, bestemmes koeffisientene a_n ved initialbetingelsen

$$23) \quad \sum_{n=1}^{\infty} a_n W_n(z) = S_0(z)$$

ved å utnytte ortogonalitetsegenskapene (20). Det har vist seg tilstrekkelig å benytte de ti første egenfunksjonene da rekken (19) konvergerer forholdsvis raskt. Vi kan nå fremstille løsningen (19) med tilstrekkelig nøyaktighet.

Selv om diffusjonskoeffisienten primært gir et uttrykk for den hastighet en diffunderende substans (eller varme) transporteres gjennom mediet, vil det ved turbulent diffusjon like fullt være et uttrykk for den hastighet hvormed vannet blander seg vertikalt. Denne vertikale blandingsprosess fører således til en langsom utskiftning av dypvannet med vann fra toppsjiktet. I den forstand at toppsjiktet utgjør en "ny", renere eller på annen måte karakteristisk vanntype, representerer vertikaldiffusjonen en fornying av dypvannet. Hvor betydelig denne prosessen er i de enkelte nivå fremgår imidlertid ikke av diffusjonskoeffisienten, men må beregnes ut fra bestemte forestillinger. Fornyingen er således ikke noen endelig, men en gradvis prosess av eksponentielt avtakende karakter, slik at det alltid vil være igjen en rest av "gammelt" vann. For å illustrere dette forholdet kan man enten benytte seg av en fremstilling som uttrykker den fraksjon (konsentrasjon) av vannet som er eldre (eller yngre) enn en gitt alder, eller av en fordelingsfunksjon for fraksjonen av vann av en bestemt alder $q(t)$. Den første fremstilling fremkommer ved integrasjon av den siste, men kan beregnes direkte ut fra konsentrasjonsbestemmelser ved følgende oppstilling:

Gitt at ved tilstanden ved et bestemt tidspunkt, initialtilstanden, er konsentrasjonen C av vann eldre enn fra dette tidspunkt lik 1. Vann som tilføres bassenget ved diffusjon etter dette tidspunkt regnes som nytt vann. Initialbetingelsen blir da:

$$24) \quad C(z,t) = 1; \quad t = 0, \quad z_1 < z \leq h,$$

mens randbetingelsene blir:

$$25) \quad C(z,t) = C(z_1,t) = 0; \quad \frac{\partial C}{\partial z} = 0; \quad z = h$$

Integrasjonen har vært gjennomført analytisk. Fig. 50 viser resultatene for Bunnefjorden og fig. 51 for Vestfjorden der øvre randbetingelse i begge tilfeller er satt ved 40 m dypet. Kurveskaren fremstiller variasjonen av konsentrasjonen $C(z,t)$ av "gammelt" vann i de forskjellige nivå. Skjæringspunktene med vertikale linjer vil da angi $C(z_i, t_j)$ i de forskjellige nivå ved utvalgte tidspunkter. Tilsvarende vil skjæringspunktene med en horisontal linje angi hvor lang tid det må gå før konsentrasjonen er redusert til den angitte. Resultatene kan også tolkes ut fra vannets aldersfordeling, som fremkommer ved derivasjon av konsentrasjonen av nytt vann ($R=1-C$) med hensyn på tiden. Den teoretiske aldersfordeling for utvalgte nivå i Bunnefjorden og Vestfjorden er gitt i fig. 52 og 53. Figurene er å forstå slik at ordinaten $q(t)$ multiplisert med dt fremstiller den fraksjon av vannet som har en alder mellom t og $t + dt$. Fremstillingen tillater bestemmelse av vannets midlere alder i bassenget, den alder som er mest representert (maksimum) samt halveringstiden (medianen), foruten fordelings asymptotiske egenskaper.

Definisjon: Vi skal med fornyelseshastigheten forstå den maksimale tilveksthastighet for vann yngre enn t . Fornyelseshastigheten er dessuten mål for aldersfordelingens maksimaltetthet. Vi vil kalle den alder som karakteriserer aldersfordelingens maksimaltetthet for likevektsalderen. Vann som ikke har oppnådd likevektsalderen, vil øke i mengde. Vann som er eldre enn likevektsalderen, vil avta i mengde. Vann av likevektsalder undergår ingen konsentrasjonsendring. Det kan vises at den totale tilvekst av vann yngre enn likevektsalderen svarer til den maksimale tilvekst av vann. Fornyelseshastigheten er derfor et mål på den midlere tilveksthastighet av nytt vann. Fig. 54 fremstiller fornyelseshastigheten i Bunnefjorden og Vestfjorden som funksjon av dypet.

I tilfeller der fornyingsvannet "eldes", forurenses eller mister sitt oksygeninnhold i et forhold proporsjonalt med tiden, vil det være bekvemt å kjenne den midlere alder på fornyingsvannet. Den midlere alder er definisjonsmessig

$$26) \quad \frac{1}{q_m} \int_0^{t_m} \frac{dq}{dt} \cdot t \cdot dt$$

der t_m er likevektsalderen. Integralet reduserer seg til

$$27) \quad \frac{1}{q_m} \int_0^{q_m} t \, dq = \frac{R_m}{q_m} ,$$

og er følgelig forholdet mellom konsentrasjonen av vann yngre enn likevektsalderen og fornyelseshastigheten. Et eksempel fra Bunnefjorden vil belyse dette:

Dyp: 70 m

Av fig. 52 finnes fornyelseshastigheten = 0,0242/uke

Likevektsalderen av samme figur 8 uker

Av fig. 50 konsentrasjon av vann yngre enn

8 uker = 0,104

Midlere alder på fornyingsvannet $\frac{0,104}{0,0242} = 4,5$ uker

Hverken fornyelseshastigheten eller vannets aldersfordeling gir fullstendig uttrykk for den totale virkning av vertikalutvekslingen. Det er altså ikke nok å kjenne fornyelseshastigheten og fornyelsesvannets middelalder, da historien er bestemmende for fornyingsvannets kvalitet. Likeledes er det avgjørende for diffusjonsresultatet hvordan egenskapene ved det gamle vannet er fordelt. De forholdene som er beskrevet i det foregående er således bare absolutt gyldige ved homogene tilstander, men er ellers å oppfatte som hjelpeforestillinger. Det enkelte diffusjonsproblem vil alltid kreve sin spesielle integrasjon ut fra de gitte initial og randverdi-betingelser.

5. DIFFUSIVE PROSESSER I TOPPLAGET

5.1. Vertikaldiffusjon.

5.11. Turbulent varmeledning.

Den enkleste diffusjonsmodell for turbulent varmeledning er en med konstant diffusjonskoeffisient. Selv om observasjonene indikerer en tildels sterk variasjon av diffusjonskoeffisienten i de øverste tyve metre, kan det være praktisk å gå ut fra modellen med konstant diffusjonskoeffisient ikke minst av hensyn til sammenlikning med tidligere beregninger og resultater fra andre fjorder beregnet etter denne metoden.

Vi skal ikke her gå inn på teorien for den vertikale varmeforplantning i havet i sin alminnelighet, men kort gjengi likningen som kommer til anvendelse i en fjord med skrånende sider:

$$28) \quad \frac{1}{k} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \alpha \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2}$$

der θ er temperaturen, z den vertikale koordinat, k den vertikale diffusjonskoeffisient for varme og horisontaltverrsnittets vertikalvariasjon $\alpha = \frac{1}{F} \cdot \frac{dF}{dz}$. Av forutsetningene for denne likningen nevnes spesielt en tilstrekkelig utlikning av eventuell horisontal forskjell som måtte oppstå. Modellen svarer til varmeledning i en isolert tynn stav av variabelt tverrsnitt. Analogien beror på at den horisontale diffusjonskoeffisient er av størrelsesorden 10000 ganger større enn den vertikale.

Som øvre randbetingelse forutsettes at overflatetemperaturen kan fremstilles med tilstrekkelig nøyaktighet av en sinusfunksjon av formen.

$$29) \quad \theta = \theta_0 \cdot \cos(\sigma t + \delta) + \text{konst.}$$

der θ_0 er amplituden og σ vinkelfrekvensen. Den nedre randbetingelse er at temperaturvariasjonene skal gå mot null når z går mot uendelig.

Likning 28 har løsninger av formen.

$$30) \quad \theta = \theta_0 e^{-(\alpha/2 + \beta_1)z} \cos(\sigma t - \beta_2 z + \delta) + \text{konst.}$$

der

$$31) \quad \beta_1 = \sqrt{\frac{1}{2} \left(\sqrt{\frac{\alpha^4}{16} + \frac{\sigma^2}{k^2}} + \frac{\alpha^2}{4} \right)}; \quad \beta_2 = \sqrt{\frac{1}{2} \left(\sqrt{\frac{\alpha^4}{16} + \frac{\sigma^2}{k^2}} - \frac{\alpha^2}{4} \right)}$$

Løsningen fremstiller en bølge som forplanter seg vertikalt med hastigheten $w = \sigma/\beta_2$. Overflatebetingelsen sees å være tilfredsstillt dersom σ er bestemt ved $2\pi/\sigma = T$, der T er den årlige periode. Bølgens amplitude som ved overflaten er θ_0 , avtar eksponentielt med dypet med faktoren $e^{-\eta z}$ der $\eta = \alpha/2 + \beta_1$. Både η og w bestemmer hver for seg diffusjonskoeffisienten k og tilbyr derfor en kontroll på resultatet men allerede en isopletfremstilling av temperaturvariasjonene såvel som en logaritmisk fremstilling av amplitudevariasjonen med dypet vil gi utmerkede forestillinger om modellens brukbarhet. I begge tilfeller dreier det seg om datafremstilling med tilpasning av rette linjer.

Til modellen er anvendt data basert på fireårsmidler. Amplitudevariasjonen er fremstilt logaritmisk som funksjon av dypet for stasjonene Dp 1, Fl 1, Nj 1 på fig. 4. Rette linjer er trukket gjennom punktene for hver stasjon. Bunnefjordstasjonen gir den beste lineære sammenheng og må sies å være utmerket like til 60 m dypet. Også Breiangenstasjonen Nj 1 oppnår en god tilnærming. Vestfjordobservasjonene har noe s-fasjon. Punktens nedre forløp antyder en voksende diffusjonskoeffisient mot dypet, en tendens som også er bekreftet på annen måte. Tilpasningen er derfor begrenset til de øverste førti metrene. De tilhørende eksponentialkoeffisienter η er henholdsvis $0,60 \times 10^{-3}$, $0,45 \times 10^{-3}$ og $0,32 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ for Bunnefjorden, Vestfjorden og Breiangen. Til bestemmelse av α tar man fordel av en logaritmisk fremstilling av horisontaltverrsnittet, fig. 55. Med meget god tilnærming kan man sette den logaritmiske deriverte konstant for de øverste 60 metrene hvorfra α fåes direkte som vinkelkoeffisienten. De to innerste bassengene er svært like med en α på $0,175 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$. For Breiangen finner vi $\alpha = 0,094 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$. De tilhørende diffusjonskoeffisienter er oppstilt i nedenstående tabell og vil bli kommentert nedenfor.

Den mer konvensjonelle metode til bestemmelse av diffusjonskoeffisienten beror på bestemmelse av den midlere vertikalhastighet for varmebølgen. Dette oppnås bekvemt på et isopletdiagram ved å trekke rette linjer best mulig gjennom maksimal- og minimalpunkter på temperaturisopletene. Dette er utført på fig. 3. Metoden tillater en viss grad av vilkårlig-

het, men gir neppe feil av vesentlig betydning. På fig. 3 er vertikalhastigheten omtrent den samme for vinteravkjølingen som for sommeroppvarmingen, bare for Bunnefjorden synes det å opptre en signifikant forskjell. Denne er fremkalt ved en forsinkelse rundt om 10 m nivået, svarende til sprangsjiktets beliggenhet. Under dette nivået er vertikalhastigheten igjen økende.

Det er av interesse å påpeke at bassengets form spiller ingen praktisk rolle for varmebølgens vertikalhastighet. Resultatene er derfor sammenlignbare med tidligere beregninger. Det er likevel et spørsmål om ikke metoden med amplitudevariasjon er mer pålitelig da man her benytter seg av oppvarmingen og avkjølingen i stedet for tidspunktene for maksimal- og minimalverdiene.

Anvendt på de forskjellige vertikalhastigheter, som for Bunnefjorden, Vestfjorden og Breiangen er henholdsvis $0,25 \times 10^{-3}$, $0,35 \times 10^{-3}$ og $0,55 \times 10^{-3}$ cm/sek, oppnås diffusjonskoeffisienter som angitt i nedenstående tabell:

Tabell 8. Midlere diffusjonskoeffisienter for varme, cm^2/sek .

	Bunnefjorden	Vestfjorden	Breiangen
Etter amplitudevariasjon	0,21	0,34	0,73
Etter vertikalhastigheten	0,16	0,31	0,76
Fellesformel	0,18	0,32	0,74
Etter vertikalhastigheten 1959	0,08	0,18	0,63

Det synes ikke å være noen enestående god overensstemmelse mellom koeffisientene bestemt ved amplitudevariasjon og bølgens vertikalhastighet. Eksemplene er for få til å avgjøre om det dreier seg om en systematisk effekt eller om avviket beror på usikkerhet ved metodikken. Det kan nevnes at Hela (1966) fant liknende usikkerhet på et betydelig større materiale etter at der var korrigert for systematisk feil. Det synes som om det i første rekke er bestemmelsen av vertikalhastighetene som er noe vilkårlig og i mange tilfeller direkte vanskelig med den eksisterende grafiske metode.

Studiet av varmebølgens forplantning ved hjelp av en enkelt harmonisk komponent er betinget av en tilstrekkelig god overensstemmelse i overflaten. Det generelle tilfelle av en vilkårlig temperaturfunksjon i

overflaten fordrer en langt mer komplisert behandling som det i alminnelighet ikke svarer seg å gjennomføre. Vi har derfor i det foreliggende tilfellet heller søkt å unngå vanskelighetene ved å arbeide med middelverdier fra fire år, samtidig som vi oppnår mer generelt representative verdier. Middelverdidannelsen selv gir ikke opphav til introduksjon av systematisk feil i systemet og tillater til en viss grad å dempe virkningen av plutselige advektive innflytelser.

På den annen side finner vi så markant forskjell på resultatene fra 1959 og den siste fireårsperiode at man må se det som sannsynlig at så store variasjoner i diffusjonskoeffisienten som det her er tale om, virkelig er naturlig forekommende. For sommeren 1965 finner vi tydelige tegn på at den vertikale forplantningshastighet har et minimum i 10 m nivået og er større over og under. Minimumssonen svarer til nivået for maksimal stabilitet, det er derfor naturlig å tilskrive stabiliteten en dempende virkning på vertikaldiffusjonen. På samme måte vil år med overveiende stor stabilitet medføre lavere verdier for den gjennomsnittlige diffusjonskoeffisient enn for år med mindre stabilitet.

Det er mange forhold som tyder på at de bestemte diffusjonskoeffisienter i de øvre vannlagene ikke er så ensartet som det fremgår av fig. 3. Allerede en inspeksjon av temperaturisopletdiagrammene viser at varmebølgen har tydelige forsinkelser om sommeren, og det er derfor rimelig å vente at vertikaldiffusjonen varierer med dypet. En nøyere undersøkelse av varmebølgens forplantning bekrefter disse antakelsene. Ved harmonisk analyse er varmebølgens fase og amplitude beregnet for hvert måledyp og en tilnærmet bestemmelse av den gjennomsnittlige diffusjonskoeffisient er utført for hvert intervall. Analysen bygger på de samme forutsetningene som de tidligere bestemmelsene, men det er tydelig at disse ofte er langt fra tilfredsstilt. Dette kommer til uttrykk i at amplitudevariasjonen og vertikalhastigheten av varmebølgen viser divergerende resultater. For de fleste verdiene er det imidlertid god overensstemmelse, så man kan regne med en rimelig grad av pålitelighet. Verdiene som er fremstilt i tabellen på neste side, er fremkommet som det geometriske middel mellom resultatene fra amplitudevariasjonen og varmebølgens vertikalhastighet.

Tabell 9. Diffusjonskoeffisienter (cm^2/sek).

Stasjon	Intervall	1962	1963	1964	1965	Alle
Im 99	1 - 4 m	0,57	5,48	0,44	0,55	0,44
	4 - 8 "	<u>1,50</u>	7,43	1,11	1,24	0,97
	8 - 12 "	6,08	0,88	<u>0,62</u>	<u>0,66</u>	0,71
	12 - 20 "	1,64	<u>0,10</u>	0,66	0,84	<u>0,53</u>
	20 - 40 "	0,65	16,99	1,43	2,62	1,63
Lm 99	1 - 4 "			0,81	0,76	1,06
	4 - 8 "			<u>0,73</u>	0,56	0,34
	8 - 12 "			0,93	1,83	0,64
	12 - 20 "		0,03	0,88	0,83	0,55
	20 - 40 "		0,42	2,06	7,24	3,10
Dp 99	1 - 4 "	0,18	2,44	2,96	2,81	0,72
	4 - 8 "	0,89	0,13	0,27	0,11	0,19
	8 - 12 "	0,16	<u>0,06</u>	0,23	<u>0,08</u>	<u>0,09</u>
	12 - 20 "	<u>0,05</u>	0,72	<u>0,07</u>	0,16	0,10
	20 - 40 "	0,20	0,18	1,26	0,13	0,29
Dk 99	1 - 4 "	8,27	0,27	3,17	1,50	1,49
	4 - 8 "	1,91	<u>0,12</u>	0,33	0,28	0,32
	8 - 12 "	0,23	<u>0,16</u>	0,40	0,16	0,21
	12 - 20 "	<u>0,17</u>	0,65	<u>0,11</u>	<u>0,15</u>	<u>0,14</u>
	20 - 40 "	0,21	0,27	0,42	0,25	0,28
Fl 1	1 - 4 "	0,83	0,56	4,39	3,35	1,28
	4 - 8 "	0,88	<u>0,17</u>	0,36	0,27	0,29
	8 - 12 "	0,52	0,41	0,37	0,28	0,34
	12 - 20 "	0,30	0,44	<u>0,14</u>	<u>0,15</u>	<u>0,18</u>
	20 - 40 "	<u>0,16</u>	0,41	0,34	0,29	0,32

Verdiene i siste kolonne gjengir resultatene ved en harmonisk analyse over samtlige år og representerer således ikke middelerverdier av tallene for de enkelte årene. Resultatene er fremstilt i fig. 56.

Med unntak av Im 99 viser fordelingene av den vertikale diffusjonskoeffisient for varme et noenlunde ensartet bilde. Koeffisienten er størst nær overflaten hvor den i de fleste tilfellene synes å ligge mellom 1 og 2 cm^2/sek . Den avtar i et mellomstjikt for så å stige mot dypet. Beliggenheten

av minimumssonen (understrekede verdier) varierer fra år til år. Dette medfører at minimumsverdiene for fireårsanalysene blir noe forhøyet.

De ytre stasjonene Im 99 og Lm 99 er de som viser minst pålitelighet. For det første har vi en reell turbulensgenerasjon i de mellomliggende dyp som gjør seg ulike meget gjeldende ved innstrømning og utstrømning. Dertil kommer de betydelige vertikalforskyvninger av vannlagene som de indre bølgen i dette området forårsaker. For det andre finner det sted i dette området kraftige vinddrevne konvergens- og divergensprosesser som i vesentlig grad forstyrrer temperaturfeltet. Også advektive prosesser vil i dette området få de mest utpregede konsekvenser på grunn av de store strømhastighetene i sundet. Endelig finner det sted halin konveksjon fra tid til annen ved at saltene overflatevann fra indre Oslofjord stikker ned under det lettere Breiangenvannet.

5.2. Horisontaldiffusjonen.

Som nevnt tidligere, fordrer en fullstendig behandling av horisontaldiffusjonen et detaljert kjennskap til de turbulensgenererende hastighetsfelt samt spesifiserte initial og randbetingelser for den diffunderende substans. Selv for det enklere problem å beskrive vertikaldiffusjonen, var en bestemmelse av den vertikale diffusjonskoeffisient langt fra tilstrekkelig. Først etter integrasjon av diffusjonslikningen var det anledning til videregående slutninger.

Problemet med vertikaldiffusjon lot seg angripe ut fra meget enkle forestillinger fordi det i prinsippet kunne betraktes som et endimensjonalt system. Begrunnelsen for dette var at eventuelle horisontale forskjeller som kunne forekomme, var meget små i forhold til de vertikale, et forhold som er betinget av både de horisontale tyngdestrømmer samt den nær 10^6 ganger større horisontale diffusjonskoeffisient enn den vertikale, mens den horisontale skala bare er 10^2 ganger større enn den vertikale.

Det horisontale diffusjonsproblem er i prinsippet tredimensjonalt. Utbytningen av vannpartikler foregår således både i horisontalplanet og i vertikallplanet. Den førstnevnte prosess lar seg til en viss grad beskrive ved en horisontal diffusjonskoeffisient, men utvekslingen i vertikallplanet beror på en kombinasjon av vertikaldiffusjonen og horisontal bevegelse. Skjematisk kan man si at den sistnevnte effekten kommer istand ved at to partikler som bytter plass i vertikalen vil ved relativ adveksjon fjerne seg fra hver-

andre. En vesentlig betingelse for denne prosessen er derfor at de horisontale forflytningene er karakterisert ved et hastighetsskjær. Denne betingelsen er i alminnelighet oppfylt.

Det alminneligste diffusjonsproblem er således uhyre komplisert og forutsetter et fullstendig kjennskap til systemets vertikal- og horisontalgradienter, samt et spesifisert hastighetsfelt. Betrakter man imidlertid den rene vannutskiftning, lar systemet seg forenkle vesentlig, da den vertikale vannutskiftning gjennom sprangsjiktet absolutt sett er liten i forhold til den horisontale. Den første oppgaven blir således å bestemme den horisontale diffusjonskoeffisient i de øvre vannlag.

5.21. Spredningsforsøk med strømkors.

Den horisontale diffusjon kan bestemmes ved målinger av spredning av naturlige eller kunstige merkestoffer i vannet. Slike bestemmelser bygger på den forutsetning at merkestoffet er konservativt eller har en kjent nedbrytningshastighet. Det mest tilfredsstillende ville være å benytte et naturlig forekommende merkestoff, da man derved ville kunne referere til diffusjonsprosesser av samme geometriske størrelsesorden som dem man ønsker å beskrive. Det har imidlertid vært vanskelig å finne en dertil egnet egen- skap eller konstituent i vannet som har oppfylt de nødvendige betingelser. Vi har derfor vurdert muligheten av å bruke kunstige merkestoffer til bestemmelsen av diffusjonsprosessene.

Forskjellige kunstige merkestoffer har vært anvendt til spredningsundersøkelser i våre naboland, tildels med svært gode resultater. I disse undersøkelser har imidlertid problemstillingen vært helt annerledes enn for det foreliggende problem. Man har villet undersøke spredningen av et enkelt kloakkutslipp for å vurdere fortynningen av utslippet i åpen sjø. Til denne oppgaven vil et kunstig merkestoff kunne fungere i stedet for eller sammen med kloakkutslippet og ved sin konsentrasjon direkte fortelle om den fortynningen som foreligger. En slik betraktning er ikke relevant i det generelle utvekslingsproblem for Oslofjorden.

Andre forskere har prøvd å anvende kunstige merkestoffer til bestemmelse av den horisontale diffusjonsprosess. Som eksempel kan nevnes de storstilte eksperimenter i Nordsjøen der fargestoffet Rhodamin B har vært benyttet. Disse undersøkelser har alle vært basert på den antakelse at det er de horisontale turbulenselementer som bestemmer den horisontale diffusjon, og

man har fullstendig neglisjert virkningen av den vertikale utveksling. Denne antakelse er i alminnelighet ikke holdbar, noe som også har vært påpekt av flere forfattere. Det er lett å innse at måleresultatene vil være avhengig av den vertikaltutveksling og det hastighetsskjær som måtte foreligge i det enkelte tilfellet. Spesielt i en fjord der tidevannsstrømmene tildels karakteriseres av et betydelig hastighetsskjær, vil verdien av slike målinger være meget tvilsom og til nød bare ha referanse til de spesielle stabilitetsforhold som gjaldt i observasjonsøyeblikket. På grunn av disse innvendingene har vi derfor forkastet merkestoffundersøkelser i denne sammenhengen, men heller søkt å beskrive den rene horisontaldiffusjon ved bruk av drivlegemer.

Tar vi utgangspunkt i den molekylære diffusjonslikning, så vil den i polar-koordinater kunne skrives på formen

$$32) \quad \frac{\partial q}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(k \cdot r \frac{\partial q}{\partial r} \right)$$

der q er den diffunderende substans, r avstanden fra sentrum og k den horisontale diffusjonskoeffisient. Det har lenge vært kjent at forsøk på å beskrive den turbulente diffusjon i havet med den Fickske diffusjonslikning med en konstant diffusjonskoeffisient har vært særdeles utilfredsstillende, da diffusjonskoeffisienten ble avhengig av størrelsesordenen på den prosess som skulle beskrives. Først i 1960 lyktes det Joseph og Sendner å presentere en teori og praktisk metodikk som med god tilnærming kunne anvendes på diffusjonsprosesser på en varierende skala. Teorien bygger på den forutsetning at diffusjonskoeffisienten vokser lineært med skalaen av diffusjonsprosessen og er uttrykt ved at $k = P \cdot r$, der P er en konstant. Den Joseph og Sendnerske diffusjonslikning får således formen

$$33) \quad \frac{\partial q}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(P \cdot r^2 \frac{\partial q}{\partial r} \right)$$

Anvendt på kontinuerlige fordelinger må man ved bruk av 33) ta hensyn til eventuell translasjon av systemet. Dette er oppnådd ved at man definerer r ut fra fordelingsens massemidtpunkt, som følgelig må bestemmes som funksjon av tiden. Teorien kan imidlertid også anvendes på et system av diskrete punkter og spesifiserer for dette frekvensfordelingen for alle innbyrdes avstander i punktskyen. Man har derved unngått å referere til et sentrum, noe som letter behandlingene av observasjonene.

Den teoretiske frekvensfordelingen, eller den direkte hyppighetsfordeling for de innbyrdes avstander for en diskret fordeling, har meget enkle egenskaper. Fordelingen vil alltid kunne beskrives av en enkelt kurve, da formen er en permanent egenskap. I fig. 57 er den teoretiske fordelingsfunksjon fremstilt ved den kontinuerlige kurve. Regnet fra sentrum er P den sannsynligste spredningshastighet, og da denne er konstant, betyr dette at punktskyen vokser i utstrekning proporsjonalt med tiden. Middelverdien av spredningshastigheten er lik $2 P$. Dette er også nær den sannsynligste veksthastighet for avstanden mellom to frie punkter ($1,95 P$), mens middelverdien av avstandshastigheten er $2,87 P$. For bevis og detaljer refereres til Joseph og Sendner (1960).

Observasjoner fra mindre og større havområder har vist at teorien om en konstant P -verdi i det store og hele er tilfredsstillt. Annerledes er det i mer eller mindre lukkede farvann der det er en nødvendig forutsetning at den horisontale utstrekning må være vesentlig mindre enn den minste frie avstand fra kyst til kyst. Videre gjelder den reservasjon at diffusjonsparameteren P ikke kan betraktes konstant overfor prosesser på liten tidsskala. Tidsvariasjon av turbulensintensiteten vil nødvendigvis gi utslag i en tidsvariasjon av diffusjonsparameteren. Overfor periodiske variasjoner vil man imidlertid kunne definere en midlere verdi på basis av observasjoner gjennom en eller flere perioder.

Alle forsøk som det er berettet om i litteraturen, viser at en symmetrisk fordeling av et punktutslipp hører til sjeldenhetene. Den mest alminnelige har gjerne en noe langstrakt form, og det er heller ikke sjelden man opplever en deling av punktskyen med to punkt-konsentrasjoner til følge. Man kan derfor ikke vente at de observerte avstandsfordelinger skal passe den teoretiske fullt ut. De vil gjerne vise noe for store frekvenser av små avstander og tilsvarende mindre frekvenser for de større avstander.

Til forsøkene i Oslofjorden ble som drivlegemer benyttet små strømkors opphengt i en tynn tråd under en flat isoporflottør. Flottøren kunne gli lett på vannet og var lite påvirkelig for vind under styrke frisk bris. Alle forsøk med strømkors ble gjort i et dyp av to meter. Observasjonene ble utført fotografisk fra fly. I alt er det utført 24 brukbare spredningsbestemmelser fra 12 forskjellige punktutslipp. I hvert slipp er det benyttet et antall mellom 30 og 40 strømkors. Utslipp ble gjort i løpet av sommeren 1964 på seks forskjellige lokaliteter i indre Oslofjord for å gi orientering om diffusjonsparameterens stedlige variasjon. Lokalitetene med referanser er vist på fig. 58.

Etter utmåling av samtlige avstander innen fordelingen ble disse punchet på kort og den videre opptelling utført av regnemaskin. En klasseinndeling på 5 m ga et bekvemt antall klasser med tilstrekkelig representasjon i hver klasse. Fig. 57 viser hvordan hyppighetsfordelingen for det første spredningsforsøk falt ut. Absissen R er uttrykt i cm foruten i relative enheter $\alpha = R/Pt$, der Pt er bestemt ved at middelverdien av $\alpha = 2,87$. Som ordinat står den relative hyppigheten (frekvensen) i hver klasse.

For hvert slipp ble spredningen observert ved flere tidspunkter med intervall på 3 - 4 timer. Beregninger på grunnlag av spredningen mellom en observasjon til neste er mer usikker enn den første, da usikkerheten kommer inn både ved intervallets begynnelse og slutt. Man må derfor regne med en viss usikkerhet i resultatene som imidlertid utliknes ved midling. De beregnede parameterverdier er oppstilt i tabell 10.

Resultatene av spredningsmålingene kan sammenfattes slik:

I det store og hele viser samtlige fordelinger seg i overensstemmelse med den teoretiske avstandsfordeling, men med tendens til forskyvning av den mest sannsynlige avstand mot lavere verdier enn 1,95 P. Vi kan derfor si at teorien for den geometriske spredningsfordeling var gyldig i hele undersøkelsesområdet, med reservasjon for mulig tidsvariasjon av diffusjonsparameteren.

Tabell 10. Gjennomsnittlig P-verdi i tidsintervallet etter utsetning.

Lokalitet	utsatt	obs.	P-verdi		
Bunnefjorden	I	30/7-64 kl.06.00	kl. 08.15	0,30 cm/sek.	
			10.30	0,08	
			15.00	0,17	
		31/7	06.55	09.00	0,12
				12.00	0,12
				08.15	0,17
	II	30/7	05.45	08.15	0,17
				16.00	0,18
				20.00	0,08
	III	30/7	05.30	08.15	0,30
				10.30	0,11
		31/7	06.30	09.00	0,08
			12.00	0,06	
			15.00	0,09	
IV	28/7	05.30	08.00	0,22	

Tabell 10 forts.

Lokalitet	utsatt	obs.	P-verdi	
Vestfjorden	V	3/8-64 kl.06.00	kl. 09.00	0,09 cm/sek.
			12.00	0,05
	4/8	05.40	08.00	0,03
			12.00	0,06
			14.00	0,10
			17.00	0,10
	VI	3/8	06.30	0,12
			17.00	0,10
			15.00	0,07
			16.00	0,09
4/8	06.10	08.00	0,08	

Målingene viser at tidsvariasjonen for P er større enn den geografiske variasjon. Dette gjelder både for observasjoner tatt i vindstille og for materialet i sin helhet. På fig. 59 er de observerte P-verdier avsatt som funksjon av klokkeslettet. Det synes å være tendens til større P-verdier for observasjoner tatt utover dagen enn vi finner tidlig om morgenen. Dette kan ha tre årsaker. Den mest iøynefallende var solgangsbrisen som på ettermiddagen nådde styrker på opptil frisk bris enkelte ganger. Virkningen av vindkraften på den enkelte flottør kan tenkes å være medvirkende årsak til den økede spredningstendens, men det syntes for observatørene i felten at det var den vindgenererte strøm som spilte hovedrollen i denne sammenhengen. Den tredje årsak ligger i tidevannsstrømmenes periodiske variasjon, men analyse av en slik sammenheng har ikke gitt konklusive resultater, da det foreliggende materiale er altfor lite og usystematisk. Anvendelsen av måleresultatene i de videre diffusjonsberegninger har åpenbart betydningen av et mer detaljert kjennskap til årsakene til diffusjonsparameterens variasjon, noe som i høyeste grad også er av rent vitenskapelig interesse. Videre undersøkelser på dette felt synes derfor påkrevet.

For hele materialet varierer P mellom 0,03 og 0,28 cm/sek, med en gjennomsnittlig verdi på 0,123 cm/sek. Det kan se ut som om observasjoner utover i Vestfjorden gir større parameterverdier enn lengre inne, men for Bunnefjorden er dette ikke alltid tilfellet. De høye verdier funnet i Bunnefjorden (St. III, fig. 58) kan med sikkerhet tilbakeføres til tidevanns-

strømmene. Men da det i dette området var utstrakte grunne områder med øyer og skjær, kan man anta at horisontalturbulensen i dette tilfellet er sterkt lokalt preget.

Til en P-verdi på 0,1 cm/sek vil punktskyen ha en horisontal utstrekning på ca. 36 m en time etter slippet, mens det etter et døgn dreier seg om ca. 864 m.

5.22. En diffusjonsmodell for den horisontale diffusjon.

I likhet med den modell som er oppstilt for den estuarine sirkulasjon vil en ved studiet av diffusjon langs fjordens akse med god tilnærming kunne se bort fra transversale transporter og derved redusere den generelle diffusjonslikning til følgende endimensjonale:

$$34) \quad \frac{\partial q}{\partial t} = \frac{1}{B} \frac{\partial}{\partial x} \left(B \cdot k \frac{\partial q}{\partial x} \right)$$

Forutsetningen for denne likningen er da selvfølgelig at advektive transporter er fullstendig neglisjert og, som bemerket innledningsvis, at den vertikale diffusive transport kan neglisjeres overfor den horisontale. Det siste er vanligvis ikke tilfellet, men kan tenkes oppfylt for idealiserte problemstillinger. Til eksempel kan nevnes at forurensninger som tilføres brakkvannslaget vil, etter at likevekt er oppnådd med dypvannet, kunne studeres ved en slik problemstilling.

Det første problem ved studiet av horisontaldiffusjonen er bestemmelsen av diffusjonskonstanten k . Vi skal der støtte oss til to hypoteser:

1. Den horisontale diffusjon antas å være influert av tidevannsstrømmene etter en kvadratisk lovmessighet. Eventuell resteffekt må i hovedsaken tilskrives lokal vinddrift og i noen utstrekning også diffusjon av turbulens. Denne antas å være konstant for hele området.
 2. Da den horisontale og den vertikale diffusjon således har samme årsak, må man også kunne anta at de respektive koeffisienter står i et konstant forhold til hverandre under ellers like forhold.
- Den følgende hypotesen kan gis følgende matematiske formulering:

$$35) \quad k_x = a + b L^2 = a \left(1 + \frac{b}{a} L^2 \right)$$

der a og b er konstanter og L et relativt mål for den midlere tidevannshastigheten eller, hva som kommer ut på det samme, tidevannslengden.

Vi kjenner ikke den vertikale diffusjonskoeffisient på ethvert sted i fjorden, men under de praktisk talt uniforme tilstander for de vertikale gradienter vil det være riktig å oppfatte de beregnede vertikale diffusjonskoeffisienter for det enkelte basseng som det aritmetiske middel av verdien i hvert punkt i bassenget.

Vi har således for hvert basseng at

$$\frac{k_z}{a(1 + b/a L^2)} = C^1, \text{ konstant, eller } k_z = C + C \frac{b}{a} L^2$$

Plottes nå k_z mot L^2 vil det for de tre bassengene defineres tre punkter som etter teorien skulle ligge på en rett linje. I virkeligheten er dette kravet ikke fullstendig oppfylt, som det vil fremgå av fig. 60. Diagrammet viser at den vertikale diffusjonskoeffisient for Breiangen er større enn man skulle vente etter teorien, men det er ingen overraskelse. Breiangen er nemlig relativt god utveksling med de ytre deler av Oslofjorden der den vertikale diffusjonskoeffisient er meget større, og denne innflytelsen vil ventelig få sin virkning i den virtuelle diffusjonskoeffisienten (Gade 1963). Det er derfor ikke noen grunn til å forkaste hypotesen på dette grunnlaget, men bestemme den lineære sammenheng ved punktene for Bunnefjorden og Vestfjorden. Etter diagrammet (fig. 60) finnes C som skjæringspunktet med k_z -aksen, og forholdet b/a bestemmes av linjens vinkelkoeffisient.

Konstantleddet a i 35) finnes nå ved identifikasjon av k med de verdier som er oppnådd ved spredningsforsøkene. Som tidligere nevnt er noen av de bestemte p-verdier sterkt lokalt influert under forhold der en definisjon av bredden B vil være svært vilkårlig. Vi har derfor valgt å forkaste ekstremverdiene i denne sammenheng og beregnet a på grunnlag av de P-bestemmelsene som kunne ansees som mest pålitelige. For hver lokalitet er det den midlere verdi av P som er benyttet. Beregningen har ført til følgende verdier for a etter lokaliteten:

	I	II	III	IV	V	VI	Middel
a	0,74	2,20	2,48	2,68	1,49	1,39	1,84

Enhetene er i $10^4 \text{ cm}^2/\text{sek.}$

I de verdiene som er angitt ovenfor, er det ikke tatt hensyn til den asymmetri som karakteriserer fordelingene. Asymmetrien gjør seg stort sett gjeldende som en forlengelse av punktskyen i fjordens retning og gir denne form av en ellipse. Diffusjonskoeffisienten blir derved større, og som en første tilnærming kan en betrakte k_x som proporsjonal med forholdet mellom ellipsens store og lille halvakse. Dette forholdet varierer en del fra spredning til spredning, men viser en middelvei på 2,8. I overensstemmelse med dette kan vi vente en a -verdi som er av størrelsesorden $5,15 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{sek}$.

5.23. Prøving av diffusjonsmodellen på fordelingen av ortofosfat.

Det er en kjent sak for observasjoner i Oslofjorden at ortofosfatinnholdet i de øvre vannlag stiger i løpet av høsten og når maksimale verdier ut på vinteren. Den primære årsak til dette er at det planktoniske forbruk av ortofosfat er sterkt nedsatt om vinteren.

Ortofosfatinnholdet blir derved hovedsakelig bestemt av likevekten mellom tilførelsen og den advective og diffusive transport. Forholdet kompliseres imidlertid ofte av dypvannsinnstrømmingene som, ved å bringe gammelt dypvann opp i dagen, fullstendig fortrenger et etablert toppsjikt.

I den observerte fireårsperiode kjennes bare ett tilfelle som er noenlunde uforstyrret av dypvannsinnstrømninger, nemlig vinteren 1963/64. Det er mulig å påvise spor av innstrømning av vann til Vestfjorden i 12 - 40 m i november og desember, men etter desembertoktet synes det å ha eksistert en uforstyrret periode. Et annet forhold som gjør denne vinteren særlig vel egnet for en studie av horisontaldiffusjonen, er at både desember og januar var særdeles nedbørfattige, slik at man derfor kan se helt bort fra den advective transport ved den haline sirkulasjon. Når det gjelder de vinddrevne transporter, er forholdet noe mer usikkert, da både sønnavind og nordavind i dette tilfellet vil bevirke en transport av fosfat ut av fjorden. Vindforholdene var imidlertid forholdsvis moderate i siste halvpart av desember med overveiende sønnavind, mens første halvpart av januar var karakterisert av lett bris fra nord. Det er således grunn til å regne med at vinddrevne strømmer ikke har vært bestemmende for fosfattransporten. Ved å neglisjere en eventuell vindtransporter må imidlertid regne med at en diffusjonsanalyse kan komme til å føre til noe for store verdier for den horisontale diffusjonskoeffisient.

De hydrografiske forholdene i januar fremgår av stasjonskurvene i fig. 61. Et sprangsjikt fra 10 - 20 m har for Dp 1 maksimal stabilitet i 15 - 20 m området. Temperaturmaksimum ligger i 25 m nivået. Det øverste tolv metren er svært kalde, med temperaturer ned til under 2°C.

Både temperatur og oksygenutviklingen i løpet av høsten indikerer en innstrømning med kjerne i 25 området. Denne fornyingen synes å være ansvarlig for at den vertikale oksygenfordeling får et utpreget minimum i 10 m nivået i november. I desember er det meste av topplaget fjernet. Bare en liten rest av det "gamle" vannet er tilstede som et overflatesjikt.

I januar synes innstrømningen å ha stagnert. Derimot er overflatevannet på fallende oksygenrikt. Det ser ut som her har foregått en vertikalkonveksjon i de øverste metrene. Instabiliteter er bare påviselige i Bunnefjorden, men kan derfor ikke utelukkes for de øvrige bassenger. Det er imidlertid et kjent forhold at "vertikalkonveksjon" sjelden er rent vertikal, men følger i alminnelighet skrå tetthetsflater. På den måten vil en vertikalkonveksjon som har sin opprinnelse i Bunnefjorden gjøre seg gjeldende i alle bassenger (Liknende prosesser er også observert ved andre anledninger, som diskutert i kap. 1.1.).

Fordelingen av fosfat for de enkelte stasjonene er gjengitt i fig. 62. Man merker seg et karakteristisk minimum som skiller mellom det fosfatrike dypvannet og det 10 - 15 m tykke toppsjiktet. Dette skillet er observert gjennom hele høsten, også forut for den omtalte dypvannsinnsstrømning. En slik fordeling har vært iaktatt hver vinter og må derfor ansees som typisk for årstiden.

Da det ikke er noen indikasjon på at en slik fordeling er et resultat av advective prosesser, må den følgelig være lokalt dannet. Minimumssonen er sammenfallende med nivået for størst stabilitet, hvilket skulle tyde på at vi der har for oss en konsentrasjon av fosfatforbrukede organismer. Et annet forhold av betydning i denne sammenhengen er de meget høyere temperaturer i sprangsjiktet (ca. 8°C) som begunstiger en større omsetningshastighet.

En vesentlig konsekvens av den vertikale fordeling av ortofosfat er at det ikke kan eksistere diffusiv transport gjennom minimumssjiktet. Det er derfor utelukket at det store fosfatinhold i dypvannet kan bli tilført topplaget. Tvertimot, man må faktisk regne med en viss avgang selv om denne

kan ansees for å være liten ($< 5 \%$).

Ortofosfatkonsentrasjonens horisontale fordeling i topplaget varierer noe i de forskjellige nivå, men for laget som helhet finner vi ved januarobservasjonene et mer systematisk bilde enn noensinne observert. Middelveidien for de tolv øverste metrene er på fig. 63 fremstilt ved punkter avsatt som funksjon av avstanden langs fjordens akse.

Endringene av fosfatinnholdet fra desember til januar er meget små, og vi kan gå ut fra at tilstanden i januar er tilnærmet stasjonær. Likevekstbetingelsen er uttrykt i nedenstående diffusjonslikning.

$$36) \quad I = B \cdot k \cdot \frac{dq}{dx}$$

der x er lagt langs fjordens akse, B størrelsen på tverrsnittsarealet av diffusjonssjiktet. I er den totale mengde fosfat tilført pr. tidsenhet inne for tverrsnittet, k står for den midlere effektive horisontale diffusjonskoeffisient i fjordens lengderetning.

Bestemmelsen av fosfatstrømmen I baserer seg på tilførselen av ortofosfat i kloakkene beregnet pr. individ. Oppgavene er noe varierende for de forskjellige distrikter og spenner fra 0,32 til 2,3 g P/person - døgn. Et veiet middel basert på befolkningstettheten viser en verdi på 0,77 g P/person-døgn. Dette tallet er muligens i høyeste laget da der også foreligger avrenning fra hagedistrikter. På grunn av årstiden samt den ringe nedbør må vi i den foreliggende beregning se helt bort fra andre fosfatkilder enn husholdningene og industrielt avfall. For enkelhets skyld kan vi imidlertid i det følgende sette tilførselen av ortofosfat til 1 g P/person - døgn.

Det er mulig å anvende de observerte fosfatverdier til avledning av horisontale gradienter som direkte kan benyttes i (36) til bestemmelse av diffusjonskoeffisienten. En slik fremgangsmåte er imidlertid ikke å foretrekke på grunn av usikkerheten ved enkeltobservasjonene og spesielt ved bestemmelsen av de avledete gradienter. Det er bedre først å foreta en integrasjon av (34) der k er spesifisert på grunnlag av den lovmessighet som er postulert i forrige seksjon (likning 35), og med skalafaktoren a justere integralet slik at det passer best mulig med de observerte punkter. En slik fremgangsmåte gir samtidig forestilling om modellens brukbarhet.

I fig. 63 er integrasjonsresultatet gitt ved den opptrukne linje for en verdi av skalafaktoren på $a = 7 \times 10^5$. Grensebetingelsen ved ytre grense (Breiangen) er satt lik naturens.

Overensstemmelsen med de observerte verdiene er så god som man kan ønske seg med et såvidt tynt observasjonsmateriale. Den teoretiske modell er således anvendbar i det foreliggende problem med en rimelig grad av nøyaktighet og gir anledning til spesifikasjon av den horisontale diffusjonskoeffisient som funksjon av avstanden langs fjordens akse. Diffusjonskoeffisientens horisontalvariasjon er fremstilt i fig. 64 for $a = 4 \times 10^5$

Den horisontale diffusjonskoeffisient avledet av de foreliggende data for transport av ortofosfat er over en størrelsesorden større enn funnet for utveksling ved rent horisontal bevegelse. Dette bekrefter de tidligere utsagn om vertikalutvekslingens rolle i horisontaldiffusjonen. I det foreliggende tilfellet har vi iaktatt meget svak stabilitet i de øvre vannlag med tendens til vertikalkonveksjon i overflatelaget i fjordens innerste deler. I en slik situasjon vil den turbulensgenererte vertikalutveksling få særlig stor virkning og dertil addere seg til den naturlige vertikalkonveksjon. Vi må følgelig regne med et nær maksimalt bidrag av vertikalutvekslingen til den horisontale diffusjon. De avledete horisontale diffusjonskoeffisienter må således betraktes som ekstreme. I det mer alminnelige tilfellet av relativt stor stabilitet i topplaget vil vi måtte regne med en diffusjonskoeffisient som ligger mellom de to grenser definert nedad av den rene horisontalspredning og oppad av de foreliggende maksimalverdier.

5.24. Konsekvenser av den horisontale diffusjon for vannutskiftningen.

Som i det foregående problem, er det i mange tilfeller mulig å betrakte vannutskiftningen i topplaget uten å ta hensyn til utvekslingsprosessene gjennom sprangsjiktet. Dette kan generelt forklares ut fra at prosessene i toppsjiktet er relativt meget sterkere enn vertikalutvekslingen med dypvannet, et forhold som kommer særlig til uttrykk ved at den vertikale diffusjonskoeffisient har sitt minimum ved sprangsjiktets nedre grense.

I den utstrekning vannutskiftningen i topplaget kan beskrives ved likning 34 eller 36 har vi for oss et diffusjonsproblem som er analogt til vertikaldiffusjonen i dyplaget, beskrevet i kap. 4. Også i dette tilfelle kan vi gjøre gjeldende forestillingen om en vannmasse bestående av en fraksjon eldre enn en gitt alder, "gammelt"vann, samt en fraksjon yngre enn denne

alder, "nytt" vann. Fornyingen skjer diffusivt utenfra idet vi betrakter alt vann lokalisert utenfor en gitt grense som "friskt" vann. Den matematiske formulering blir således at konsentrasjonen av nytt vann ved denne grense er lik 1 til enhver tid. Forøvrig skal gjelde at der er ingen transport av vann gjennom toppsjiktets øvrige begrensingsflater (fjordens ende inkludert). Diffusjonskoeffisienten er spesifisert ved likning 35 på en skalafaktor nær, som i det foregående er valgt slik at diffusjonskoeffisienten får en verdi omtrent midt mellom de ekstremer gitt i forrige seksjon. Løsningenes form vil være generelle, dvs. ved eventuell endring av diffusjonskoeffisientens skalafaktor finnes de nye løsninger ved en tilsvarende kontraksjon eller ekspansjon av tidsskalaen.

Den matematiske beregning av diffusjonsprosessen er analog til det som er beskrevet for vertikaldiffusjonen i dypvannet og skal ikke bli kommentert her. Også i dette tilfellet har det vært praktisk å benytte seg av analytiske løsninger, hvis bestemmelse har vært mulig ved bruk av elektronisk regnemaskin. Integrasjonsresultatene som refererer seg til løsningene for konsentrasjonene av "gammelt" vann er fremstilt i figurene 65 - 68. På fig. 65 er det den direkte fraksjon lokaliteter innover fjorden. Den ytre avgrensning, $x = 0$, er valgt ved Drøbak, mens 50 km lokaliteten refererer seg til innerst i Bunnefjorden. Man kan av denne figuren lett danne seg en forestilling om utskiftningens intensitet, f.eks. ved avlesning av den tid hvorved konsentrasjonen av gammelt vann er lik en halv, dvs. hvor lang tid det går innen halvparten av vannet er skiftet ut med nytt vann.

Man får et bedre inntrykk av fornyingsprosessens horisontale variasjon på fig. 66 der avstanden fra yttergrensen er avsatt som absisse og løsningen ved de enkelte tidspunkt fremstilt som ordinat.

Vannets aldersfordeling fremgår av fig. 67 der ordinaten angir fornyings-hastigheten av vann yngre enn absisseverdien. Arealet under kurven til høyre for absisseverdien angir den fraksjon av eldre, arealet til venstre fraksjonen av vann yngre enn absisseverdien. I overensstemmelse med de begreper som er innført i kap. 4 er kurvens maksimalhøyde et mål for fornyingshastigheten av vann på denne lokalitet.

Den fjerde løsningsfremstilling gitt ved fig. 68 har anvendelse ved momentane punktslipp som ved et stortilt merkeforsøk eller en spontan forurensningsprosess. Kilden er i dette tilfellet plassert ved ytre grense, og

kurvene i fig. 68 fremstiller den relative konsentrasjonsfordeling innover fjorden ved senere tidspunkter. Beregninger av denne type kan nå lett modifiseres til punktslipp hvor som helst i fjorden og er derfor relevant ved en rekke forskjellige problemstillinger, fra studiet av prosjekterte kloakkutslipp til katastrofale radioaktive forurensninger.

6. VANNUTVEKSLING OG VANNFORNYING I INDRE OSLOFJORD. EN SAMLET VURDERING.

6.1. Generelle betraktninger.

I kap. 2 ble de enkelte prosessene som bidrar til utskiftning av vannmasser i indre Oslofjord behandlet. Det skilles her prinsipielt mellom to former for vannfornyning, den advektive og den diffusive, etter hvorvidt vanntransporten i overveiende grad skjer ved adveksjon eller turbulent diffusjon. Begge former er av betydning for fornyingen både av fjordens dypvann og de øvre vannlag, men da det eksisterer enten en direkte årsakssammenheng mellom de to former eller et innbyrdes avhengighetsforhold, kan en ikke trekke vidtgående slutninger om den fulle betydning av en enkelt utskiftningsprosess uten å ta i betraktning de gjensidige eller sekundære prosesser. Alle utskiftnings- og fornyingsprosessene kan tilbakeføres til en eller flere av fire primære ytre påvirkninger. Disse er vannstandsvariasjoner, endringer av tetthetssjiktningen i Breiangeren eller ytre Oslofjord, vindkraften på overflaten og ferskvannstilførselen. Det umiddelbare resultat av disse påvirkningene er at det oppstår strømmer i fjordsystemet. Til en bestemt strøm svarer en transport av vann og derved av de stoffer som er suspendert eller oppløst i vannet. Under påvirkning av friksjon brytes en strøm ned i et system av mer eller mindre uordnede bevegelser, turbulens som superponeres på hovedstrømmen. Betraktet på en tilstrekkelig stor skala vil nettotransporten av vann ved de uordnede strømmene være lik null. Viser målinger over lengre tid i et turbulent strømfelt at det er en nettotransport, sier man at det er tilstede en reststrøm. På lengre sikt vil etter dette også tidevannsstrømmer og strømmer ved øvrige vannstandsendringer være turbulens, da det ikke har vært mulig å påvise signifikante reststrømmer i form av sirkulasjon. Strømmer fremkalt ved endringer av tetthetssjiktningen på et sted i fjordsystemet kan være oscillatoriske og kan i så fall betegnes som turbulens, om enn muligens bare på en meget stor skala. I alminnelighet er disse ikke reversible, men setter seg sammen til en sirkulasjon. Denne sirkulasjonen særmerker seg ved at strømfeltet har vertikale komponenter. Vertikale strømmer behøver ikke å

føre til endringer i tetthetssjiktningen som kan opprettholdes av andre prosesser. Den estuarine sirkulasjon som oppstår ved netto tilførsel av ferskvann til fjorden, er eksempel på et slikt strømsystem. Også den vinddrift som følger av vedvarende vinder er i prinsippet en adveksjon, der kontinuiteten opprettholdes ved trykkdrevne understrømmer. Overfor skiftende vinder av moderat styrke får overflatedriften mer karakter av uordnet bevegelse og kan i mange henseender betraktes som turbulens.

I fravær av reststrømmer vil det turbulente strømfelt føre til at vannpartikler skifter plass uten at det kommer istand en netto transport av vann. Turbulensen utgjør således en form for utveksling av vannpartikler og derved for egenskaper som transporteres med vannpartiklene. Denne formen for transport betegnes som turbulent diffusjon. Den turbulente diffusjon medfører alltid transport fra høyere til lavere konsentrasjoner og utgjør således en form for utjevning. Diffusjonskoeffisienten er et mål for utvekslingshastigheten.

Det er bekvemt å skille mellom vertikal og horisontal diffusjon ettersom diffusjonsprosessen kan beskrives av tilsvarende matematiske modeller. Denne metoden har vist seg tillatelig overfor de diffusjonsprosessene som er diskutert, men kan ikke gjøres gjeldende overfor et hvilket som helst diffusjonsproblem.

Ved gjennomstrømning og sirkulasjon der eksterne vannmasser deltar uttrykkes utvekslingshastigheten ved gjennomstrømningshastigheten eller oftere ved dens inverse, oppholdstiden. Turbulent utveksling og advektiv utveksling er vesensforskjellige og utvekslingshastighetene ikke uten videre sammenliknbare. For en sammenliknende vurdering av betydningen der to slike prosesser går for seg, er det nødvendig å spesifisere det foreliggende utvekslingsproblem hvorpå virkningen av den advektive og den diffusive utveksling kan beregnes.

6.11. Vannmassene.

Ved behandling av utskiftningsproblemene i Oslofjorden er det hensiktsmessig å betrakte vannmassene som bestående av to faser: et dypvann som utgjøres hovedsakelig av en forholdsvis ensartet sjøvannsmasse, og et topplag som for størstedelen av året er utpreget brakt. Dypvannet er forholdsvis skarpt avgrenset oppad ved overgangen til brakkvannslaget, mens toppsjiktet er karakterisert ved temmelig jevnt stigende saltholdig-

het fra overflaten ned til sjøvannsfasen. De to vannlag er således ikke adskilt ved noe utpreget sprangsjikt, men en sone med maksimal stabilitet kan ofte iakttas i nedre del av brakkvannslaget. Denne sjiktningen er ikke et resultat av naturlige prosesser i indre Oslofjord alene, men kommer i stand ved utveksling av vann med Breiangen. Sjiktningen i brakkvannsfasen er av den aller største betydning for utvekslingsprosessene i fjorden. Spesielt kommer dette til uttrykk i den vertikale diffusjonskoeffisient som har et minimum i brakkvannslagets nedre sjikt. Dette minimum ser ut til å falle sammen med nivået for maksimal stabilitet.

6.2. De enkelte utskiftningsprosessene.

6.21. Vertikaldiffusjonen i dypvannet.

Vertikaldiffusjon gjør seg gjeldende på alle dyp i samtlige av fjordens bassenger. Ved denne prosessen utveksles vann fra høyere nivå med vann i lavere nivå, og da det førstnevnte alltid er mindre salt, vil denne utvekslingen transportere salt oppover. Denne salttransporten danner grunnlaget for bestemmelse av de vertikale diffusjonskoeffisienter i Bunnefjorden og Vestfjorden. I høyere vannlag der den hydrografiske sjiktning undergår store årstidsvariasjoner vil den vertikale diffusjonskoeffisient ha en betydelig periodisk tidsvariasjon. I dypvannet er denne effekten såvidt liten at det overfor våre vurderinger er tilstrekkelig å referere til den midlere diffusjonskoeffisient.

Utvekslingshastigheten varierer med dypet. Fra et minimum i 12 - 20 m sonene vokser diffusjonskoeffisienten mot et maksimum i 110 - 120 m dypet. Under disse dypene viser koeffisienten noe avtakende tendens, men bestemmelsene er her noe usikre. På grunn av at mengden av vann i disse store dyp er liten betyr denne usikkerheten her lite for omsetningene. De midlere diffusjonskoeffisienter er gjengitt i tabellene 5 og 7, kap. 4.1.

Vertikaldiffusjonen er meget sterkere i Vestfjorden enn i Bunnefjorden. Den viktigste årsak er å søke i tidevannsstrømmene som turbulensgenererende faktor. Også tetthetsstrømmer og vinddrift er medvirkende årsaker, men får bare unntakelsesvis en rolle som overgår tidevannet.

Tendensen til en sterkere vertikalutveksling utover i fjorden er et alminnelig trekk. Således er oseaniske verdier (Skagerak) for den vertikale diffusjon en størrelsesorden som er ti ganger større enn for Vestfjorden. Ikke

bare er det åpne farvann sterkere eksponert overfor turbulensgenererende faktorer, men også stabiliteten er i alminnelighet avtakende utover i fjorden.

Den direkte utskiftning som vertikaldiffusjonen forårsaker i dypvannet er ikke særlig stor. I Bunnefjorden oppnås på denne måten en fornyelse av bunnvannet (160 m) på ca. 1 % per uke. Den midlere alder på fornyingsvannet er omlag 20 uker. I høyere nivå er fornyingen noe raskere. Den ligger på ca. 1,6 % per uke i 80 m nivået. Fornyingsvannet har da en midlere alder på 6,9 uker.

Vesentlig bedre er forholdene i Vestfjorden. Her fornyes bunnvannet (160 m) med ca. 6 % per uke, og fornyingsvannet har også en meget lavere midlere alder, ca. 3,5 uker. Tilsvarende tall for 80 m nivået er her en fornyingshastighet på 7,1 per uke, og en midlere alder på fornyingsvannet ca. 1,8 uker.

Den diffusive utskiftning av dypvannet har liten umiddelbar praktisk konsekvens for oksygeninnholdet eller tilstanden av forurensning. Dette beror på at det sjikt hvorfra fornyingsvannet er hentet i alminnelighet selv er forurenset og/eller svært oksygenfattig. Da transporten gjennom det sterkt stabile brakkvannsjikt er uhyre liten, blir det forholdene i sjøvannsfasens øvre del som blir bestemmende for renheten av det vann som inngår i den vertikale utskiftningsprosess. Bare i situasjoner med advektiv innflytelse av friskt sjøvann utenfra til dette sjikt (15 - 30 m) vil den vertikale diffusjonsprosess få en direkte betydning for oksygeninnholdet og tilstanden av forurensning i dypvannet. Under særlig gode omstendigheter har man iaktatt opptil fire slike sjøvannsinnstrømninger i løpet av et år, og man har da fått en forholdsvis effektiv fornying av dypvannet, spesielt i Vestfjorden der innstrømningen vil gjøre seg gjeldende sterkest. Bare en mindre del vil nå så langt som inn i Bunnefjorden og vil dertil allerede være betydelig oppblandet med vann tilført diffusivt fra Vestfjordens dypvann. I alminnelighet er slike innstrømninger begrenset til vinterhalvåret.

6.22. Dypvannsinnstrømninger.

Det ble ovenfor påpekt at vertikaldiffusjonen medførte en uopphørlig transport av salt fra dypvannet oppover mot brakkvannsjiktet. Billedlig kan vi si at saltere vann blir byttet ut med mindre salt vann, en prosess som gjør seg gjeldende like til bunns. Ved dette avtar vannets tetthet slik

at hele vannsøylen fra bunnen til overflaten etter hvert blir lettere. Utenfor Drøbacterskelen vil vertikalutvekslingen ikke være bestemmende for tettheten av vannet, da dette står i åpen forbindelse med havet utenfor. Det kan da inntreffe situasjoner der vannet i ytre Oslofjord er tyngre over terskelhøyden (sadeldypet) enn dypvannet innenfor. Nytt sjøvann fra ytre Oslofjord vil da kunne strømme inn over terskelen. Dette er den viktigste konsekvens av vertikaldiffusjonen i dypvannet.

Ved dypvannsinnstrømninger vil det tyngre sjøvann utenfra synke ned til et nivå som svarer til vannets tetthet. Det overliggende vann, som er lettere, vil da bli fortrent og hevet så meget som svarer til volumet av det inntrengende vannet. Er vannet utenfra tyngre enn bunnvannet i fjordbasseng- et, vil alt det gamle vannet i fjorden heves.

I observasjonsperioden har slike dypvannsinnstrømninger vært iaktatt hver eneste vinter. I Vestfjorden har dette resultert i en bunnvannsfornyning hver eneste gang, og volumet av det tilførte sjøvann har vært så stort at det etter endt innstrømning har nådd opp til nivå fra 55 til 12 m dyp. Fornyingen finner vanligvis sted i løpet av en til to måneder. I Bunnefjorden derimot, som er skilt fra Vestfjorden med en terskel på ca. 50 m, har fornyingen bare en gang gått til bunns, nemlig vinteren 1963. Innstrømninger til Bunnefjorden i intermedieære dyp er observert de øvrige årene, men bare i 1965 var det det nye tilførte sjøvann som utgjorde innstrømningen. Både i 1962 og i 1964 synes det å være det gamle dypvannet fra Vestfjorden som fant veien inn i Bunnefjorden. Virkningen på oksygenkonsentrasjonene av de sistnevnte innstrømningene er da heller ikke særlig stor.

Mens tetthetsreduksjonen av dypvannet innenfor Drøbacterskelen ved vertikaldiffusjonen er en relativt stabil prosess og kan beregnes med en rimelig grad av nøyaktighet, er vekslingene av den hydrografiske situasjon i Breiangen og ytre Oslofjord karakterisert av liten påregnelighet. Visselig er mengden av det tilførte ferskvann til både indre og ytre Oslofjord sterkt nedsatt om vinteren og må være delvis ansvarlig for de høyere saltholdigheter i kystvannet øvre lag. På den annen side har dypvannsinnstrømninger også vært observert såvidt tidlig på høsten (1963) når de store elvene ennå har hatt betydelig vannføring, hvilket viser at også andre årsaker enn variasjonen i brakkvannannelsen er medvirkende. Forsøk på å finne sammenheng med stratifiseringen av vannet i Skagerak har ikke gitt anledning til holdbare slutninger, idet store brakkvannsmasser har vært observert samtidig

som det har pågått dypvannsinstrømning til indre Oslofjord. Det er derfor ikke uventet at det har vist seg at det er vinden som er bestemmende for sjiktningen i Breiangen og derved for betingelsene for dypvannsinstrømning. Samtlige av de observerte innstrømningene har funnet sted i perioder med vedvarende nordlig vind, og det er typisk at de kraftigste innstrømningene er korrelert med den sterkeste middelvinden.

Regner man med en fullstendig dypvannsfornyning i Bunnefjorden hvert tredje år, vil dette svare til en midlere fornyingshastighet på ca. 1 % per 10 dager. Den diffusive utveksling er egentlig ikke direkte sammenliknbar, men svarer til en vannfornyning av samme størrelsesorden. Under omstendigheter med innstrømning av friskt vann til sjøvannsfasens øvre del, vil den diffusivt tilførte oksygenmengde overstige forbruket. Dette er imidlertid vanligvis ikke tilfellet, og oksygeninnholdet i dypvannet får en fallende tendens. Forholdet mellom tilførsel og forbruk av oksygen i dypvannet er imidlertid såvidt nær balanse at det synes innenfor mulighetenes rekkevidde å forsikre en tilstrekkelig utluftning av dypvannet ved kunstige tiltak.

6.23. Den estuarine sirkulasjon.

Advektiv fornyelse i brakkvannslaget kan tilbakeføres til tre mekanismer: den estuarine sirkulasjon, vinddrift og tetthetsstrømmer generert utenfra. I alle tilfeller dreier det seg om innstrømning i et sjikt samtidig som vi har utstrømning i et annet. Til en viss grad engasjeres også sjøvannsfasen i større eller mindre grad idet hverken innstrømningene eller utstrømningene behøver å være begrenset til brakkvannslaget.

Den estuarine sirkulasjon er den mest stabile av disse prosessene. Ferskvannet, som tilføres fjorden gjennom et system av større og mindre elver, blandes opp med underliggende vann og flyter utover som en overflatestrøm. Det vann som medgår til denne blandingsprosessen blir for størstedelen tatt fra et mellomsjikt i brakkvannsfasen. Bare en liten del kommer fra sjøvannsfasen, selv om man alltid må regne med en vertikalutveksling mellom sjøvannsfasen og brakkvannsfasen. Om våren og høsten når ferskvannsstrømmen til indre Oslofjord maksimale verdier på omlag $50 \text{ m}^3/\text{sek}$. Med en oppholdstid i Vestfjorden på ca. 4 uker, representerer brakkvannsstrømmen i disse periodene en utskiftning som er fra fem til ti ganger sterkere enn den diffusive. I middel får brakkvannet en oppholdstid i Vestfjorden på ca. 60 døgn. Dette utgjør en utskiftningseffekt som er

fra tre til fire ganger så sterk som den diffusive transport (alene). Da virkningen av horisontaldiffusjonen avtar i perioder med sterk brakkvannstransport, blir dette forholdet enda mer utpreget. Om sommeren avtar ferskvannstilstøringen så meget at det undertiden fordampes mer vann fra fjordens overflate enn det tilføres ferskvann. I denne perioden kan man derfor ikke regne med noen effektiv brakkvannstransport ut av fjorden. Også tidlig på året, i februar, blir ferskvannstilførselen så liten til fjorden at den estuarine sirkulasjon praktisk talt opphører. I disse periodene vil således vannfornyningen ved den estuarine sirkulasjon være underordnet i forhold til utskiftningen ved horisontaldiffusjonen.

I perioder med lite netto overskudd av tilført ferskvann vil vertikal-diffusjonen bidra til å øke overflatevannets saltholdighet slik at dette blir tyngre enn brakkvannet i Breiangeren. Det vil da oppstå en understrøm som er rettet utover i fjorden og en returstrøm i overflatelaget. I godvårsperioder om sommeren blir denne tendensen vesentlig forsterket ved solgangsbrisen som opptrer overveiende som sønnvind. Dette får utpreget effekt på tilstanden av forurensning i overflatevannet ved at den lokale forurensning adderes til bakgrunnsverdien for Breiangeren. Også for den flytende del av forurensningene er denne tilstanden særlig uheldig, da dette vil samle seg i store flak langs konvergensområdene.

6.24. Den vinddrevne sirkulasjon.

Vindens betydning for sirkulasjonen i Oslofjorden har allerede vært påpekt for dypvannsutskiftningen. Som enkeltprosesser vil en bunnvannsfornyelse ikke bare være avhengig av en vedvarende og kraftig nordavind, men forutsetter også at dypvannet i fjorden i en forutgående periode ved vertikalutveksling har fått en tilstrekkelig lav saltholdighet. I motsatt fall vil det vannet som trenger inn være lettere og vil innlagres i et høyere vannsjikt.

Den vinddrevne sirkulasjon i brakkvannslaget virker til dels på samme måte som dypvannsstrømmingene, men adskiller seg likevel vesentlig ved at understrømmen drives både av trykket fra den skrånende overflaten og fra trykkfeltet generert av den indre tetthetsfordeling. Således vil det ved nordavind kunne strømme inn vann som er lettere enn det vann

som lå i samme nivå før vinden satte inn. I alminnelighet foregår dette bare i vindperiodens første del. Etter hvert vil det vann som er tilgjengelig for innstrømning bli stadig tyngre, og det opptrer da en understrøm som dirigeres både av det indre og det ytre trykkfelt. Da vindstyrken som oftest er kraftigere i fjordens ytre deler og forårsaker her større variasjoner i vannets tetthet, vil de sekundære tetthetsstrømmer opptre tidligere i utviklingen enn man ellers ville vente.

Den vinddrevne sirkulasjon er ingen pålitelig prosess. Som nevnt i forrige seksjon, er vindene i Oslofjordområdet av utpreget monsunkarakter. Vintermonsunen, som er nordlig til nordøstlig, kulminerer i januar. Sommermonsunen er fra sør til sørøstlig. Den har sitt maksimum i juli. Avvikende vinder er stort sett forbundet med de vandrende lavtrykk. Det opptrer da vind av sør til sørvestlig retning. Sommermonsunen modifiseres i godvårsperioder av solgangsbrisen. Vindstyrken kan da om ettermiddagen nå opp i en styrke av frisk bris. Om natten stilner vinden av eller slår om på nordlig. For indre Oslofjord vil nattbrisen bare i sjeldne tilfeller bli så sterk at den medfører nevneverdig vinddrift. Omslaget er likevel av en viss betydning, da det er koblet med samvirkende prosesser.

Vindforholdene er beskrevet ved følgende data fra Fornebustasjonen, basert på en tiårsstatistikk over timelige observasjoner (W. Johannesen 1959).

Vinder omkring nord opptrer i januar i vel 40 % av obs.tilfellene. Den midlere vindstyrken fra denne retningen er 2,1 Beaufort (ca. 2 m/sek). Vinder av sydlig retning finnes derimot bare i vel 9 % av observasjonene. Middelstyrken er da noe høyere, 2,9 Beaufort eller omlag 3 m/sek. I 30 % av tilfellene, altså nær en tredjedel av tiden, er det vindstille.

I juli er nordlige vinder representert ved 27,4 %. Middelvinden er da 2,05 Beaufort. Sydlige vinder finner sted i 30,4 % av tiden, med en middelstyrke på 2,6 Beaufort. Bare i 15,3 % av tilfellene er det vindstille.

De relative vindmengder (hastighet x frekvens) har vist seg å gi et enkelt uttrykk for vinddriften. Anvendt på de foregående eksempler finner man for januar en relativ nordlig vindmengde på 85,5 mot en sydlig vindmengde på 26,4. De tilsvarende tall for juli er fra nord 55,2 og fra syd 79,0.

Selv om vindmengden gir et tilnærmet relativt mål for vinddriften, vil tallene ikke gi sammenliknbare mål for den vinddrevne sirkulasjon. Ved de stadig vekslende vindretninger i sommertiden vil det ikke oppnås tetthetsstrømmer i vesentlig grad, men en vekslende vinddrift som arbeider mot det lokale trykkfelt. Det vil derfor også i vindstille netter komme til dannelsen av en returstrøm som vil bidra til å svekke den sirkulatoriske effekten. Vinddriften i godvårsperioder om sommeren vil således få karakter av et uordnet system hvis virkninger er mer av diffusiv enn advektiv natur.

De hydrografiske konsekvenser av vindens monsun karakter er tydelig. Etter at brakkvannsdannelsen fra den lokale vårløsningen er avsluttet, finner det sted en akkumulasjon av brakkvann som skriver seg fra Breiangeren. Dette laget når praktisk talt ned til 20 m nivået og blokkerer i stor utstrekning utveksling i sjøvannsfasen over Drøbakerskelen.

Ved den typiske vintersituasjon blir forholdene reversert. Som nevnt vil da også tetthetsstrømmene bidra til utvekslingen, og det vil i alminnelighet være meget beskjedne mengder brakkvann i fjorden. I en nordavindsperiode forsvinner brakkvannet praktisk talt fullstendig, og overflatevannet fornyes til stadighet av temperert sjøvann nedenfra. Den siste har stor betydning ved at den tilførte varme virker sterkt hemmende på lokal isdannelse.

Vedvarende vinder i Oslofjordområdet fører til drastiske endringer i vannets tetthetssjiktning. Således viser fig. 27 hvordan brakkvannslaget er blitt fullstendig fjernet i ytre Drøbaksund etter en tre dagers periode med vind fra nord av styrke laber til frisk bris. Eksempel på det motsatte forholdet fremgår av fig. 28 der en betydelig brakkvannsansamling er resultat av en sønnvind av liknende styrke og varighet.

Det er et alminnelig trekk at de vindgenererte sjiktningseendringer er sterkest utviklet i Breiangeren og ytre Drøbaksund. Det oppstår derved ubalanserte interne trykkgradienter som fører til de såkalte tetthetsstrømmer.

Tetthetsstrømmene omfatter de kraftigste formene for advektiv transport i Oslofjorden. Imidlertid vil strømhastigheten i det enkelte tilfellet være bestemt av de horisontale trykkgradienter. Det horisontale trykkfelt vil derfor være bestemt både av stabiliteten og av den vindgenererte konvergens.

En og samme tilstand av konvergens vil således kunne føre til høyst forskjellige strømforhold, både når det gjelder retning og styrke under forskjellige tilstander av sjiktning. De kraftigste strømmene vil opptre når det er svært stabile sjiktninger, de svakeste når forholdene er nær homogene. Det er kjent fra dypvannsutskiftningene at transporthastighetene kan nå opp i $2000 \text{ m}^3/\text{sek}$. Utskiftninger som er begrenset til brakkvannsjiktet må i alminnelighet antas å være svakere, selv om transporthastigheter av samme størrelsesorden også har vært observert her. Man regner således med muligheten for en praktisk talt fullstendig utskiftning av brakkvannslaget i løpet av en ukes tid ved opptreden av en plutselig vind av tilsvarende varighet og av en styrke fra laber til frisk bris.

Vind av styrke frisk bris og en varighet på minst en uke er meget sjelden. Bare i 0,8 % av tilfellene inntreffer nordavind av midlere ukestyrke mer enn 5 m/sek (lett bris), altså statistisk mindre enn en gang hvert annet år. Selv vinder av midlere nordlig komponent sterkere enn 3 m/sek (svak vind) opptrer så sjelden som bare fem uker i året. Om vinteren er dette imidlertid tilstrekkelig til å fremkalle dypvannsinnstrømning, og om sommeren en betydelig utskiftning av brakkvannssjiktet. Tar man hensyn til den sesongmessige variasjon i vindsituasjonen, tar bildet seg noe annerledes ut. Svarende til klasseinndelingen ovenfor finner vi i månedene november - april en midlere nordlig vindkomponent sterkere enn 3 m/sek i 14 % av tilfellene eller bare ca. 3,5 uker av vinterhalvåret. Skjevheten i fordelingen mellom vinter og sommer kommer enda tydeligere fram ved vindstyrker over 2 m/sek som i vinterhalvåret opptrer i vel 7 uker, mens det i sommerhalvåret forekommer mindre enn tre uker i middel.

Vind- situasjoner som betinger utskiftning i brakkvannslaget opptrer således gjennom hele året, men er vesentlig hyppigere i vinterhalvåret enn i sommerhalvåret. Både ved dypvannsutskiftningene og ved innstrømninger i intermediære dyp kan man regne med nokså fullstendig fornying av toppsjiktet. Sammenliknet med de øvrige utskiftningsmekanismer utgjør den vinddrevne sirkulasjon den mest effektive form i vinterhalvåret. I sommerhalvåret er derimot frekvensen av vedvarende nordavindsituasjoner såvidt liten at slik brakkvannsfornyning må sees på som en relativt sjelden begivenhet.

6.25. Diffusiv fornying i brakkvannslaget.

Med diffusiv fornying skal det i denne forbindelse oppfattes utvekslingsprosesser som foregår ved den turbulente horisontaldiffusjon. Sett på en tilstrekkelig stor skala omfatter den diffusive fornying også vanntransporter som i hovedsaken er av oscillerende natur, det vil si vanntransporter som går inn og ut av fjorden. Disse prosessene kan inndeles i tre mekanismer: Tidevannstrømmer, øvrige vannstandsendringer og vinddrift.

6.26. Tidevannstrømmene.

Målingene over tidevannstrømmene i indre Oslofjord viser at de horisontale transporter i hovedsaken er begrenset til brakkvannsjiktet. Bare i utpregede vintersituasjoner uten brakkvannslag vil tidevannsbevegelsen omfatte de dypere vannlag.

Tidevannsbevegelsen vil således utgjøres av en veksling mellom innstrømning og utstrømning i brakkvannslaget. Hastigheten er størst i overflaten og avtar med dypet. Det er forholdsvis liten variasjon på strømmen i de øverste ti metrene. Under dette nivå øker hastighetsgradienten mot et maksimum for så å avta.

Tidevannstrømmene er utpreget turbulente, slik at både horisontal og vertikal turbulent diffusjon finner sted. Vertikaldiffusjonen er størst nær overflaten og avtar mot et minimum i 12 - 20 m sjiktet. Denne vertikaltutveksling tenderer til en homogenisering av brakkvannslaget, spesielt i fjordens indre deler der sprangsjiktet vanligvis er best utviklet. Denne homogenisering er typisk for komponenter i vannet som er av lokal opprinnelse, men gjør seg ikke nødvendigvis gjeldende for komponenter som tilføres brakkvannslaget utenfra. Således er den ikke karakteristisk for saltholdigheten, som i overveiende grad er bestemt ved horisontalutvekslingen.

Den horisontale turbulensfelt er sterkt påvirket av kystkonfigurasjon og av øyer og undervannskjær. Bortsett fra i enkelte avgrensede områder som havnebassengene og Bårumbassenget, virker horisontalutvekslingen ved det turbulente strømfelt til å utviske eventuelle forskjeller i vannets

egenskaper. Denne utlikning er praktisk talt fullstendig tvers over fjorden, men i fjordens lengderetning er det mulig å iaktta konsentrasjonsvariasjoner som kan danne grunnlag for beregning av den horisontale utvekslingsintensitet.

Flere uavhengige metoder er brukt til å bestemme horisontalutvekslingen i brakkvannslaget. Yttergrensene for en slik bestemmelse dannes av to metoder, tidevannets maksimale utskiftningseffekt, en teoretisk modell beskrevet av Gade (1963), og en foreliggende analyse basert på virkelige spredningsundersøkelser. Man var imidlertid klar over at de to modellene ville gi svært divergerende svar og derfor bare var av rettleidende betydning. Således kunne den maksimalt oppnåelige utveksling karakteriseres ved en halveringstid på 4 uker, mens det i det sistnevnte tilfellet dreier seg om nærmere 80 uker.

Den beste bestemmelsen som er foretatt hittil baserer seg på konsentrasjonsmålinger av ortofosfat i en periode som har skilt seg ut som særlig ideell. Noe forstyrrelse gjorde seg likevel gjeldende ved den termiske vertikalkonveksjon som fant sted i perioden, og til en viss grad også de moderate nordlige vinder. Begge forstyrrelsene bidro til å øke utvekslingen, den første i ikke uvesentlig grad. Beregningene på dette grunnlag ga en halveringstid på ca. 6 uker. Tilstander av nøytral eller instabil sjiktning er meget sjeldne, og man må i alminnelighet regne med at den tidevannsgenererte horisontalutveksling er noe svakere enn i det foreliggende tilfellet. Om vintrene vil en halveringstid på 10 uker være et bedre estimat av prosessen, og om somrene må man regne med at halveringstid på 10 uker er fremstilt som funksjon av koordinaten langs fjordens akse på fig. 64.

På grunnlag av de integraler som er beregnet for den horisontale diffusive utveksling, er det mulig å bestemme fortynningsforløpet av forurensningsprosesser i fjorden, enten det dreier seg om spontane punktutslipp, variable tidsfunksjoner eller permanente prosesser.

6.27. Øvrige vannstandsendringer.

Sett i forhold til de halvdaglige tidevannsvekslinger på omlag 25 cm, undergår vannstanden i Oslofjorden betydelige langtidsvariasjoner. Variasjoner av vannstanden på over 60 cm er ikke sjeldne og kan i enkelte tilfeller nå opp i over en meter. Man får et umiddelbart inntrykk av disse

variasjonene på fig. 25 der den daglige middelvannstand for 1964 er avsatt. Det er tendens til en viss grad av periodisitet i disse svingningene. Nøyere undersøkelse med spektralanalyse har avslørt en 10 - 12 dagers periode samt flere svingninger av høyere frekvenser, men disse resultatene er ikke nødvendigvis gyldige utenfor undersøkelsesområdet. I middel viser svingningene voksende amplituder med avtakende frekvens.

De langperiodiske vannstandsvekslingene er intimt koblet til lufttrykkvariasjonene. Beregningen over korrelasjonskoeffisienten for sammenhengen mellom barometerstanden og vannstanden i Oslo havn ga som resultat at hele 82,5 % av variasjonene kunne forklares ved lufttrykkvariasjonene. Denne sammenhengen går også tydelig fram av fig. 25 der barometerstanden er innsett med motsatt fortegn. Overensstemmelsen bekrefter regelen om statistisk balanse mellom vannstand og lufttrykk - 1 cm = 1 mb.

På samme måte som tidevannsbevegelsen fører også langtidsvariasjonene til vannutskiftning mellom den ytre og indre Oslofjord. Ikke bare medfører de vannstandshevninger som kan nå over det dobbelte av tidevannets (se okt. 1964, fig. 25), men transporten fører også til horisontale forskyvninger av vannmassene i tidevannslaget som er tilsvarende store. Imidlertid er det daglige bidraget til denne transporten liten i forhold til tidevannstransporter og tidligere estimat av den tilsvarende utskiftingseffekt har vært av underordnet størrelse (Gade 1963).

I lys av senere oppnådd erkjennelse om tidevannets utskiftingseffekt er det mulig å anvende mer forfinede modeller til bestemmelse av utskiftingsevirkningen ved de langperiodiske vannstandsvariasjonene. I den teoretiske modellen for den foreliggende analyse er det innført en del hjelpestørrelser som er definert slik:

1. Vanntransporten forbundet med vannstandsendingene foregår i et tidevannsjikt.
2. Den porsjon av vannet i tidevannsjiktet som har strømmet inn i indre Oslofjord etter nærmeste langtidsminimum for vannstanden kalles utvekslingsmassen.
3. Vannstandsvariasjonene ved tidevannet er sinusoidale og har en høyde H_0 .
4. Langtidsvariasjonene er simulert av en sinusoidal variasjon av den halvdaglige middelvannstand \bar{H} . Variasjonene har en høyde L og en periode T .

5. Vannstanden over langtidsminimum betegnes med H.
6. Den fraksjon av utvekslingsmassen som til enhver tid ikke er fornyet ved diffusive prosesser betegnes med M.

Vannutvekslingen mellom ytre og indre fjord må foregå som en utveksling mellom fjordvannet og utvekslingsmassen. Denne utvekslingen er i prinsippet både vertikal og horisontal, men for argumentets skyld skal vi betrakte den som rent horisontal. Helt analogt resonnement vil nemlig gjelde også for den vertikale utveksling. Beregningen bygger på følgende grunnantakelser:

1. Utvekslingshastigheten er proporsjonal med hastighetsgradienten mellom de to vannmassene.
2. Utvekslingshastigheten mellom fjordvannet og utvekslingsmassen er proporsjonal med mengden av sistnevnte.

Den første antakelsen uttrykker at diffusjonen eller blandingshastigheten mellom de to vannmassene vokser proporsjonalt med intensiteten av det turbulensgenererende hastighetsfelt. Hastighetsgradienten i ethvert punkt er nær bestemt av dH/dt .

Den andre antakelsen innebærer forestilling om en utveksling som vokser med størrelsen av kontaktflaten mellom vannmassene. Overfor relativt små vannforflytninger som det her dreier seg om, kan vi betrakte med god tilnærming denne størrelsen som proporsjonal med H.

Modellen ovenfor leder til følgende relative uttrykk for utskiftningen:

$$37) \quad u \propto \int_0^T H \frac{dH}{dt} dt$$

Integreres her skrittvis fra lavvann til høyvann, kan integralet tilnærmet skrives på formen

$$38) \quad u \propto n H_0 \int_0^T \bar{H} st$$

der n står for antall tidevannsperioder innenfor perioden T.

Diffusjonsprosessen vil imidlertid avvike fra modellen ovenfor på to vesentlige punkter. For det første vil utvekslingsmassen etter hvert få konsentrasjoner av diffundenden som vil nærme seg konsentrasjonene i fjordvannet

hvorved diffusjonshastigheten reduseres i tilsvarende grad. For det annet vil utvekslingsmassen være i diffusiv kontakt med vannet i ytre Oslofjord. Ved dette vil en vesentlig del av diffundenden forsvinne ut av systemet. Den sistnevnte prosessen vil derfor være begrensende for betydningen av den første, men på den annen side være overveiende bestemmende for virkningsgraden av utskiftningen ved de langperiodiske vannstandsvariasjonene. Således vil den totale mengde diffundend som forlater fjorden med fallende middelvannstand få en øvre grense som er bestemt av likevektskonsentrasjonen for tilførsel og avgang til utvekslingsmassen. I den videre utvikling er det derfor tatt hensyn til bare den sistnevnte modifikasjon av diffusjonsprosessen.

Virkningsgraden av utvekslingsprosessen er bestemt av akkumulasjonshastigheten for diffundenden i utvekslingsmassen. Akkumulasjonshastigheten vil derfor være bestemt av den til enhver tid resterende mengde M av utvekslingsmassen. Den totale utveksling i perioden T vil derfor være uttrykt ved at man i likning erstatter \bar{H} med M .

Vi har tidligere vist at den diffusive vannutveksling med tidevannsbevegelser fører til konsentrasjonsvariasjoner som tilnærmet kan beskrives ved eksponentialfunksjoner. Således vil på et gitt sted fraksjonen av en opprinnelig mengde vann være maksimalt gitt ved $e^{-\kappa t}$, der κ er bestemt ved diffusjonsundersøkelsene. På samme måte vil den resterende mengde M av utvekslingsmassen \bar{H} fremkomme som et integral over partialbidragene multiplisert med den tilhørende eksponentialfunksjon:

$$39) \quad M(t) = \int_0^t \frac{d\bar{H}}{dt} \cdot e^{-\kappa (t - t^1)} dt^1$$

Da κ varierer med stedet, vil det i stedet være hensiktsmessig å benytte den verdi som svarer til den innerst mulige posisjon for utskiftningsmassen. Man oppnår derved en maksimalverdi for integralet.

Ved substitusjon av \bar{H} med M i (39) kan totalutskiftningen i tiden T reduseres til

$$40) \quad U \propto n \cdot H_0^2 \frac{L}{2 H_0 \kappa} \left[\frac{1 - e^{-\kappa T}}{1 + \left(\frac{\kappa T}{2}\right)^2} \right]$$

I fravær av langperiodiske variasjoner kan det vises at det tilsvarende uttrykk får formen

$$41) \quad U_0 \propto n H_0^2 T$$

slik at den relative vannutskiftning ved de langperiodiske vannstandsvariasjonene per tidsenhet maksimalt blir

$$42) \quad U_r = \frac{L}{2 H_0 n T} \left[\frac{1 - e^{-n T}}{1 + \left(\frac{nT}{2}\right)^2} \right]$$

Ovenstående relasjon er benyttet til bestemmelse av den relative utskiftingseffekt av vannstandsvariasjoner med perioder på henholdsvis seks og ti døgn. Den maksimale vannstandsending er satt til 60 cm, altså det dobbelte av tidevannets 30 cm. Beregningene gir som resultat i det første tilfellet en relativ utskiftingseffekt på 0,034, i det andre tilfellet 0,01. Da begge eksemplene representerer ekstreme situasjoner, kan man konkludere at virkningen av de langperiodiske vannstandsendingene i alminnelighet er helt underordnet den som knytter seg til det daglige tidevann.

6.28. Diffusiv vindvirkning (vinddrift).

Regner man med relativt kraftig solgangsbris (frisk bris) se seks. kap.2.3., oppnås en alternerende transport som er ca. $370 \text{ m}^3/\text{sek}$ i middel, svarende til 16 % av den midlere tidevannstransport. Dette representerer en ekstrem situasjon, dels fordi solgangsvinden bare på godværsdager når opp i denne styrken, dels fordi vindstyrken ikke følger en sinusoidal fordeling, som forutsatt i kap. 2.3. , men har spissere topper og flatere mellomparti og får derved en lavere middelvei. I overensstemmelse med dette vil den diffusive transport ved den kombinerte virkning av tidevannet og solgangsbrisen om sommeren kunne anslås å være i middel høyst 10 % over virkningen av tidevannet alene. I vinterhalvåret er solgangsbrisen ubetydelig og bidrar derfor ikke signifikant til den diffusive transport.

REFERANSER:

- Beyer, Fredrik, 1965: Kappløpet mellom forråtnelse og fornyelse i indre Oslofjord. Foredragshefte nr. 6. Regionalplankomiteén for Osloområdet: 1-10. .
- Beyer, Fredrik, 1967: Delrapport 18.
- Bowden, K.F., 1964: The mixing Processes in a Tidal Estuary. Repr. int. Conf. Water Poll. Res. 1962.
- Braarud, Trygve og J.T. Ruud, 1937: The Hydrographic Conditions and Aeration of the Oslo Fjord 1933-34. Hvalråd. Skr.15: 1-56.
- Defant, Albert, 1961: Physical Oceanography I. Pergamon Press.
- Eika, Halvor, 1956: Oslofjordens forurensning og rensning. Foredragshefte nr. 6. Regionalplankomiteén for Osloområdet: 11-16.
- Føyn, Ernst, 1967: Eldre kjemiske undersøkelser. Delrapport 12.
- Gade, Herman G., 1963: Some Hydrographic Observations of the inner Oslo Fjord during 1959. Hvalråd. Skr. 46: 1-52.
- Glenne, Bård, 1963: Rapport til NIVA.
- Hela, Ilmo, 1966: Vertical Eddy Diffusivity of Waters in the Baltic Sea. *Geophysica* 9, 3: 219-234.
- Johannesen, Ola M., 1963: Strømundersøkelser i Drøbaksundet. Delrapport 19.
- Joseph, J. und H. Sendner, 1958: Über die horizontale Diffusion in Meere. *Dt. Hydrogr. Z.* 11, 49-77.
- Muxworthy, John, 1966: Comparison of Stations Within a Basin. *Nedbøren i Norge 1895-1943. Det norske meteorologiske institutt.* 1949.
- Pritchard, D.W., 1954: Salt Balance in a Coastal Plain Estuary. *J. Mar. Res.* 13. 133.
- Rattray, M., jr. and D.V. Hansen, 1962: A Similarity Solution for Circulation in an Estuary. *J. Mar. Res.* 20:121.
- Werner Johannessen, Thor. 1960: Wind Forces and Wind Directions in Norway. *Det norske meteorologiske institutt.*

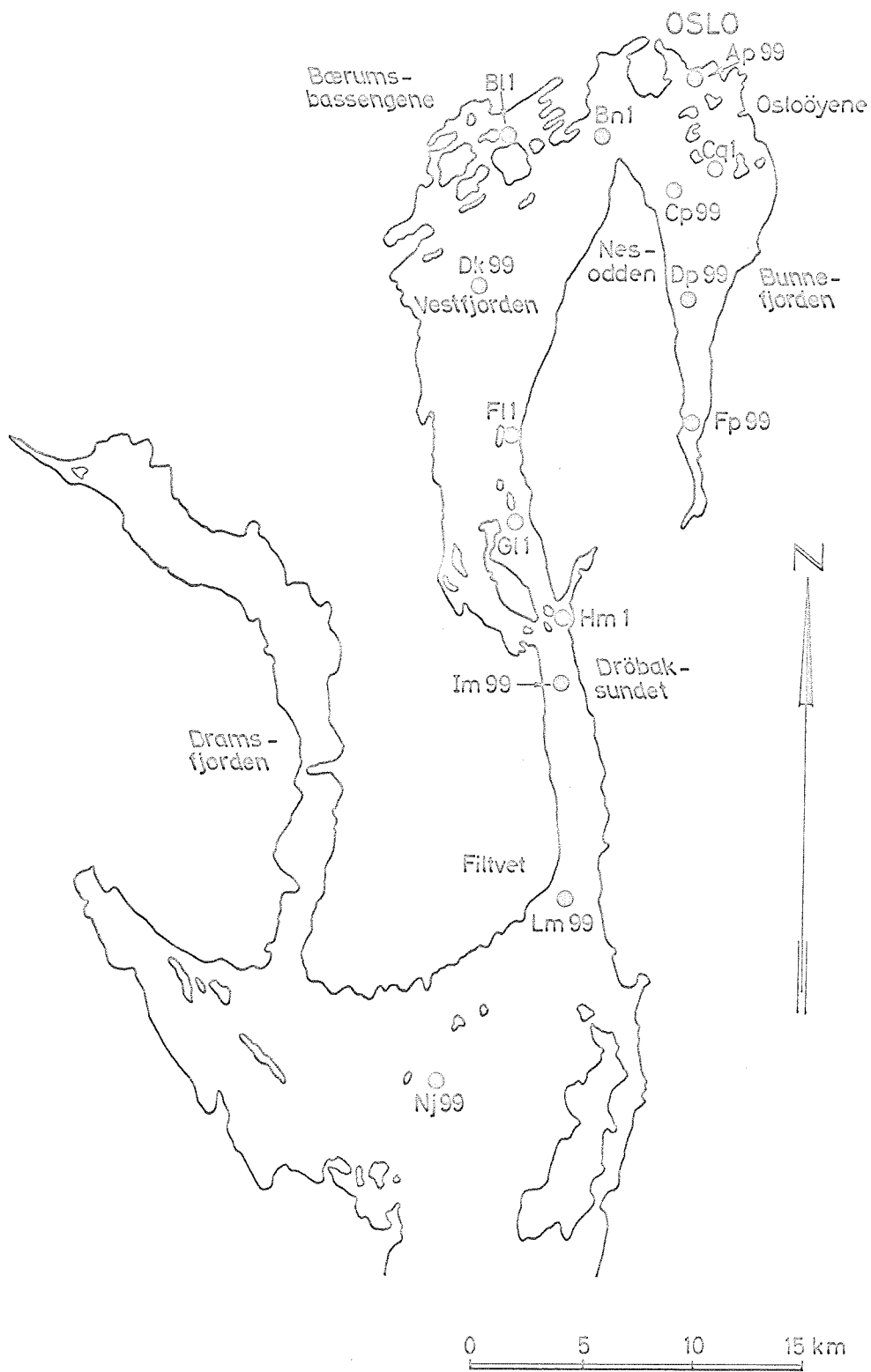
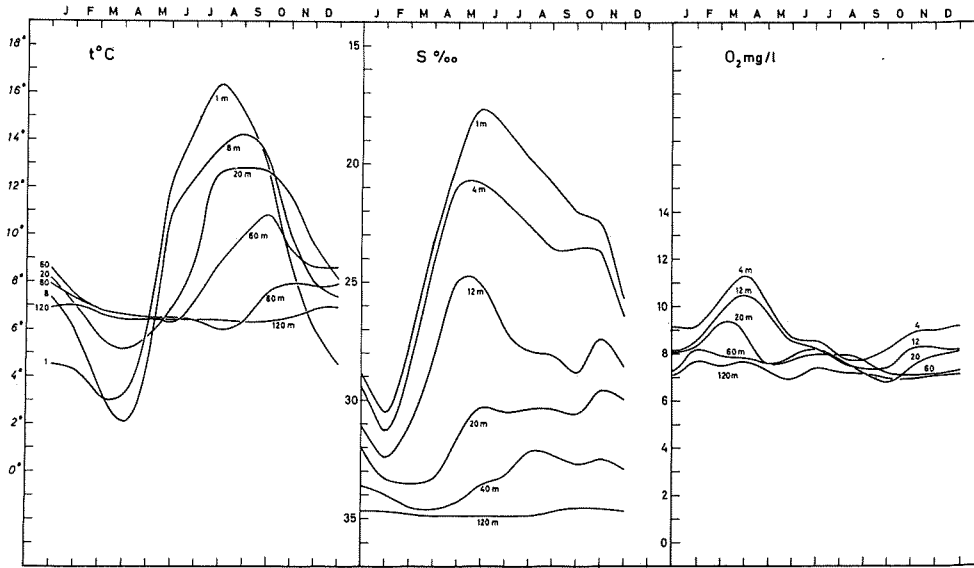


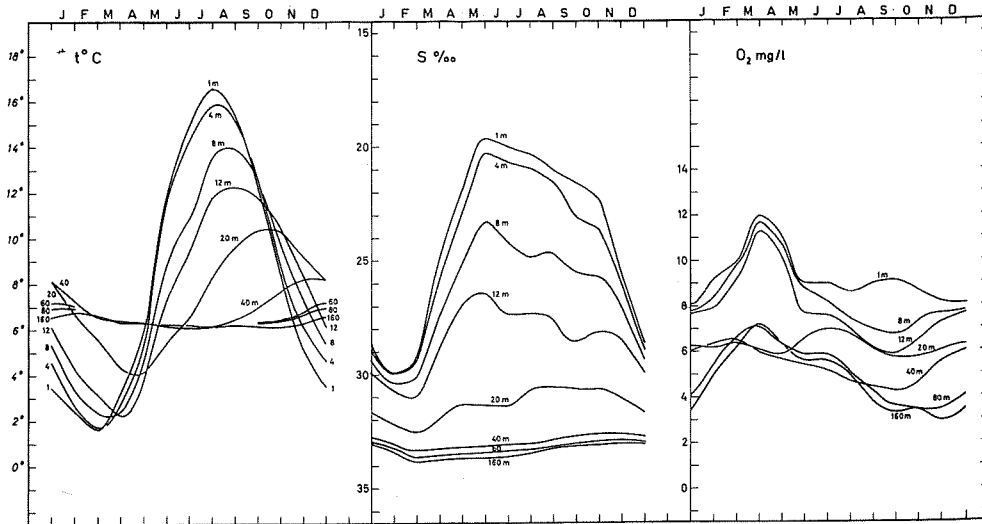
Fig.1 Hydrografiske hovedstasjoner

Fig.2 Midlere årsvariasjon av temperatur, saltholdighet og oksygen beregnet på månedsbasis for 1962-1965

BREIANGEN



VESTFJORDEN



BUNNEFJORDEN

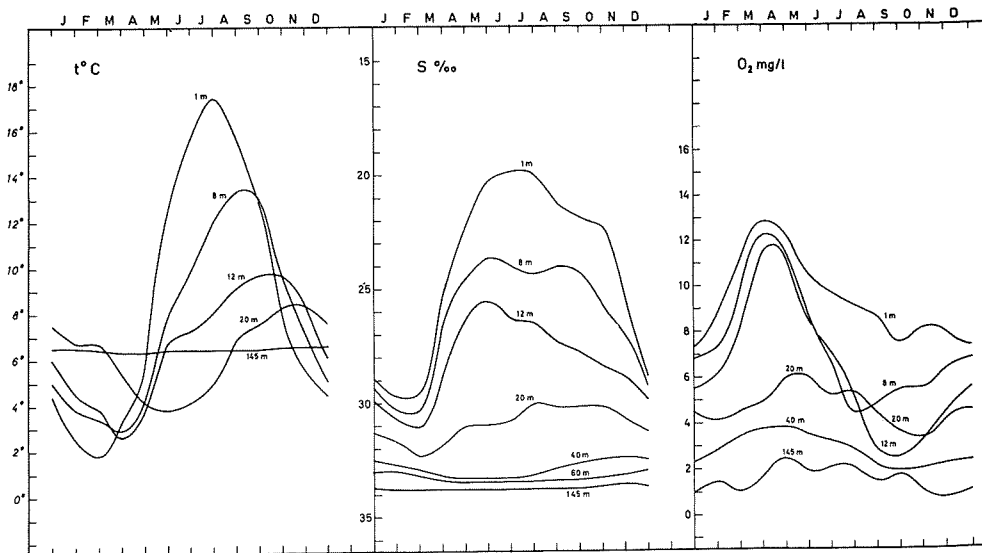


Fig.3 Den midlere årlige temperaturvariasjon
i indre Oslofjorden fremstilt ved isopleter

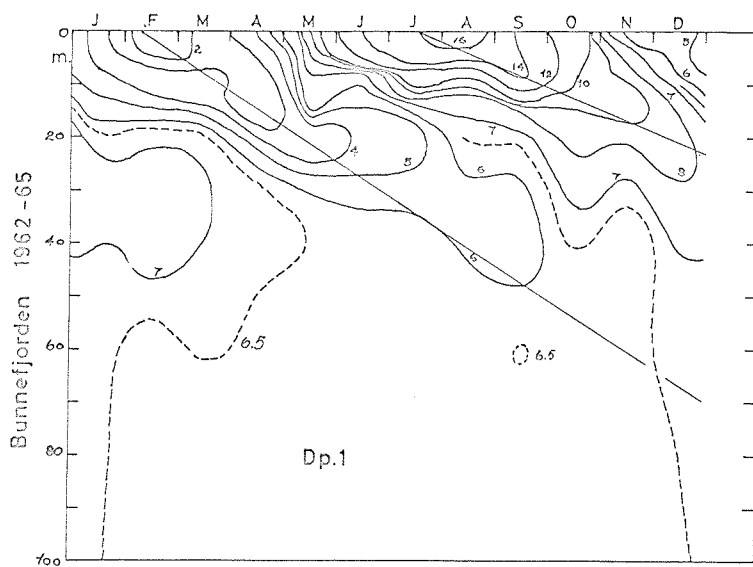
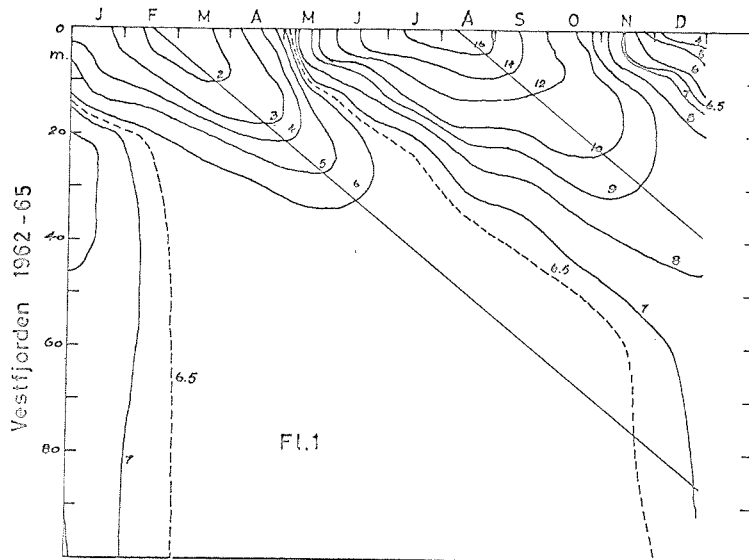
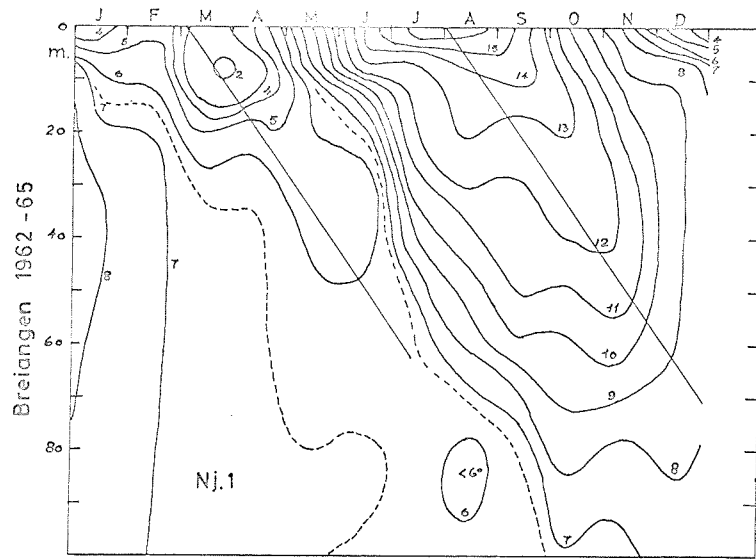


Fig.4 Logaritmisk fremstilling av temperaturens midlere amplitude-
 variasjon for hovedstasjonene NJ1 (Breiangen), FI1 (Vestfjorden) og
 DP1 (Bunnefjorden)

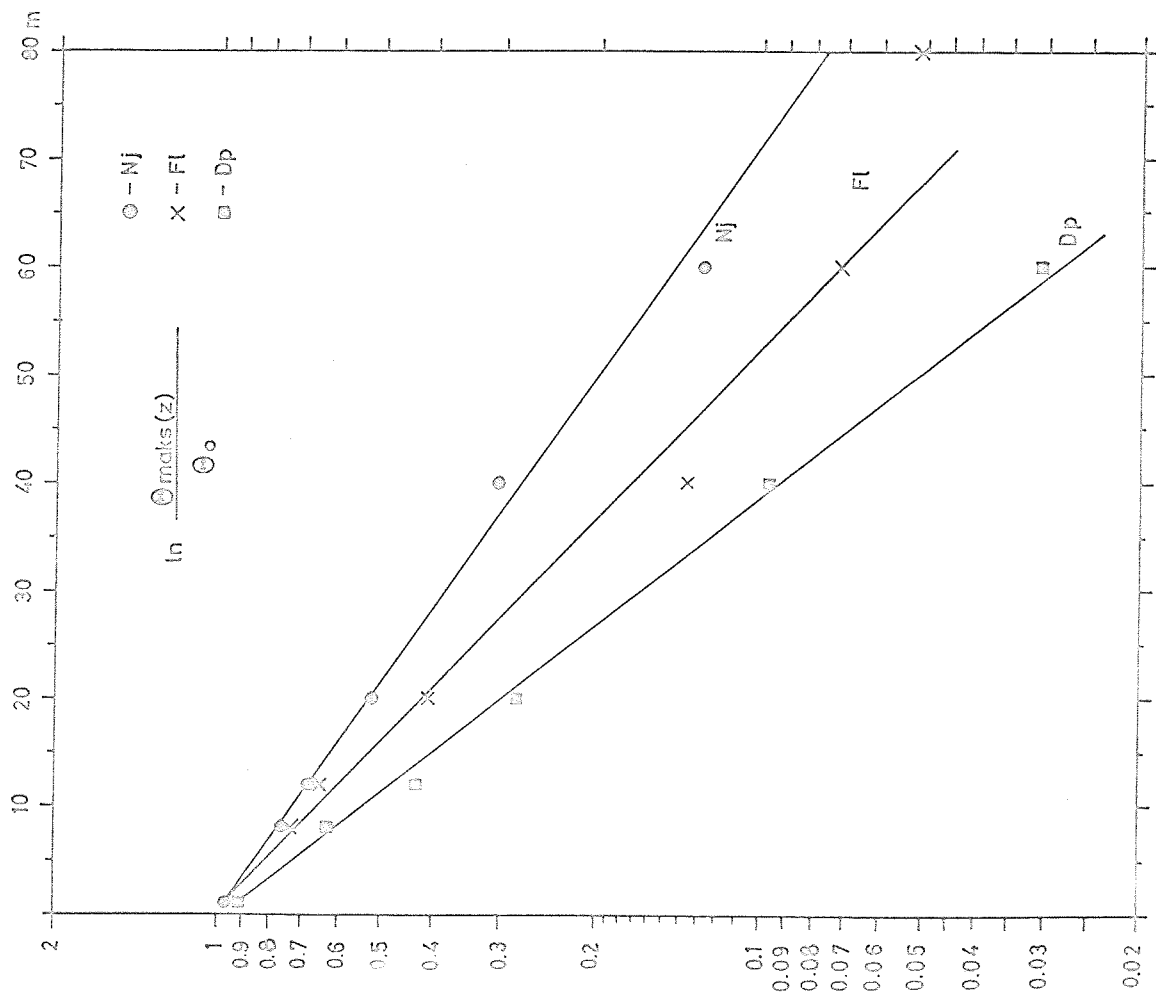


Fig.5 Tetthets-sjiktningen i mai - juni basert
 på fireårsperioden 1962 -65

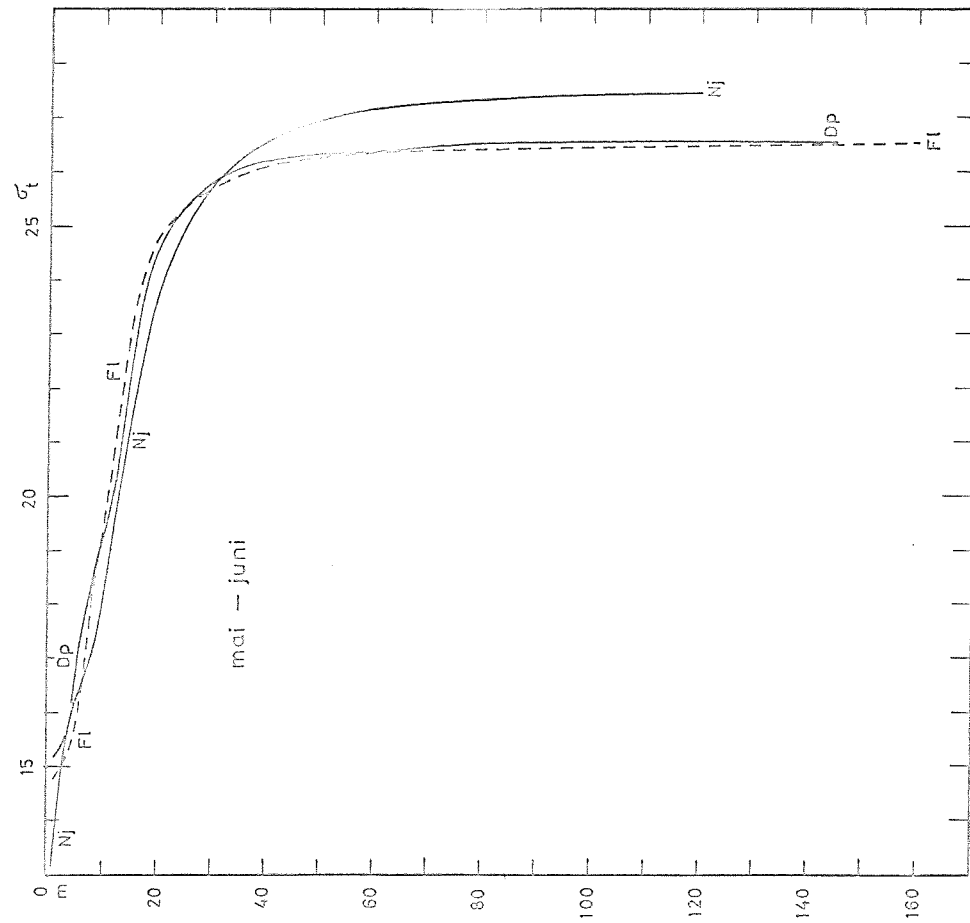


Fig.6 Forskjellen mellom saltholdigheten i Breiungen (Nj) og de indre lokalitetene Lm, Fl og Dp i 12m dypet basert på fireårsmidler

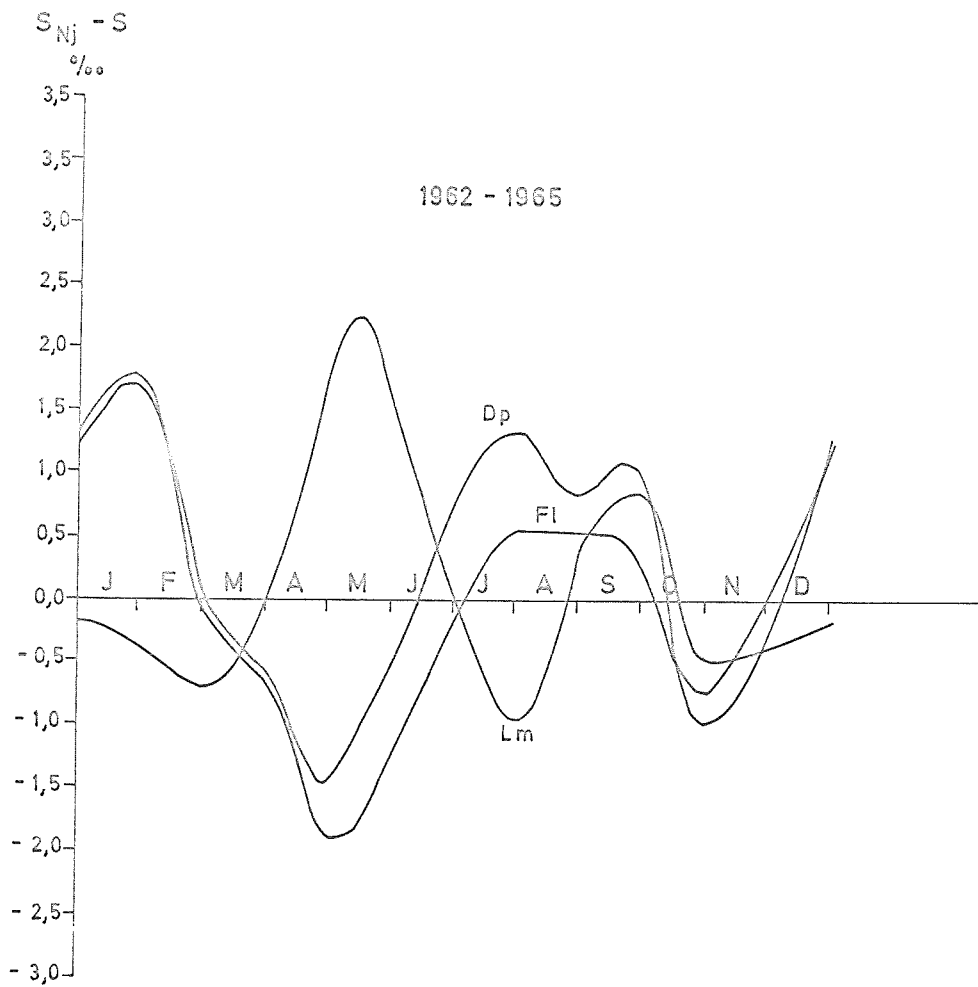


Fig. 7a Tetthetsdifferansen mellom Breiangen (Nj) og Vestfjorden (Fl) for perioden mai-juni gjennom 1962 - 65

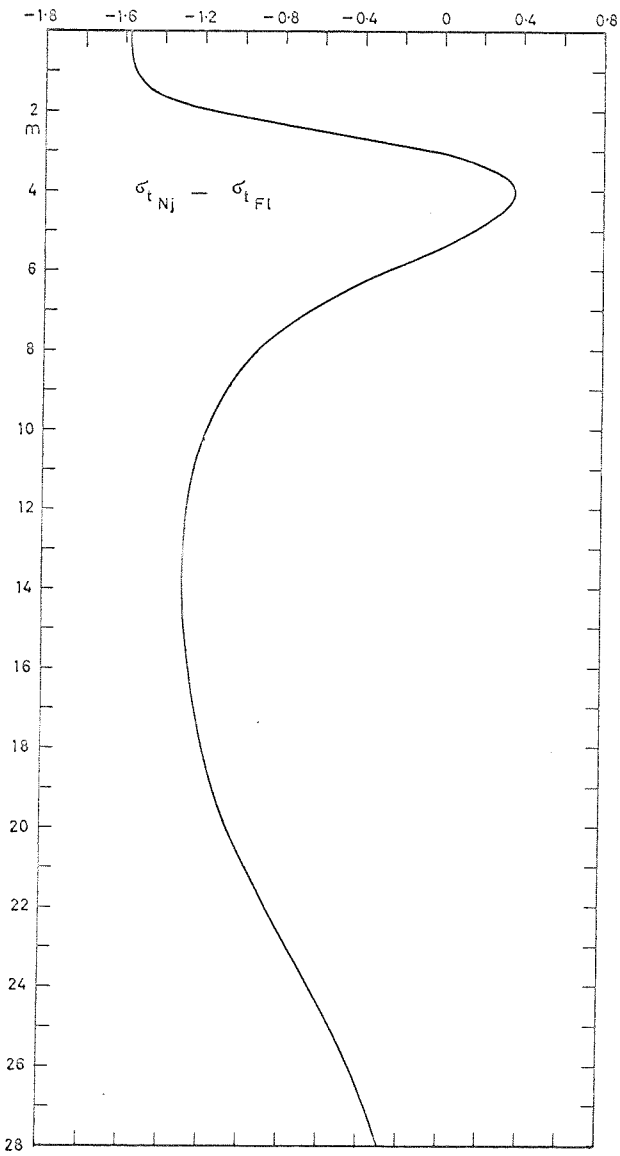


Fig. 7b Det relative (indre) trykkfelt som følge av tetthetsforskjellen på fig.7a, samt det kompenserte strømprofil som ville oppstå i fravær av friksjon og topografiske effekter

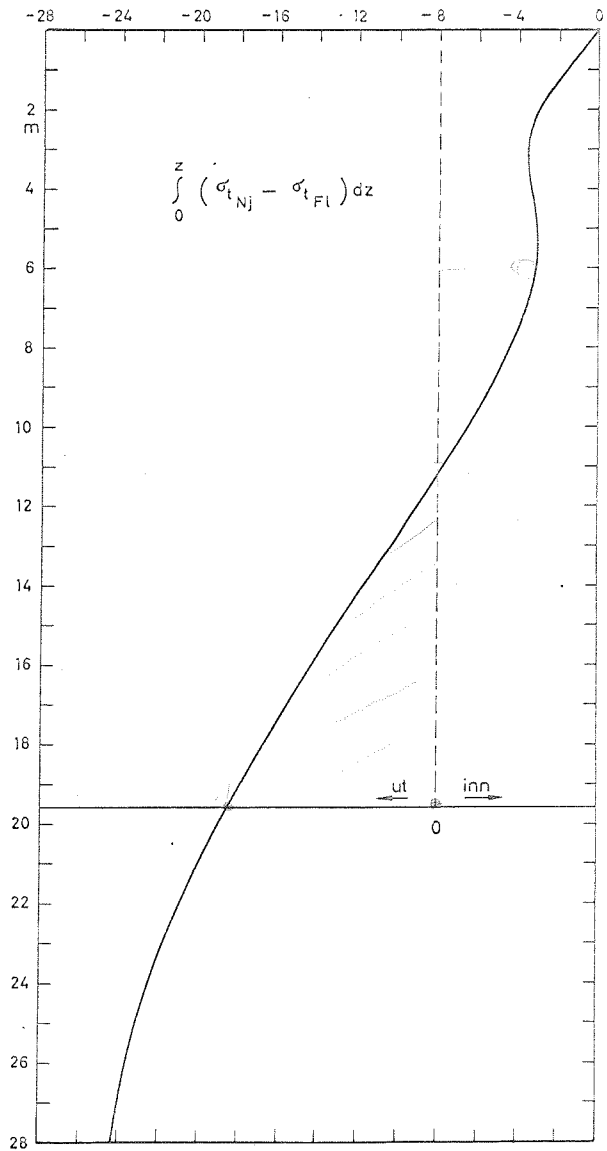


Fig.8 Oksygenverdier plottet mot temperaturen for hovedstasjonene Nj, Dk og Dp

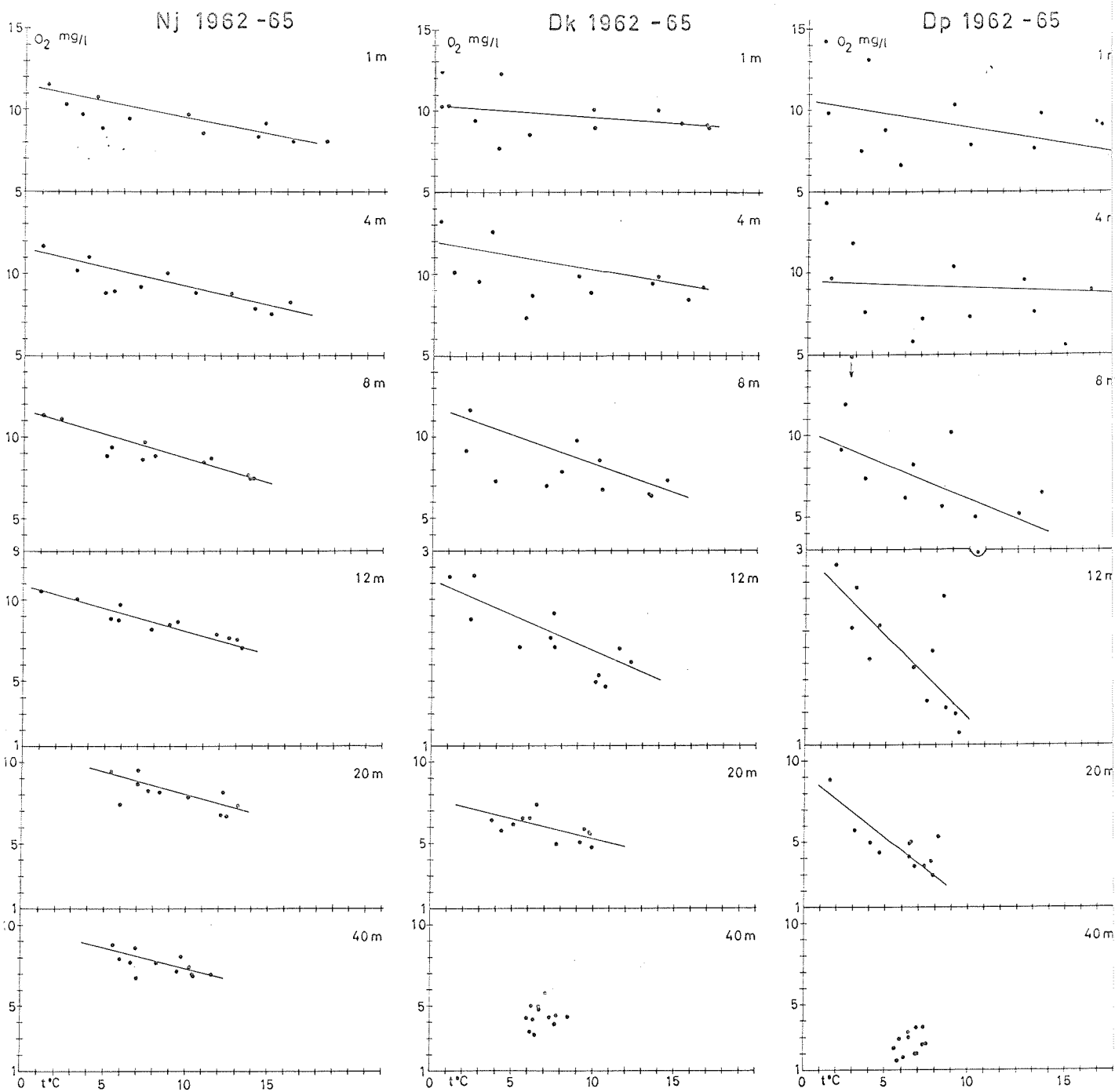


Fig.9a Midlere temperaturprofiler for Lm, Dk og Cp-Dp 1962-65

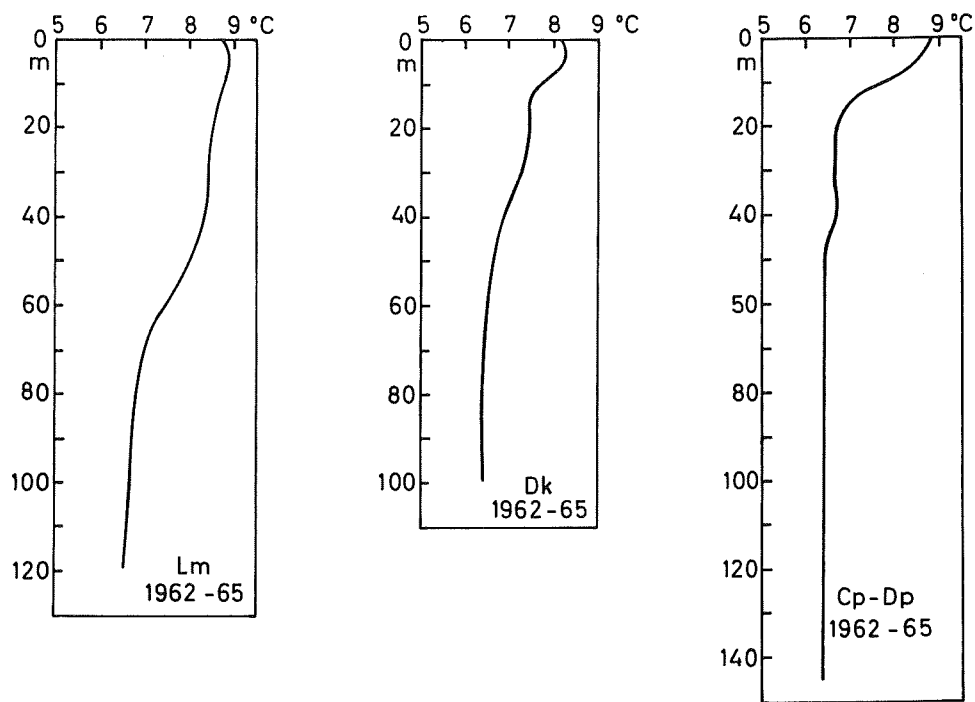


Fig.9b Midlere saltholdighetsprofiler for Lm, Dk og Cp-Dp 1962-65

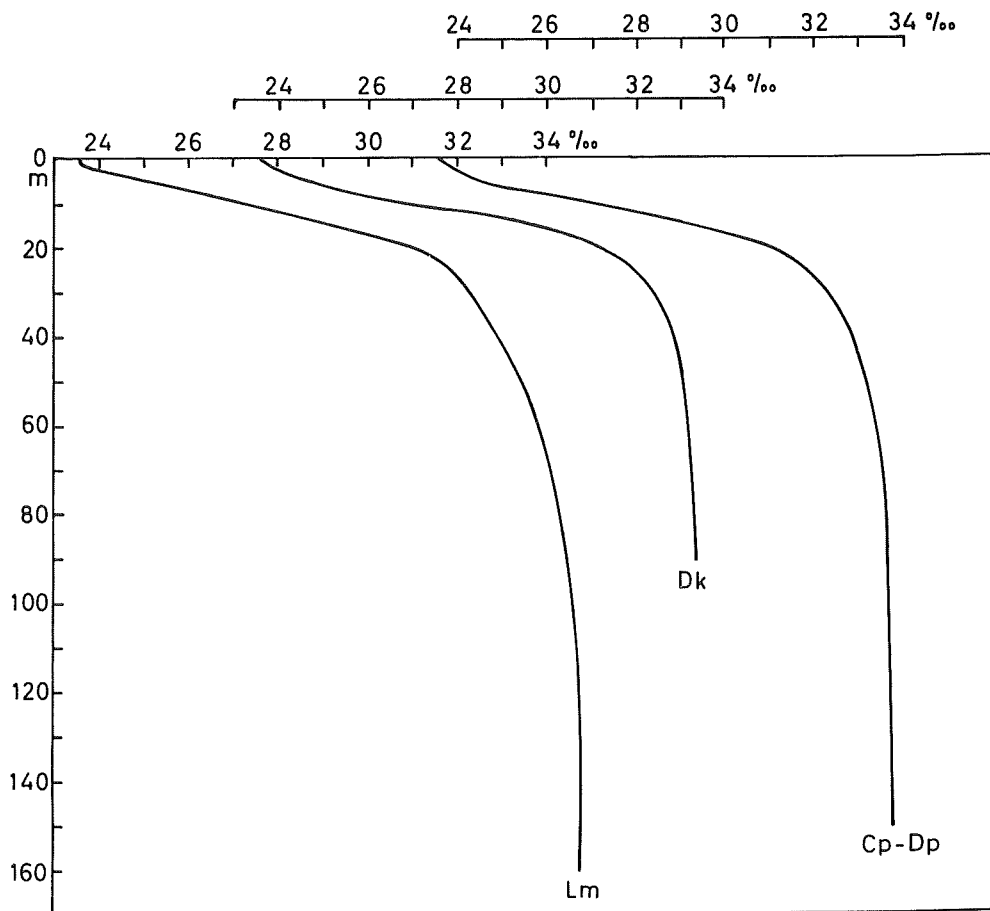


Fig.10 Glidende årsmidler av temperatur og saltholdighet i hovedbassengene

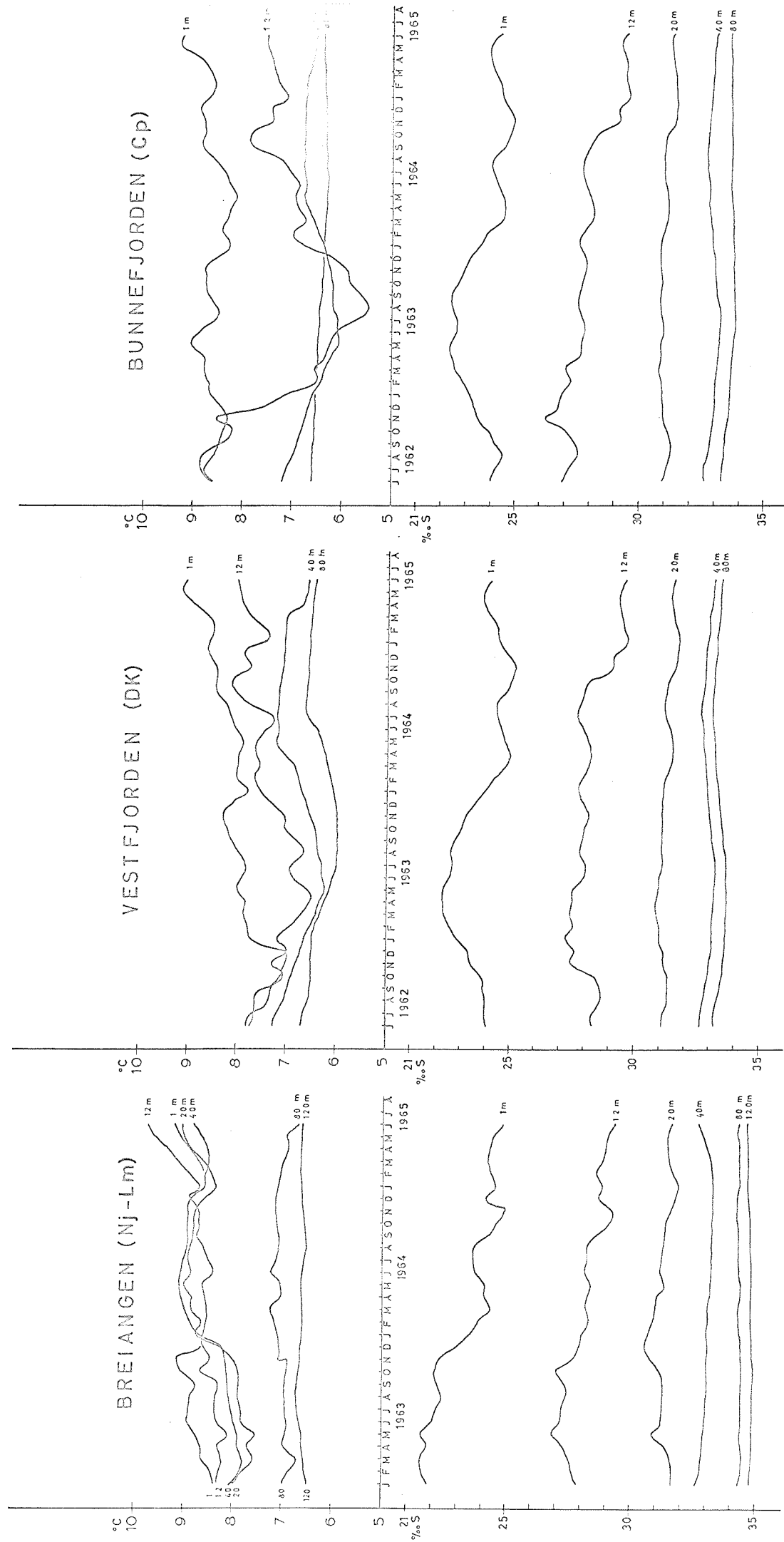


Fig.11 Overflatesaltholdigheter i Breiangeren

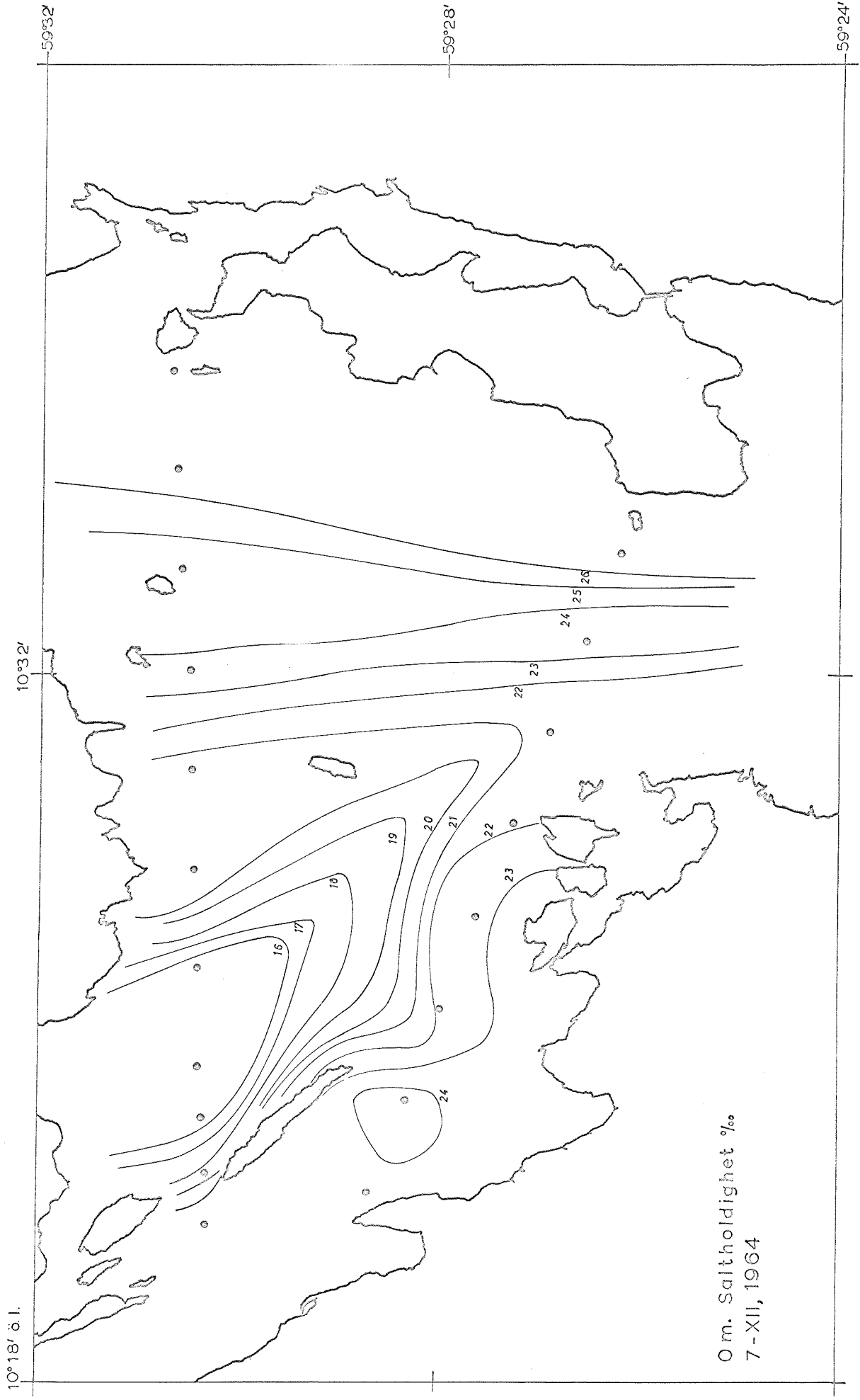


Fig.12 Overflatesaltholdigheter i Breiangeren

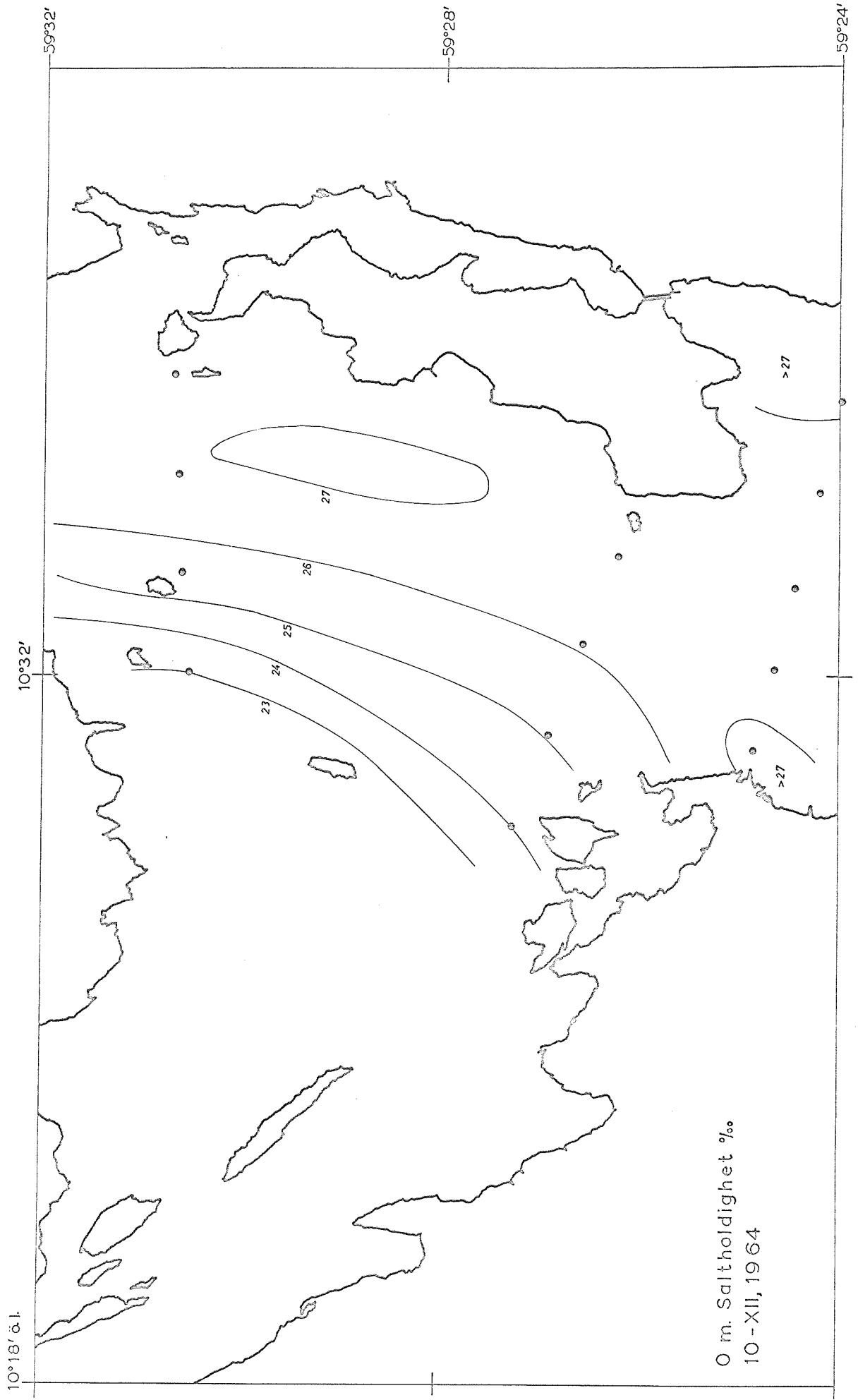


Fig.13 Overflatesaltholdigheter i Breiangen

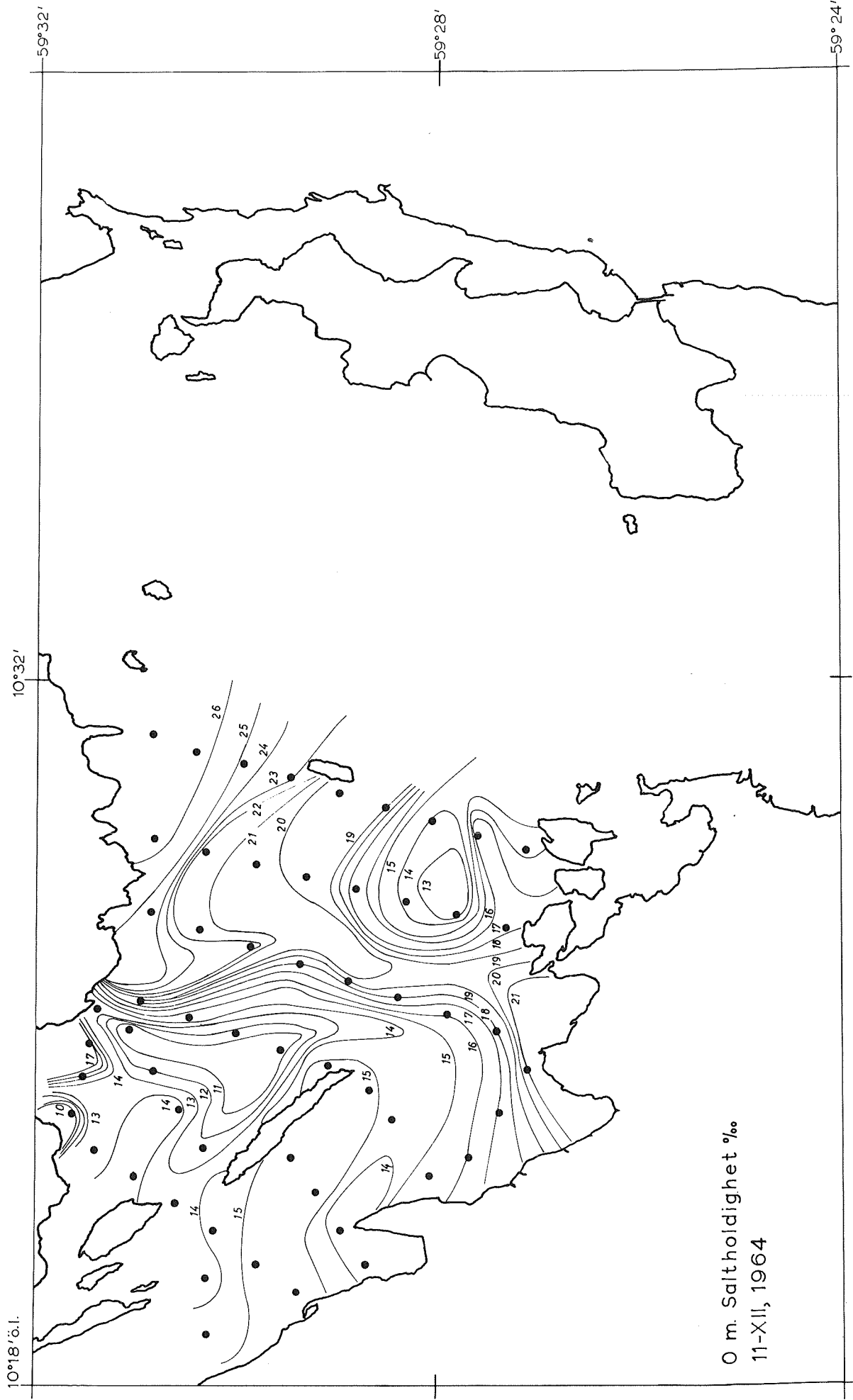


Fig. 14 Saltholdigheten i forskjellige dyp som funksjon av tiden

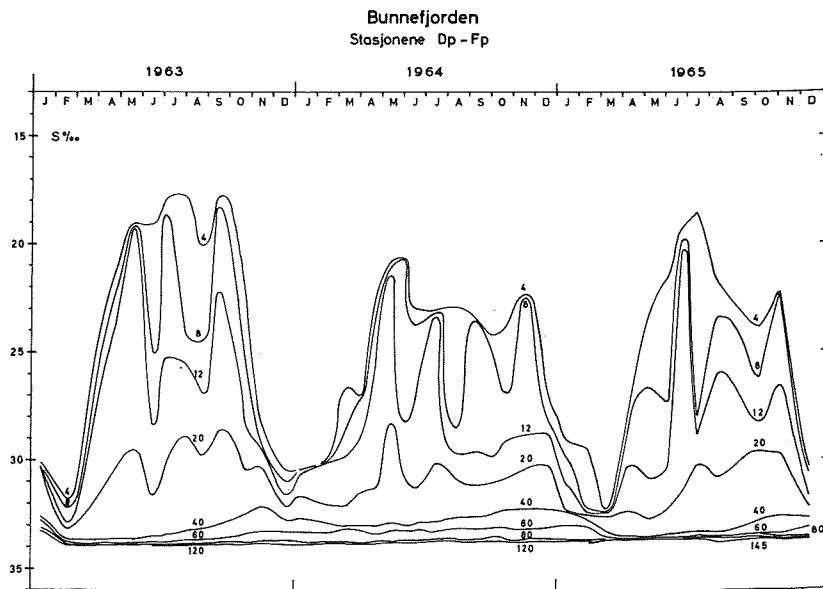
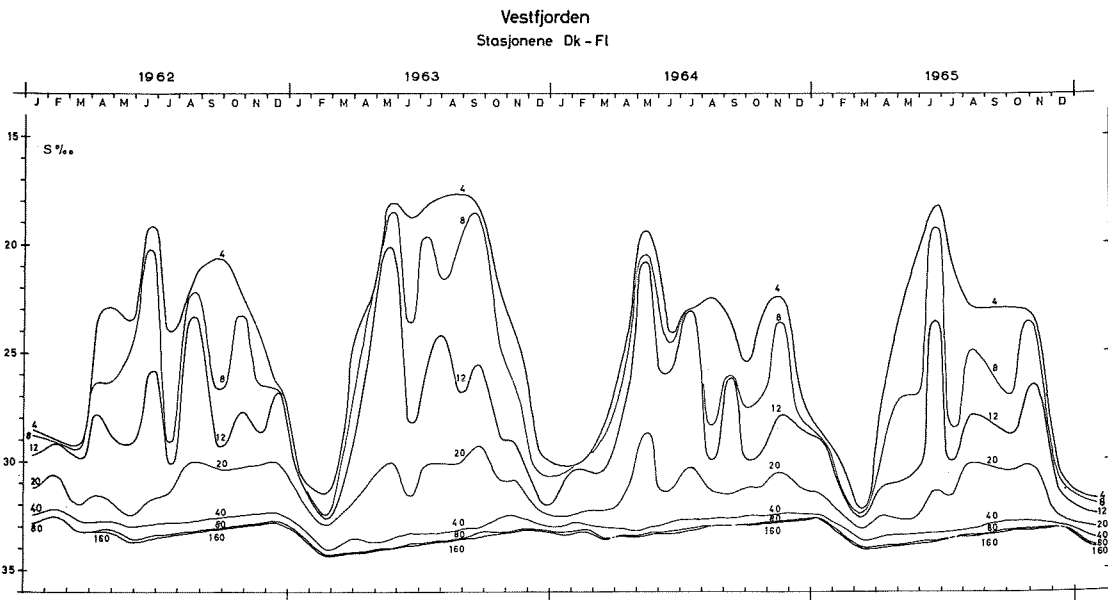
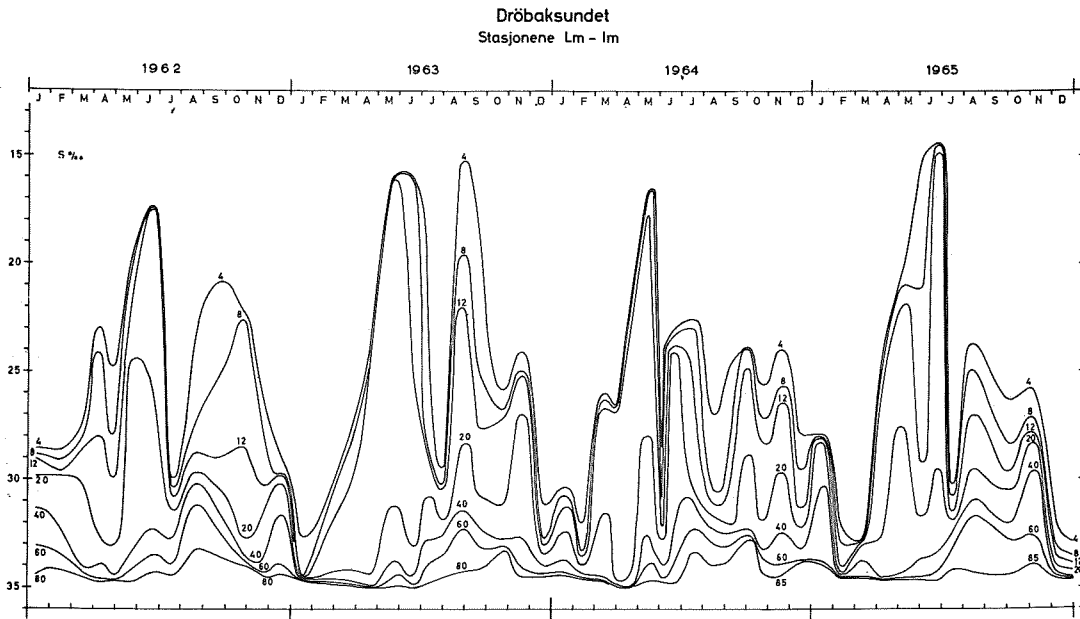


Fig.15 Temperaturen i forskjellige dyp som funksjon av tiden

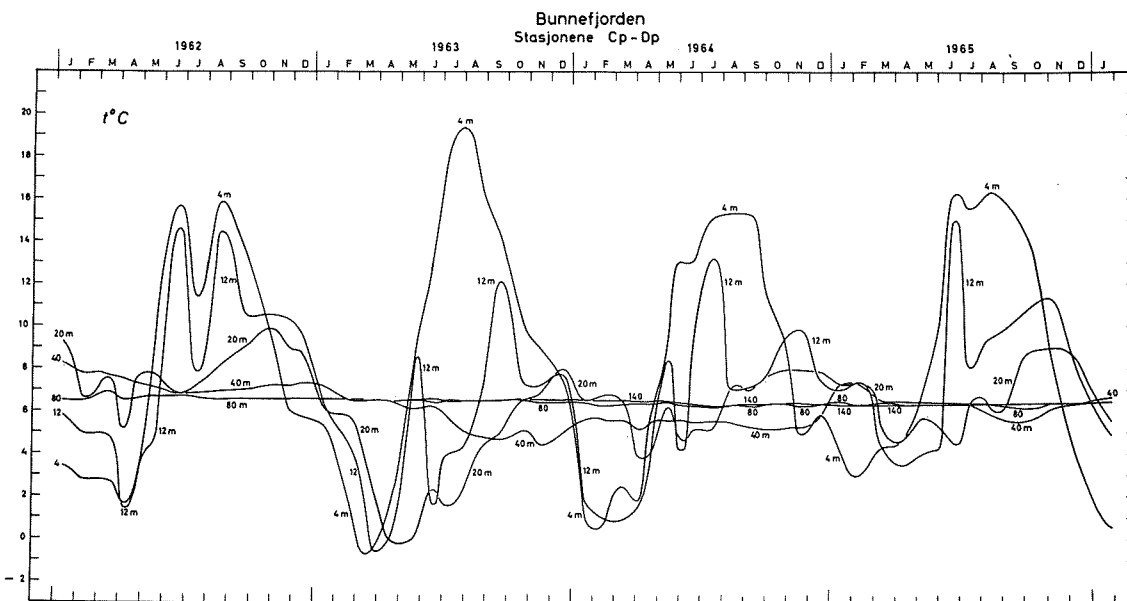
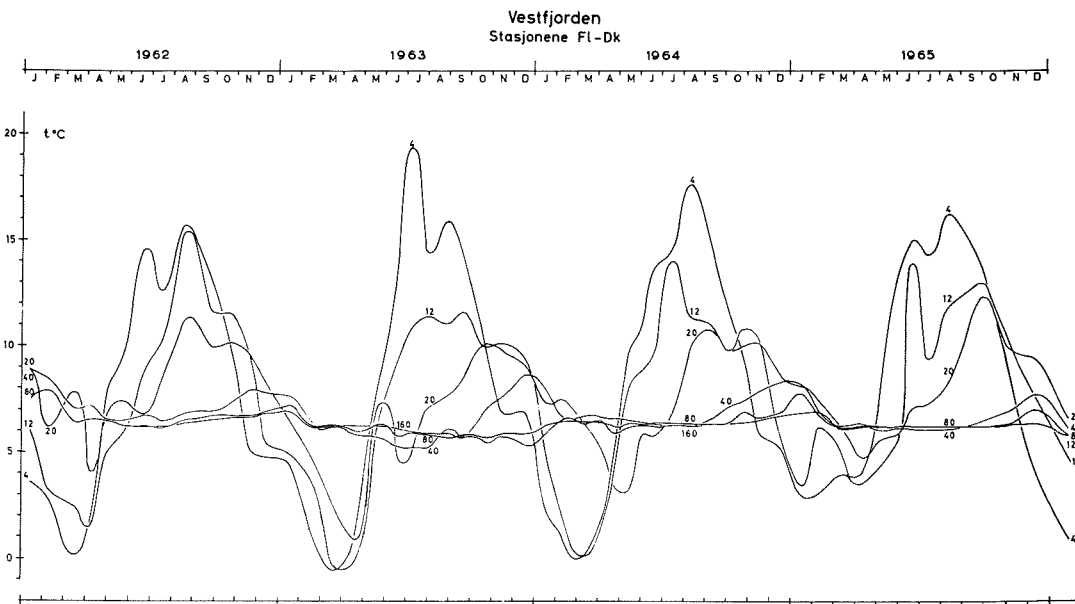
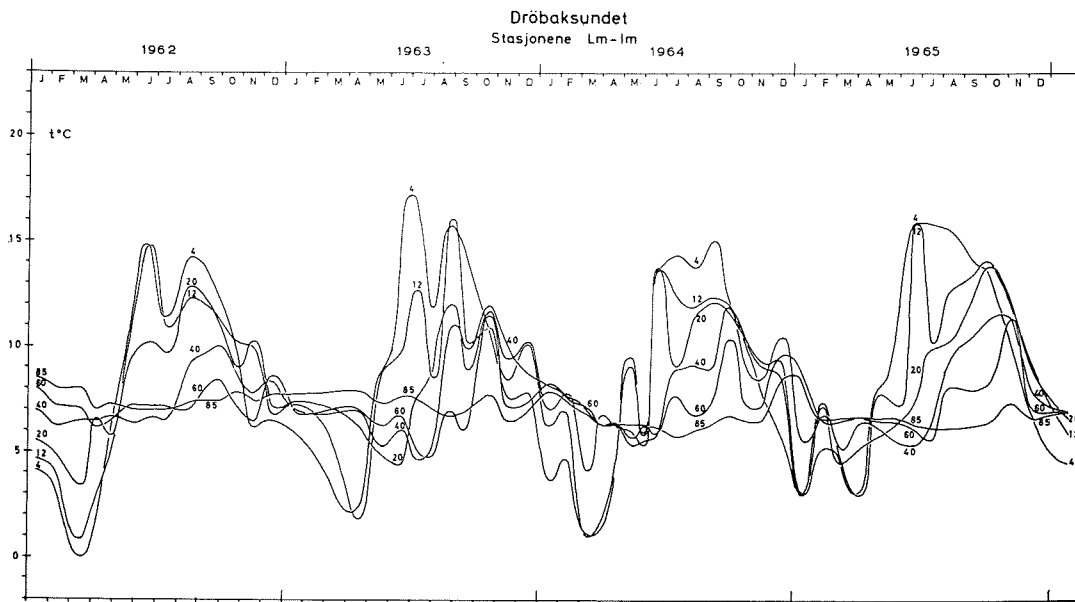


fig. 16 Snitt av saltholdighetsfordeling i Ostfjorden etter tre døgn med liten sørlig kuling

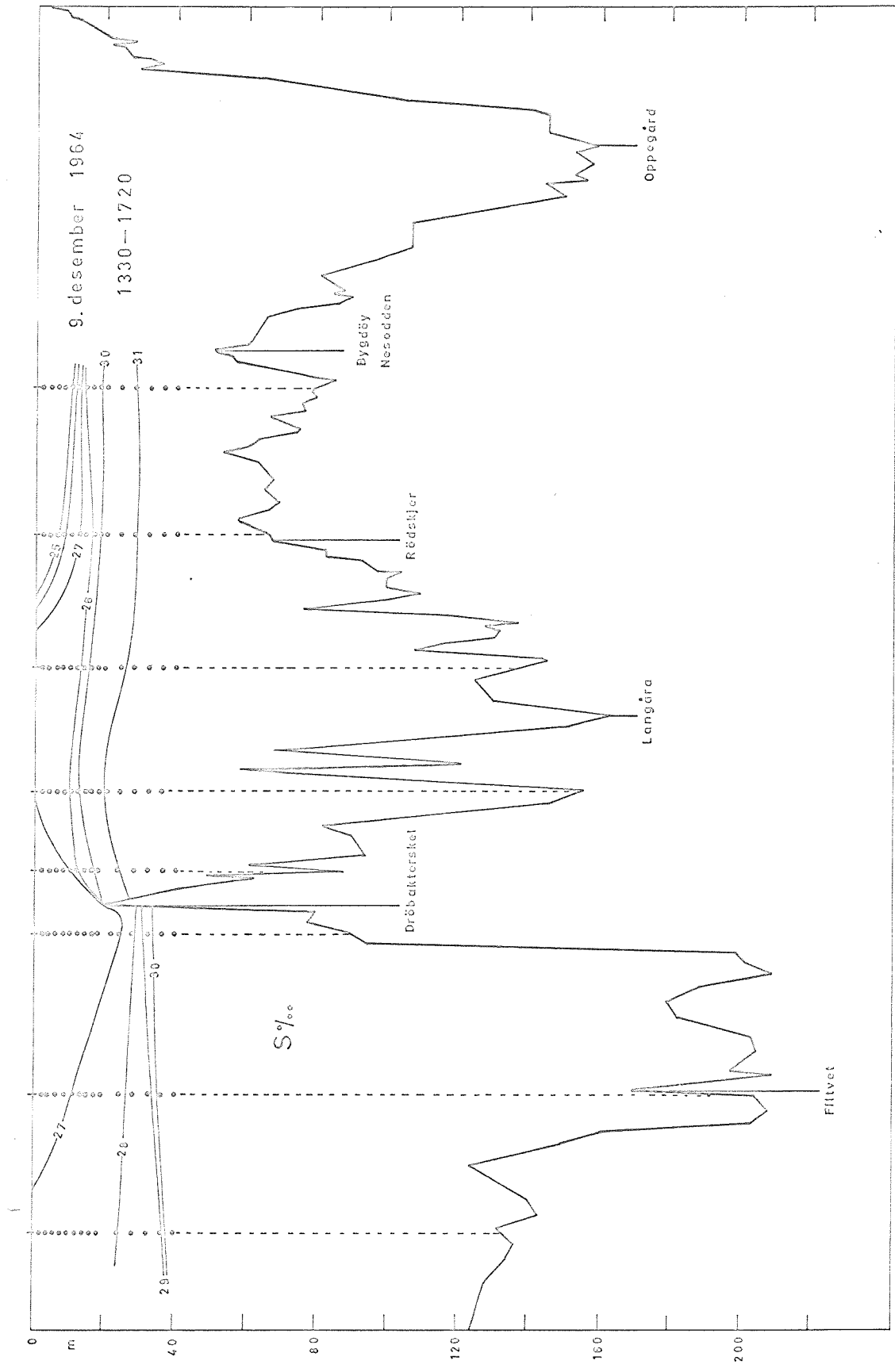


Fig. 17 Brakvannsjiktning i Vestfjorden om våren

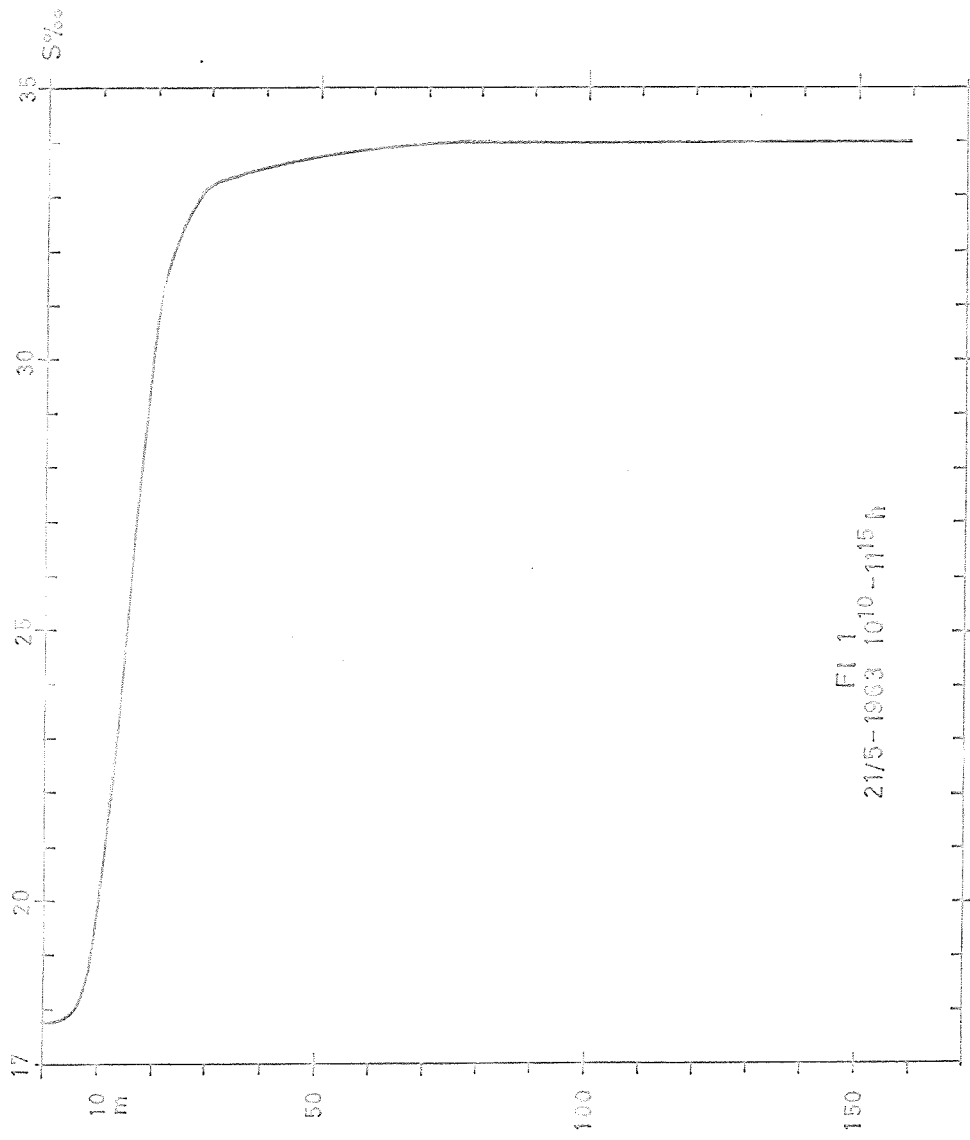


Fig. 18 Oksygenmaksimum i 25m nivået indikerer innflytning av vann til Bunnefjorden

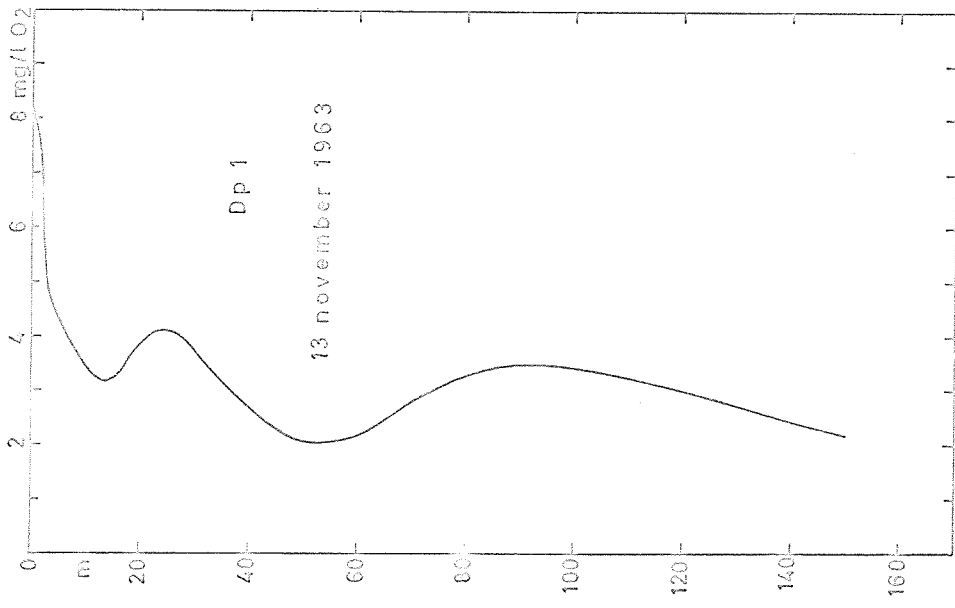


Fig.19 TS-diagram fra Bunnefjorden

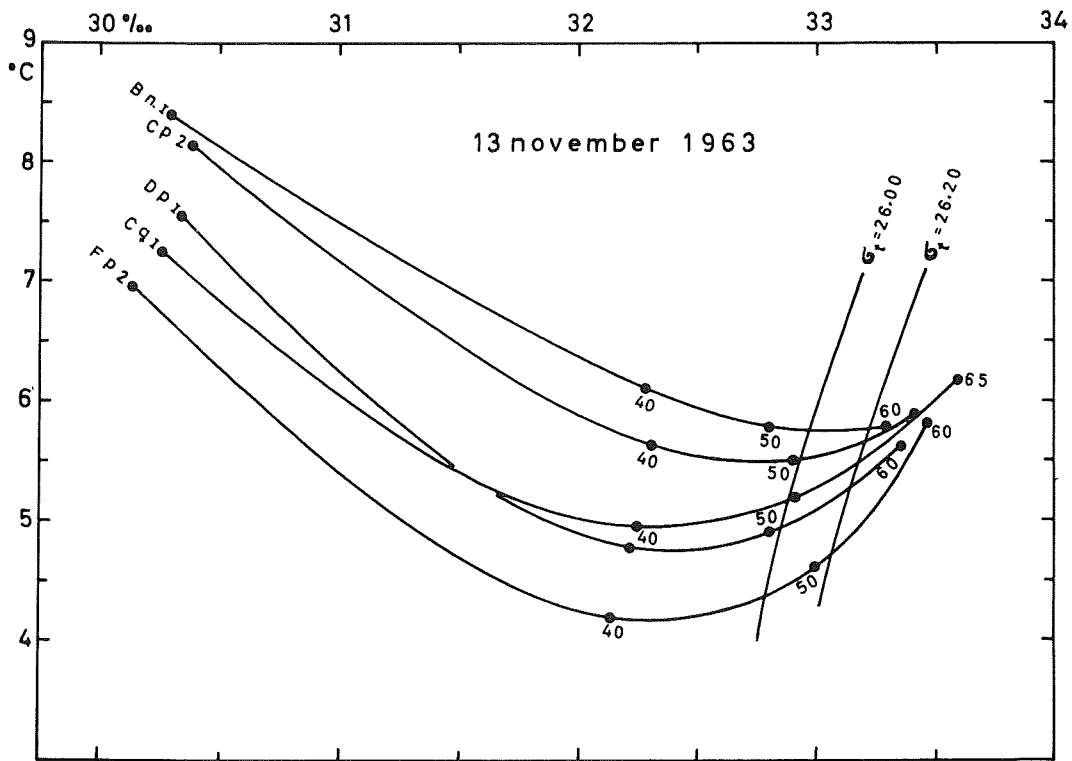


Fig.20 TS-diagram fra Vestfjorden

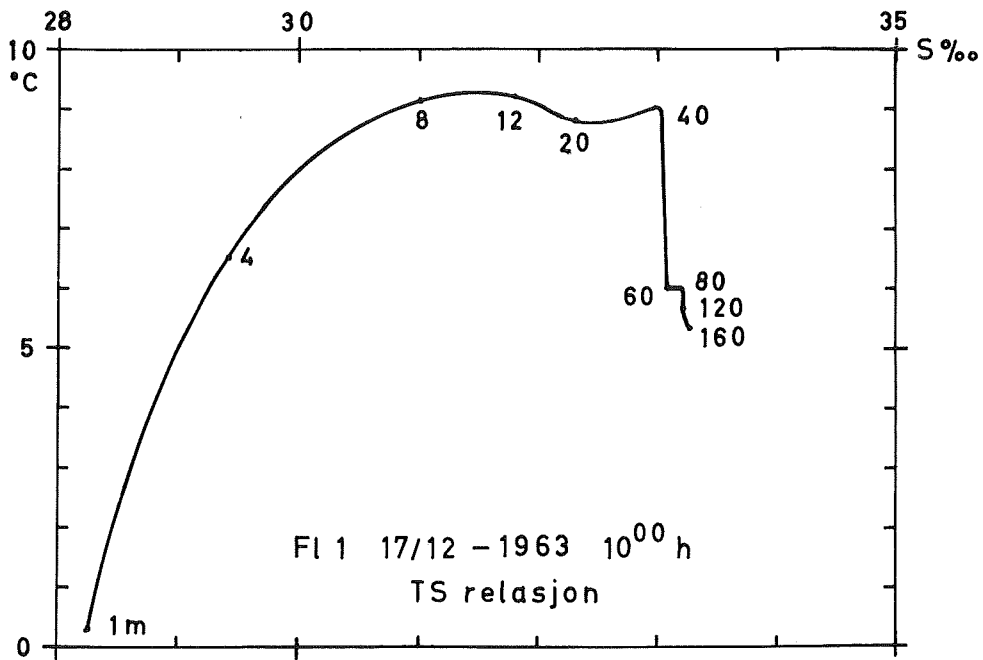


Fig.21a Ukemiddel av vindens N-S og Ö-V komponenter på Fornebu 1962-63
målt kl. 01, 07, 13, 19

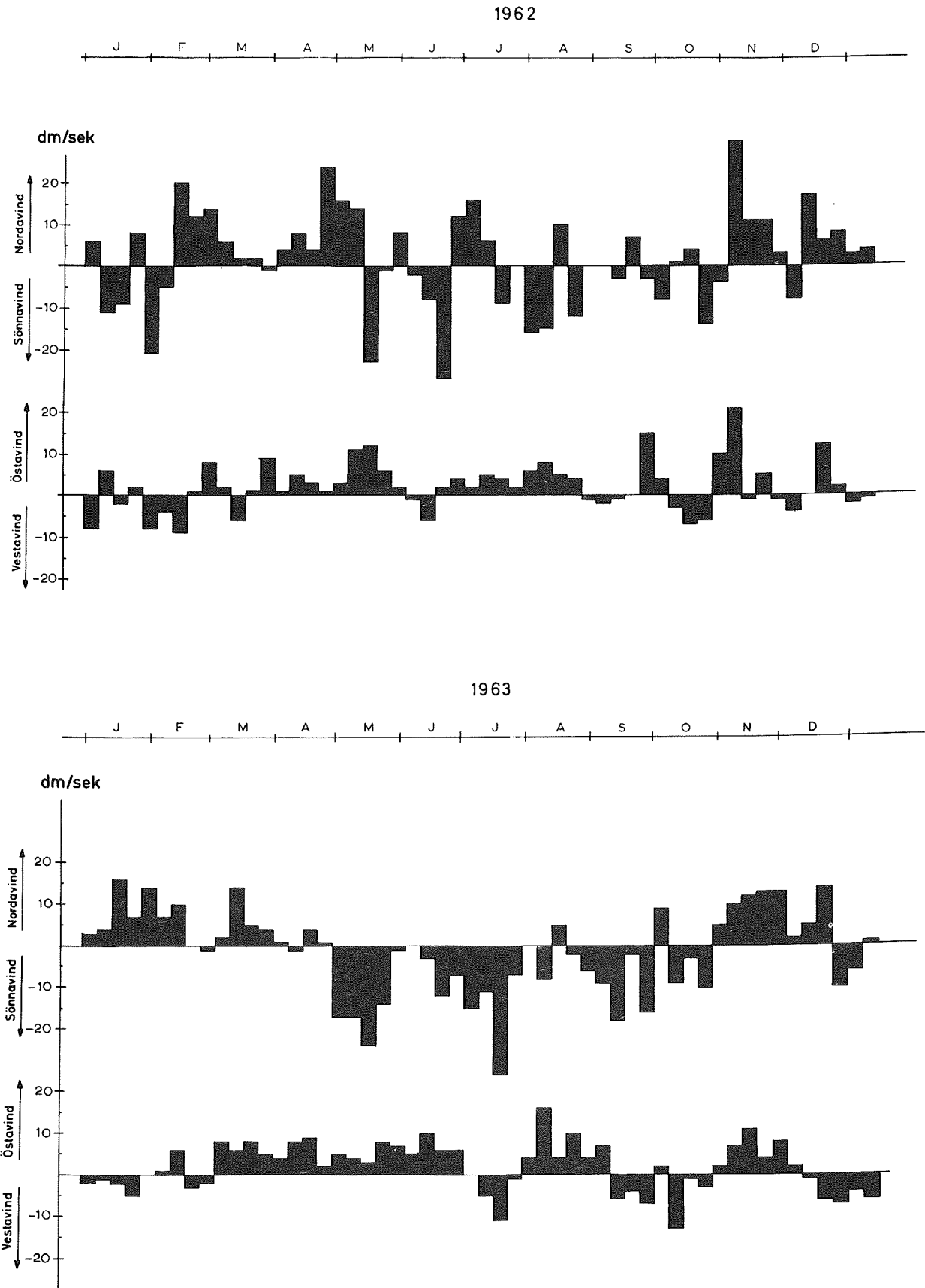
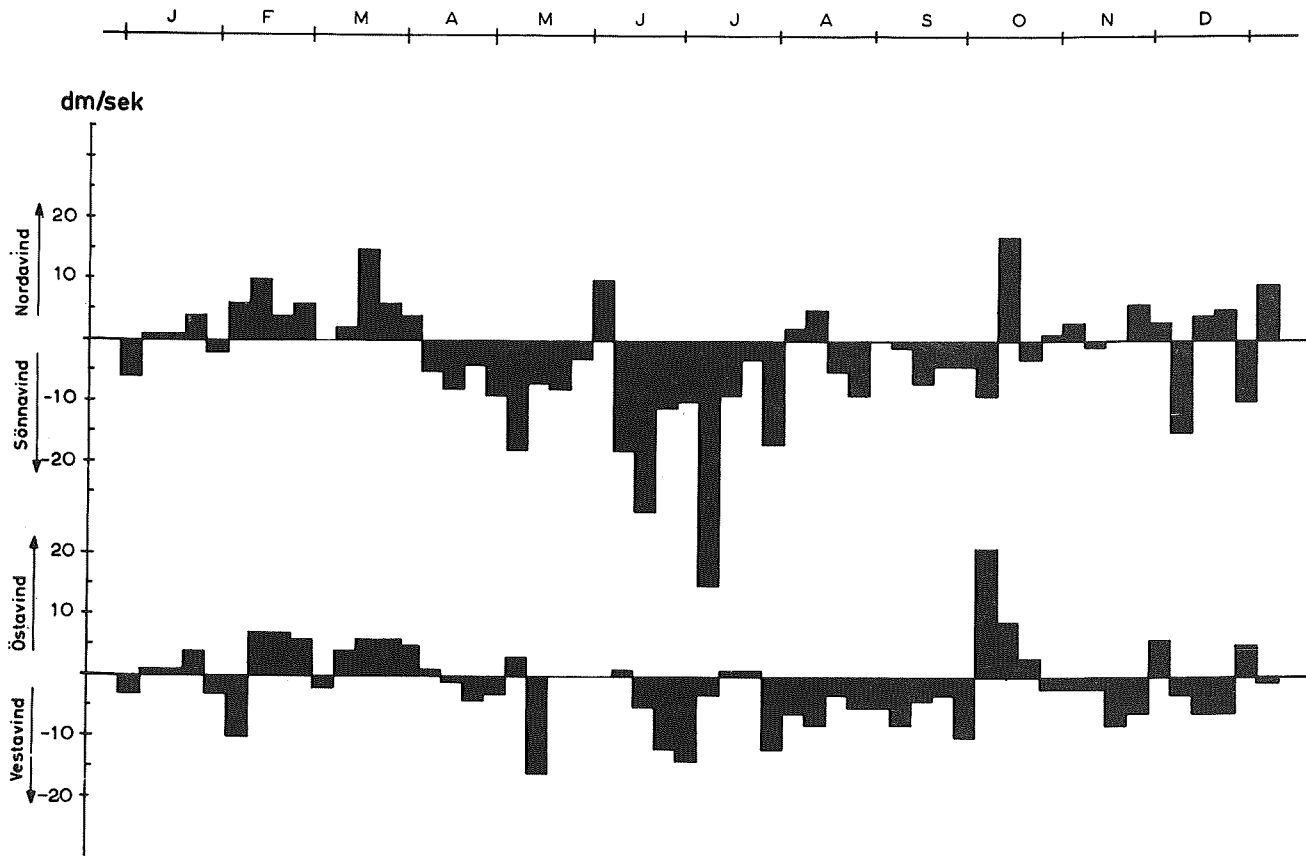


Fig.21b Ukemiddel av vindens N-S og Ö-V komponenter på Fornebu 1964-65
målt kl. 01, 07, 13, 19

1964



1965

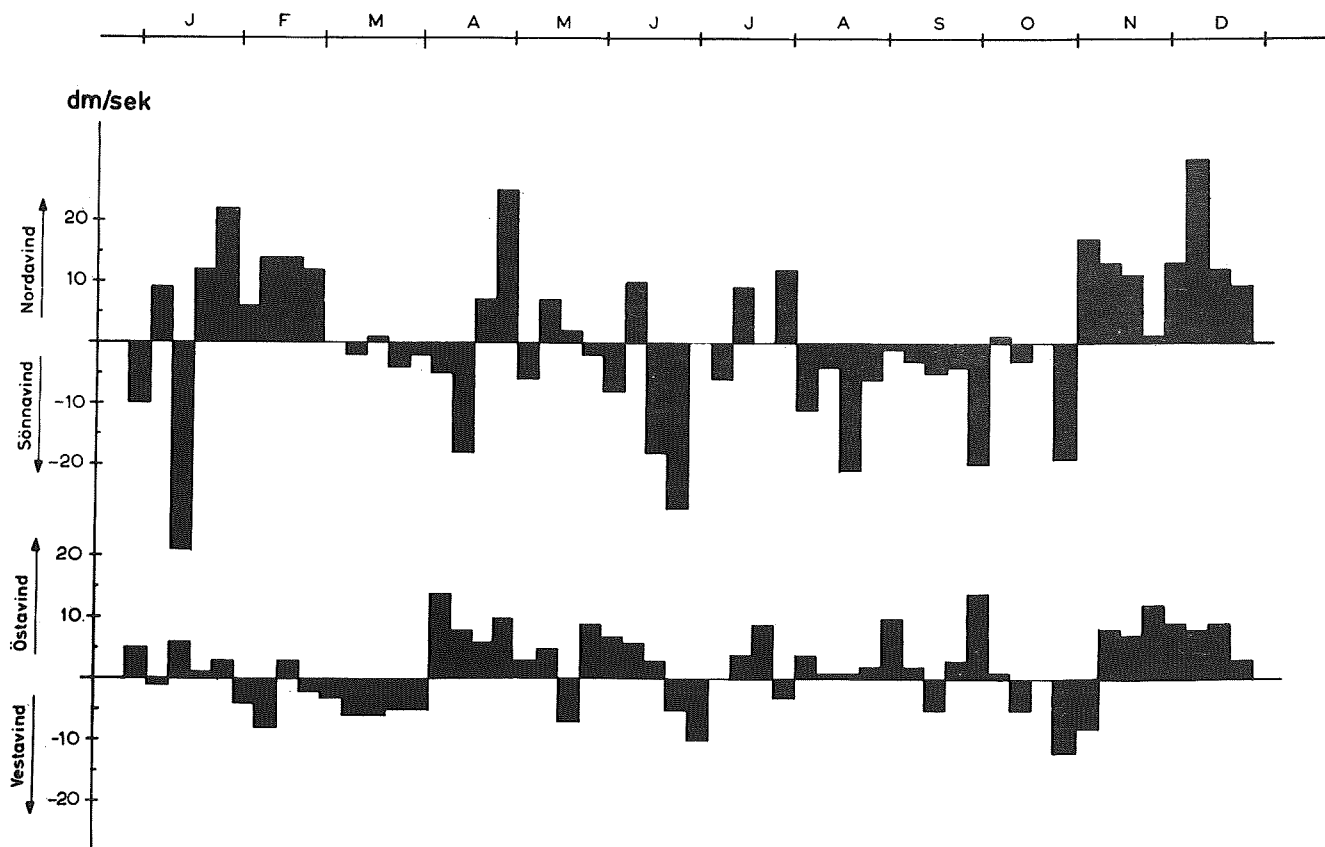


Fig. 22 Temperaturprofil fra Vestfjorden

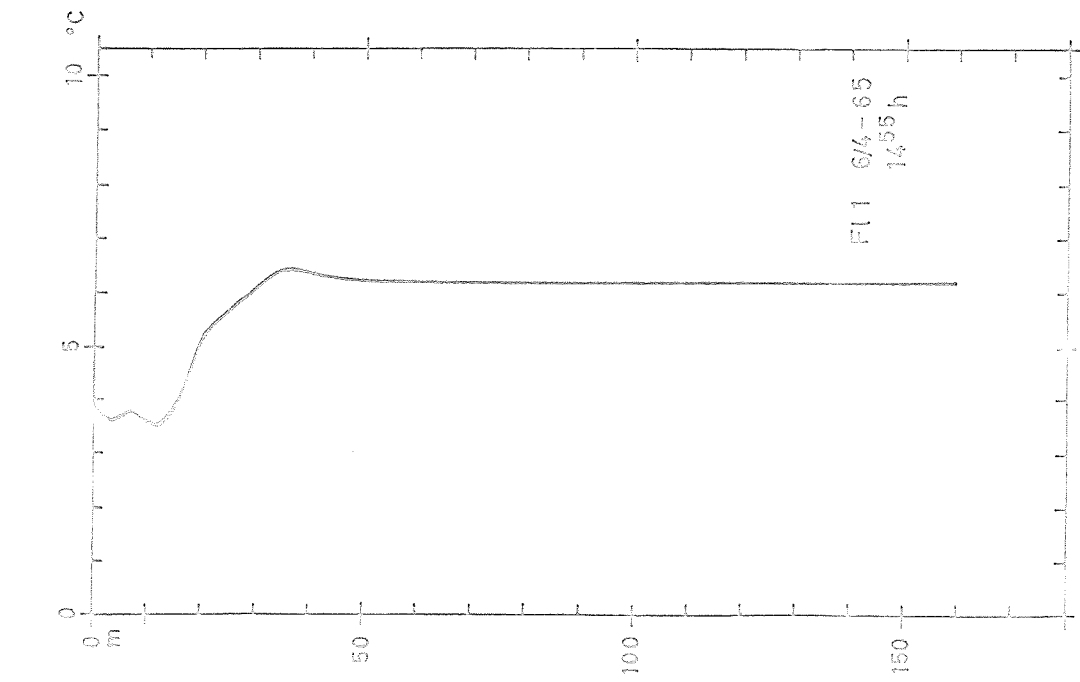


Fig. 23 Den hydrografiske sjiktning juni 1965. Vestfjorden

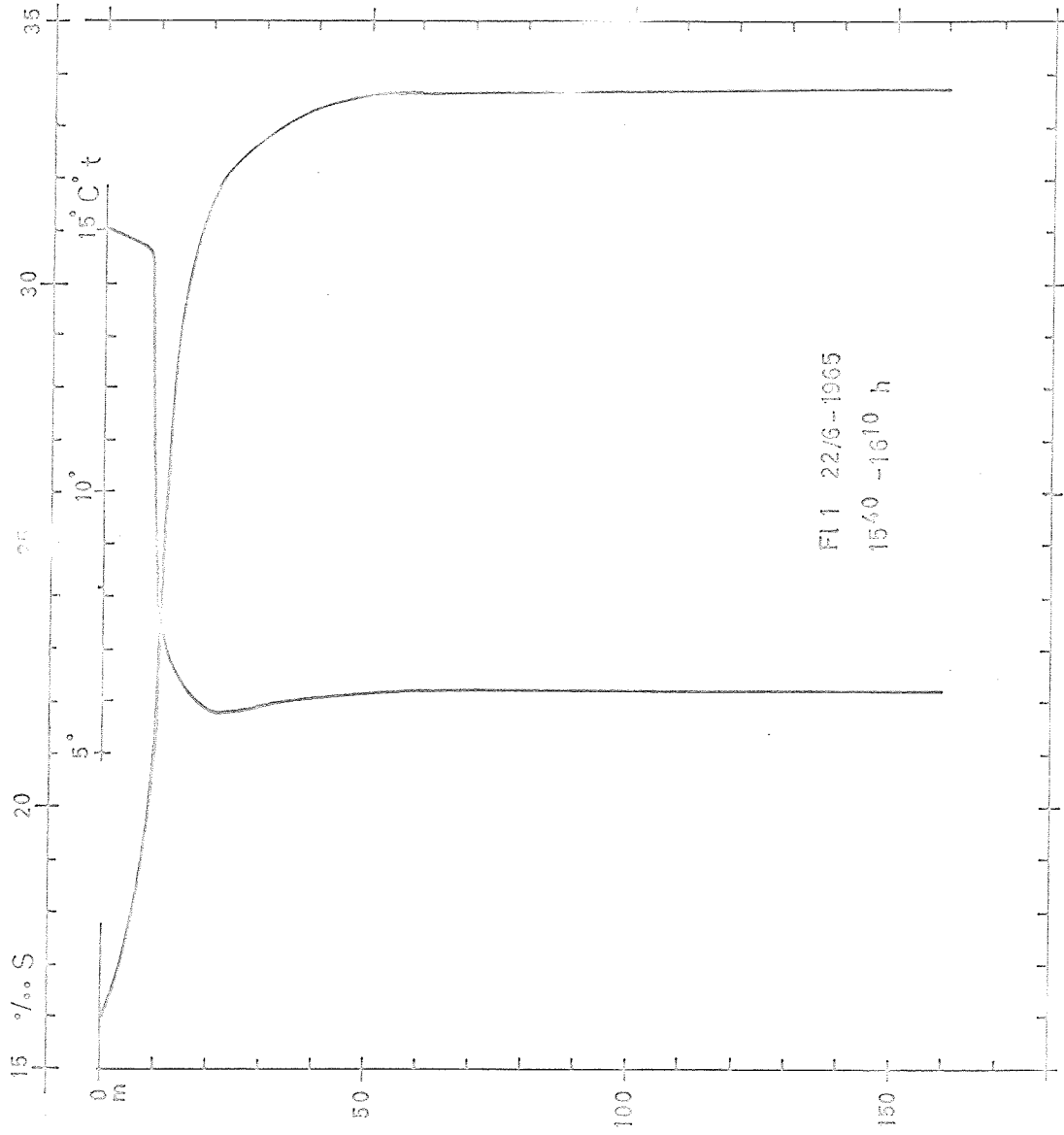
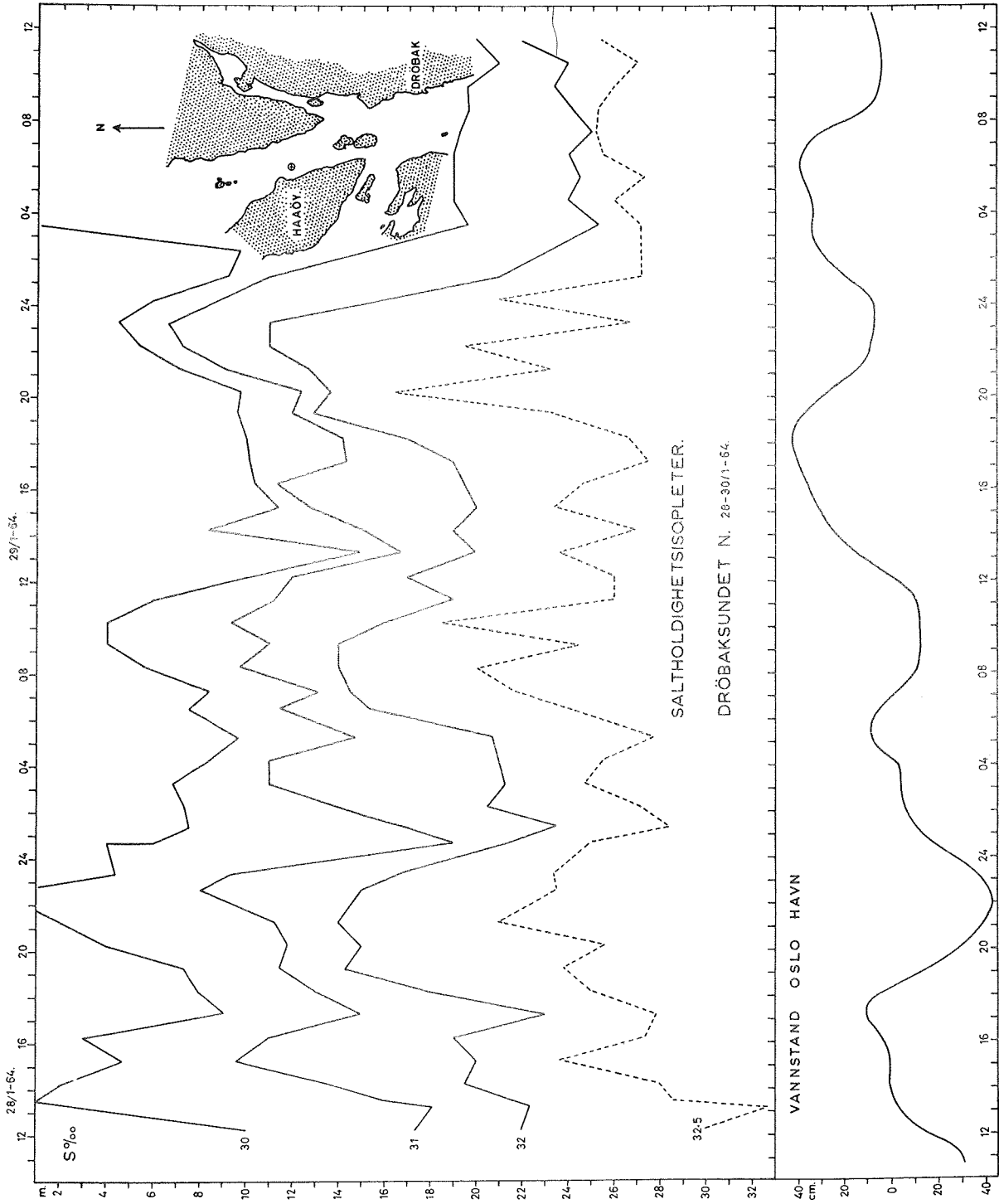


Fig. 24



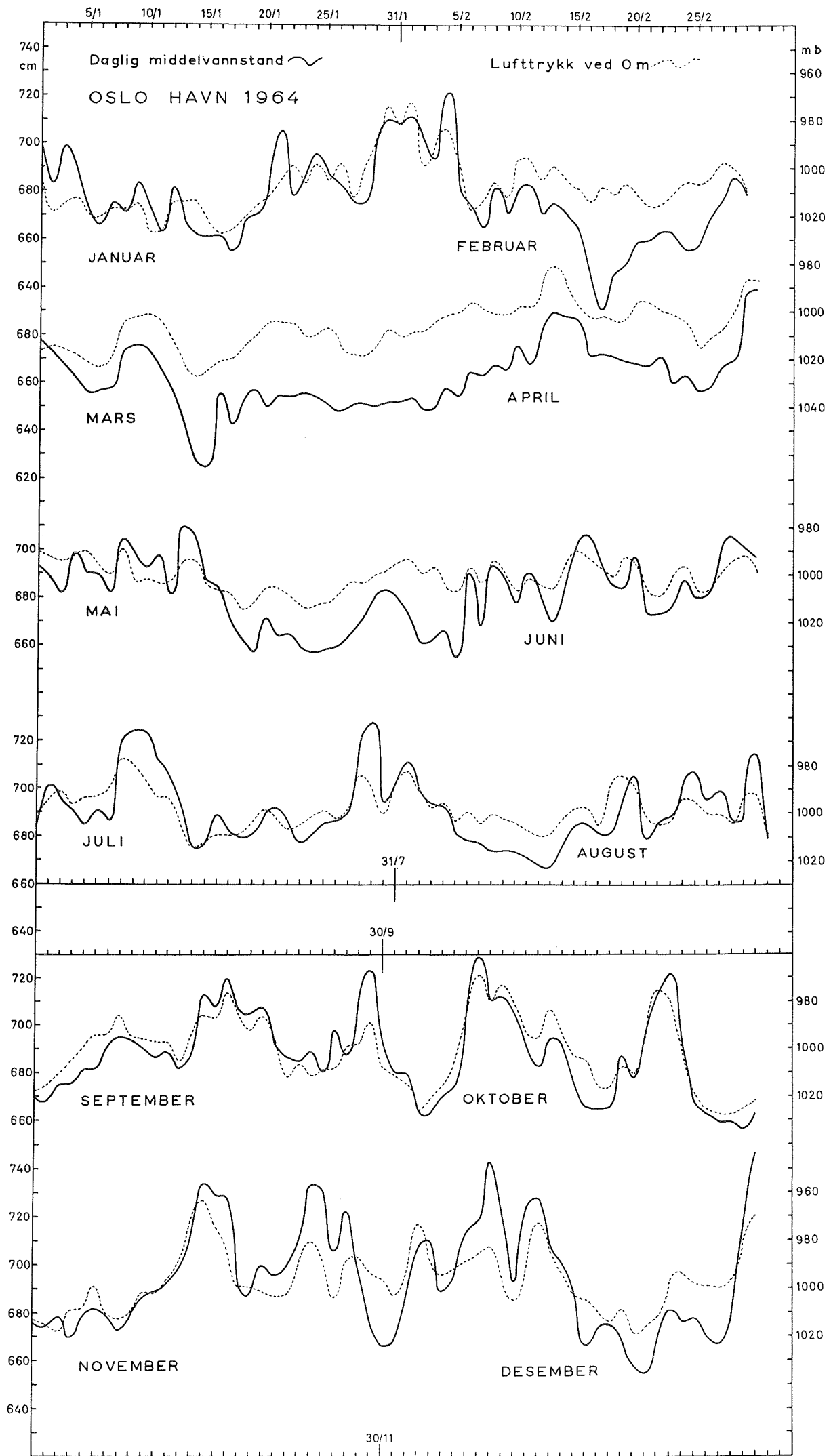


Fig. 26 Energispektra for vannstand og lufttrykk

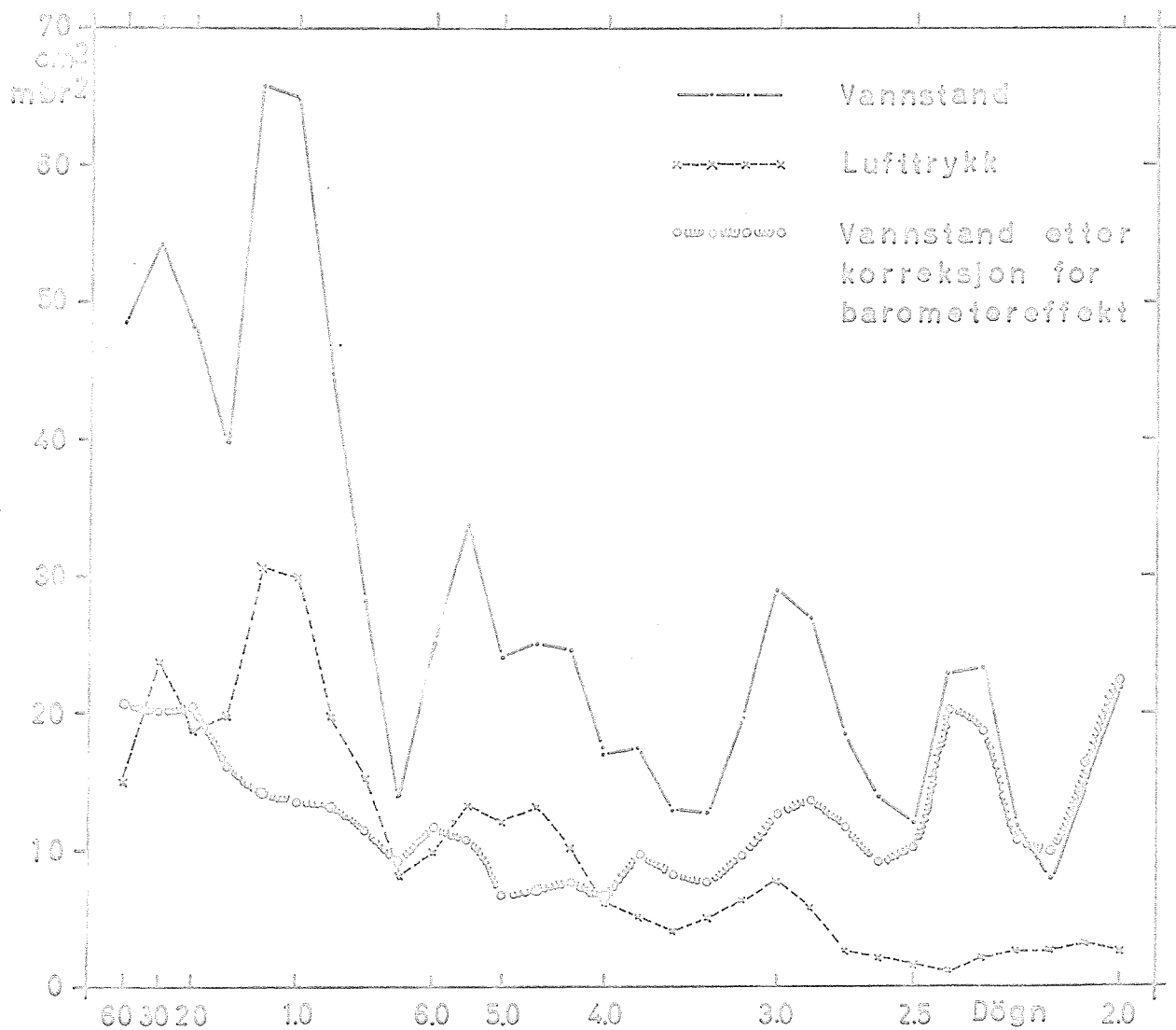


Fig. 27 Saltaldighetsfordeling etter tre dager med nordlig frisk bris til liten kuling

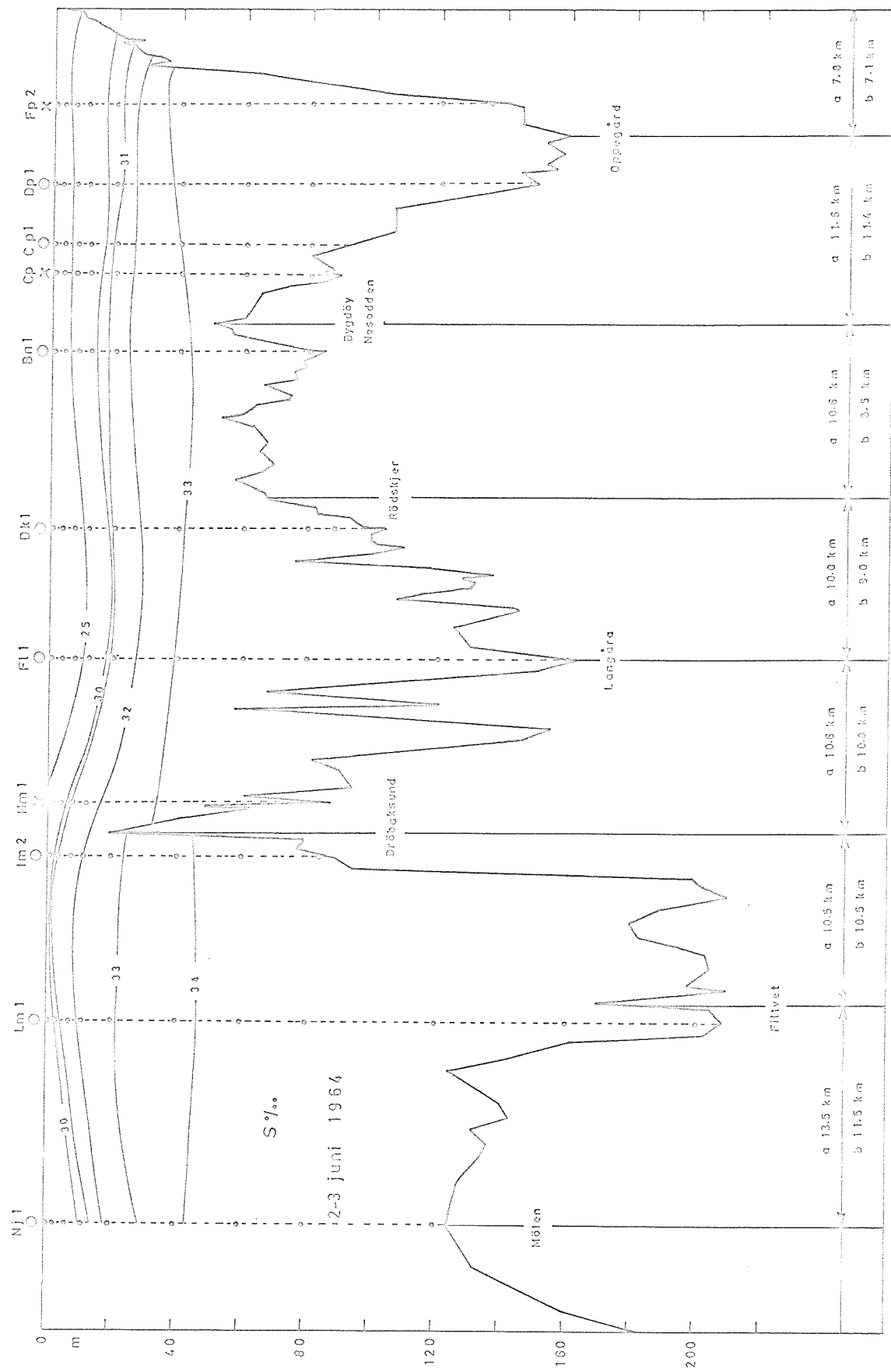


Fig. 28 Saltholdighetsfordeling etter tre dager med sørlig frisk bris

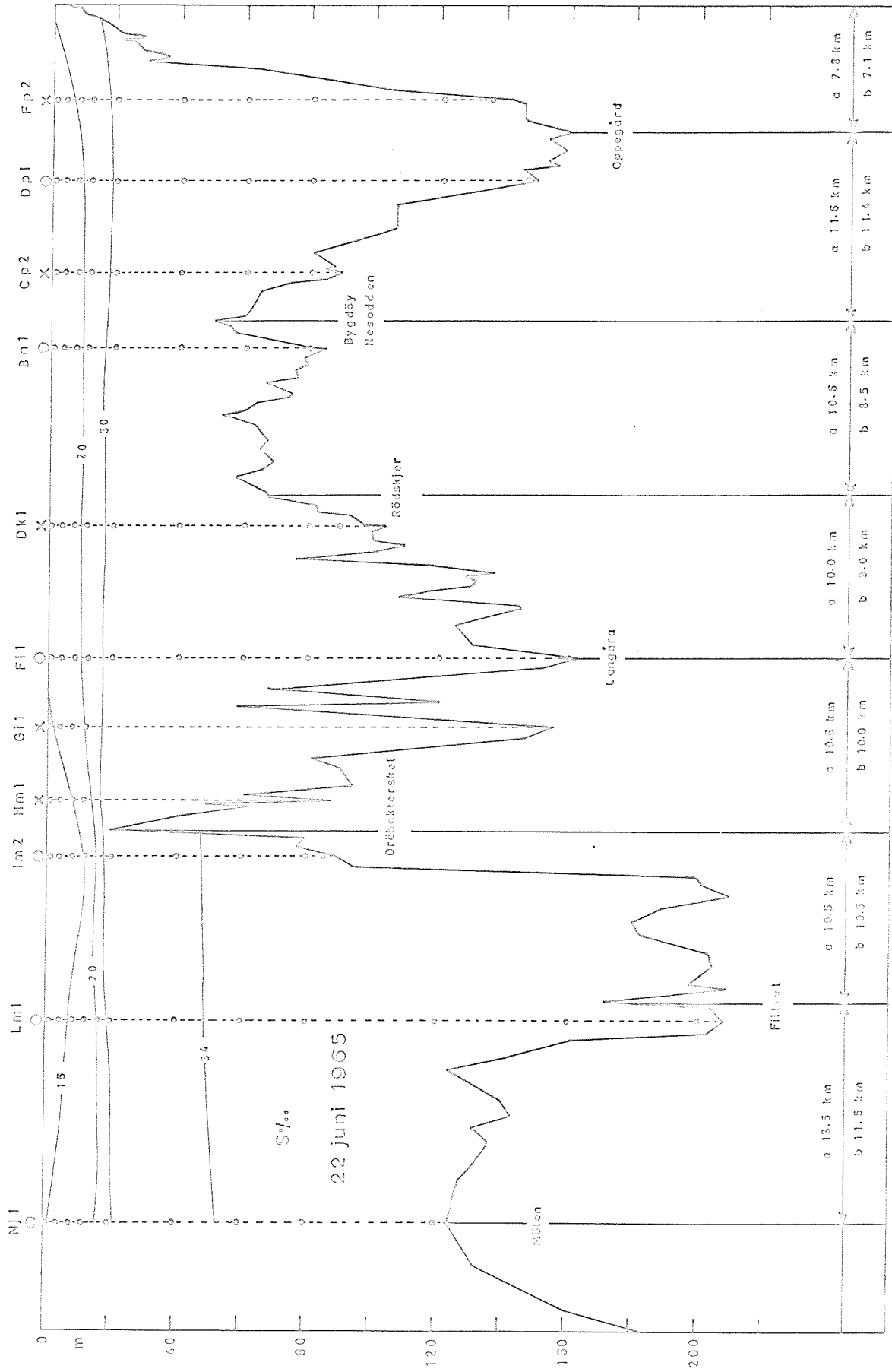


Fig. 29 "Bladstrømmer" i Vestfjorden (Narsnes)

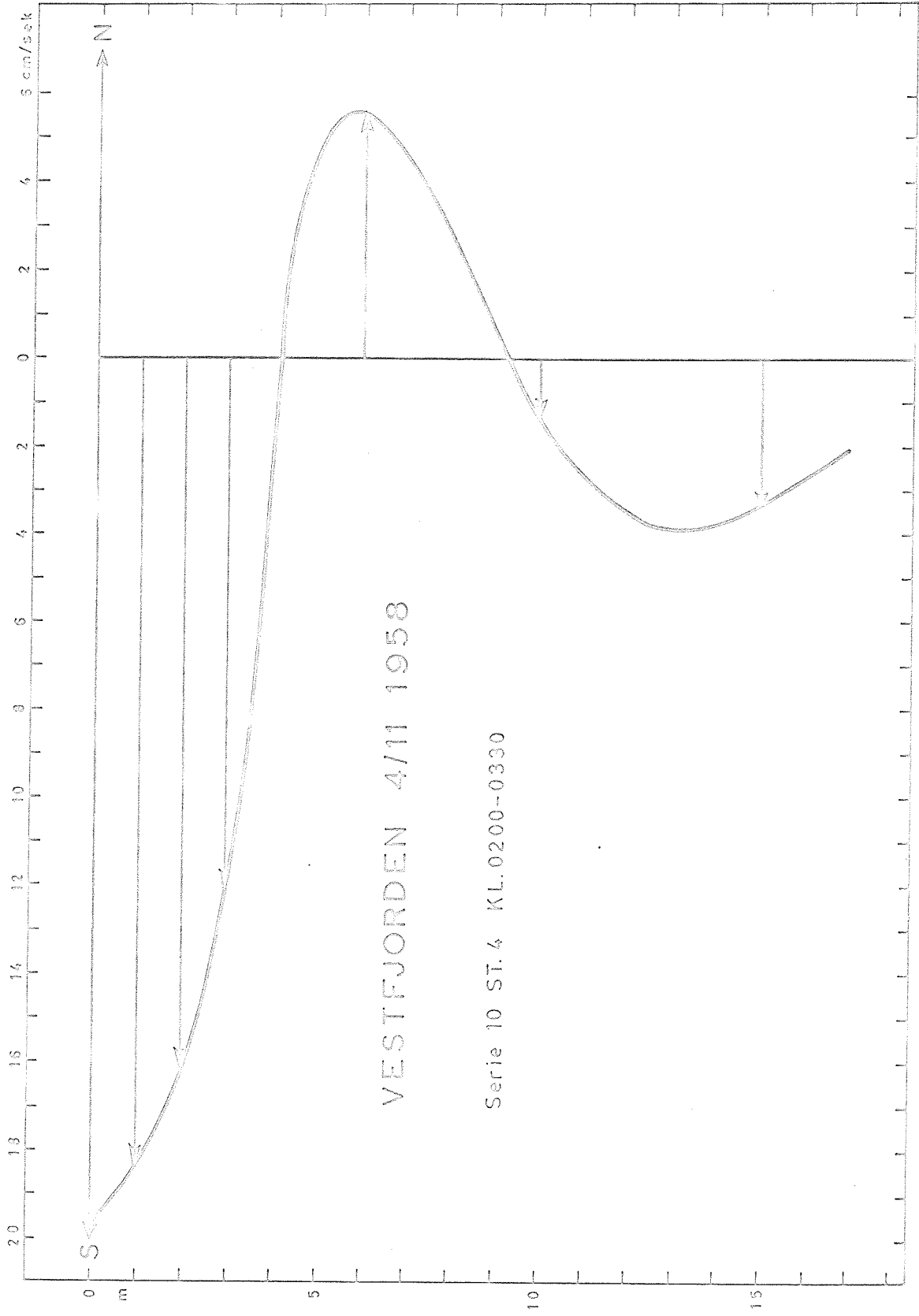


Fig. 30 Teoretisk strömprofil i Dröbaksundet ved stö vind av 1m/sek.

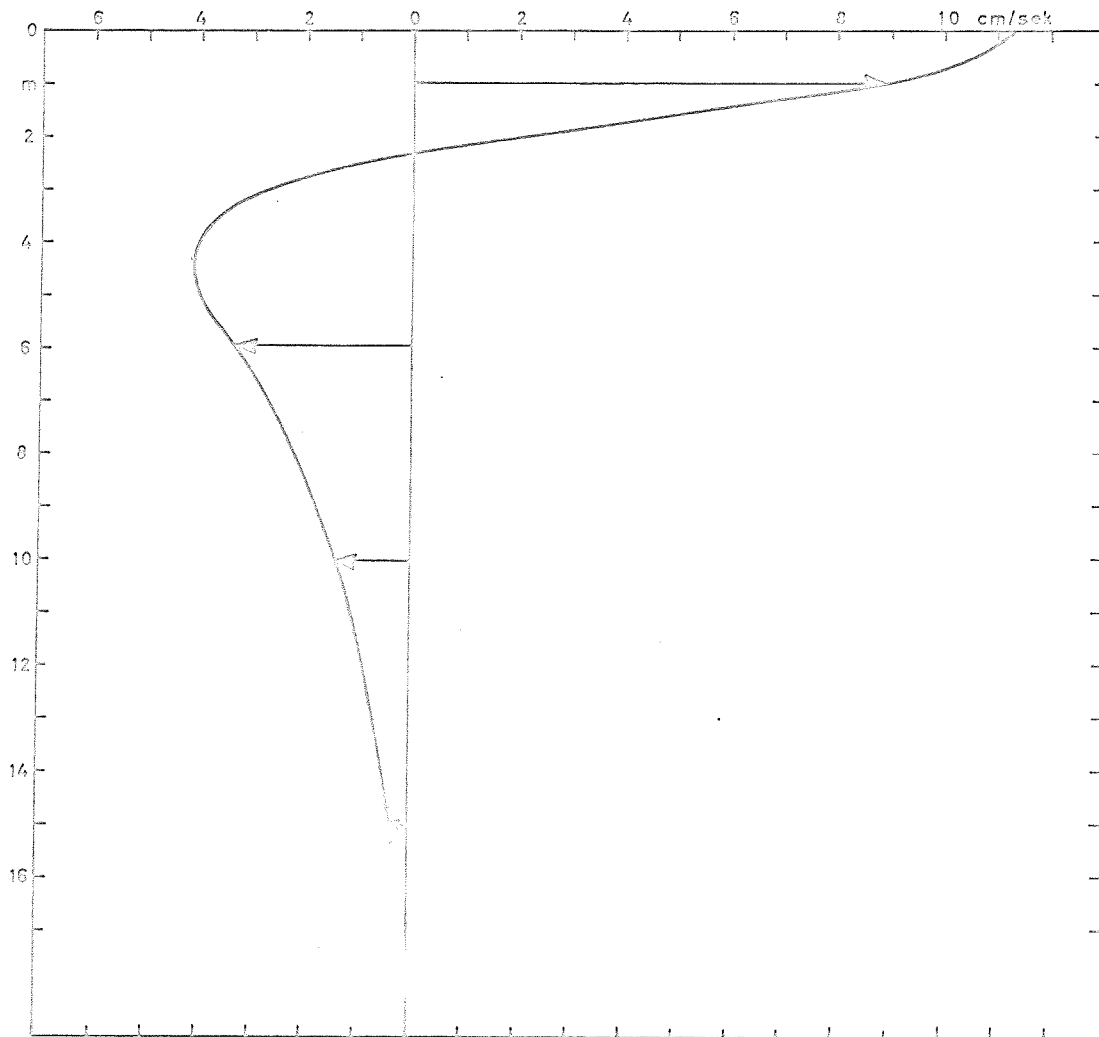


Fig.31 Teoretisk ström i Dröbakundet ved en varierende vind

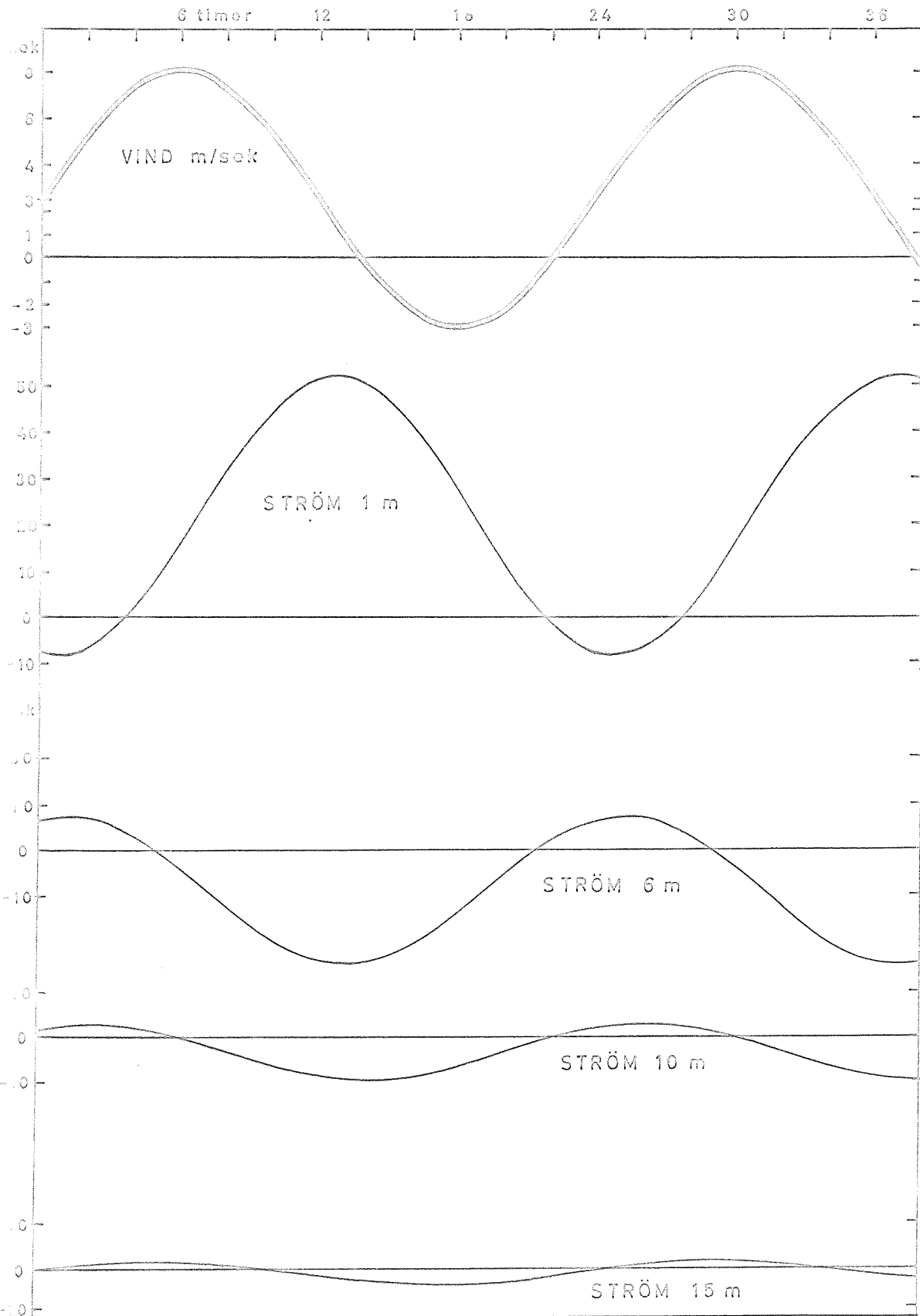


Fig. 32 Midlere månedsverdier for ferskvannstilrenningen

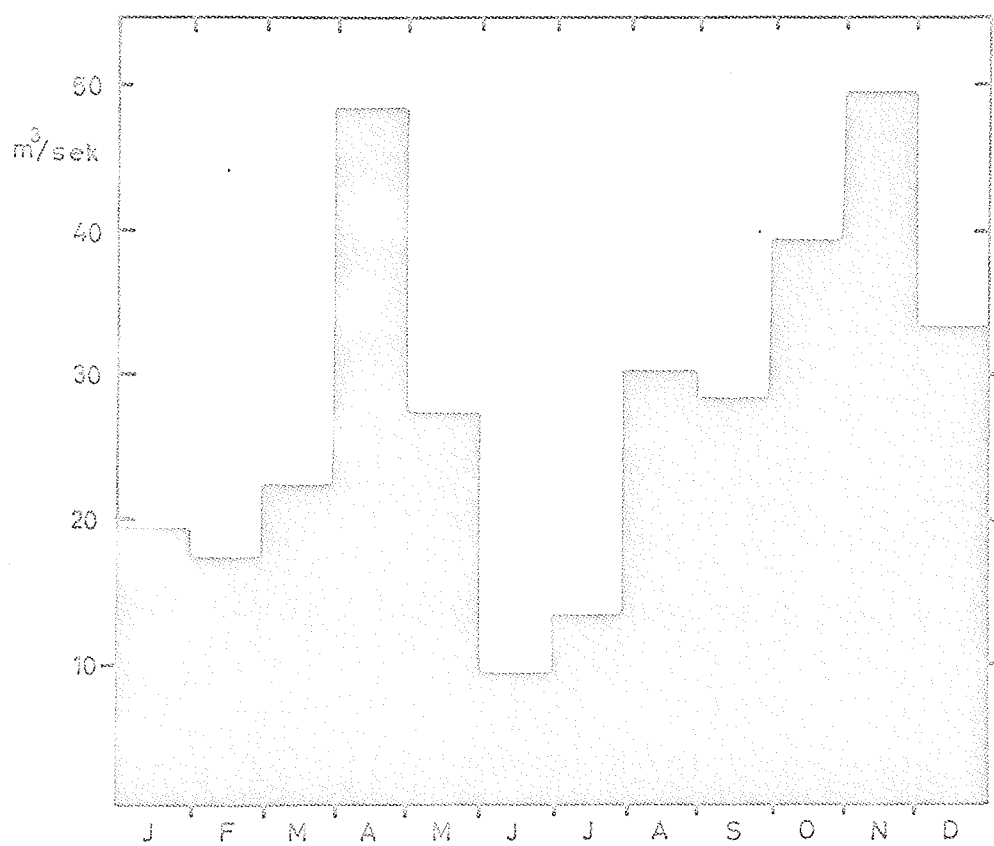


Fig.33 Hyppighetsfordeling av nedbör i Osloområdet

ST. BJÖRNHOLI 1900-1960

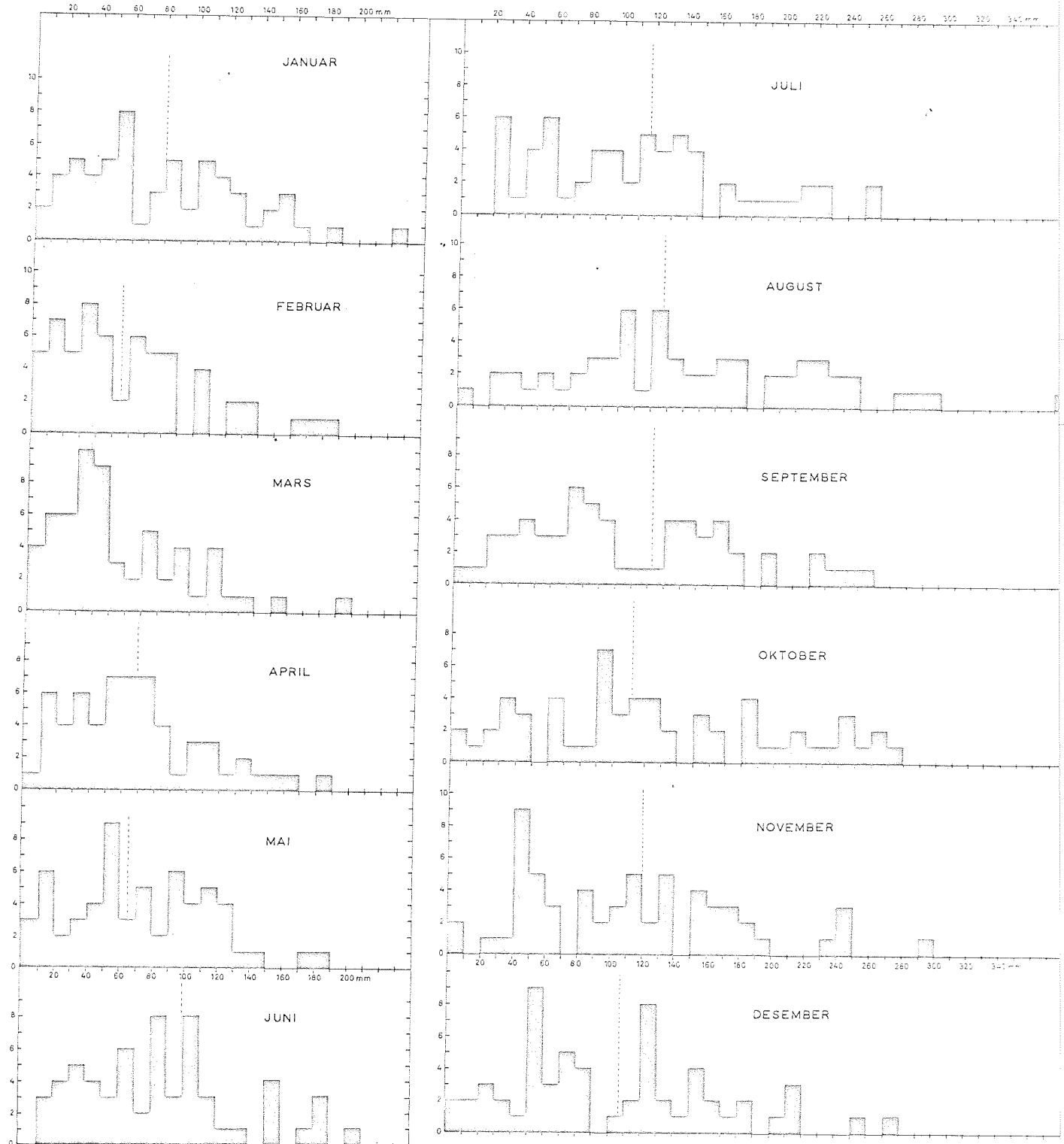


Fig.34 Hyppighetsfordeling av nedbör i Osloområdet

ST. KAMPEN 1900-1960

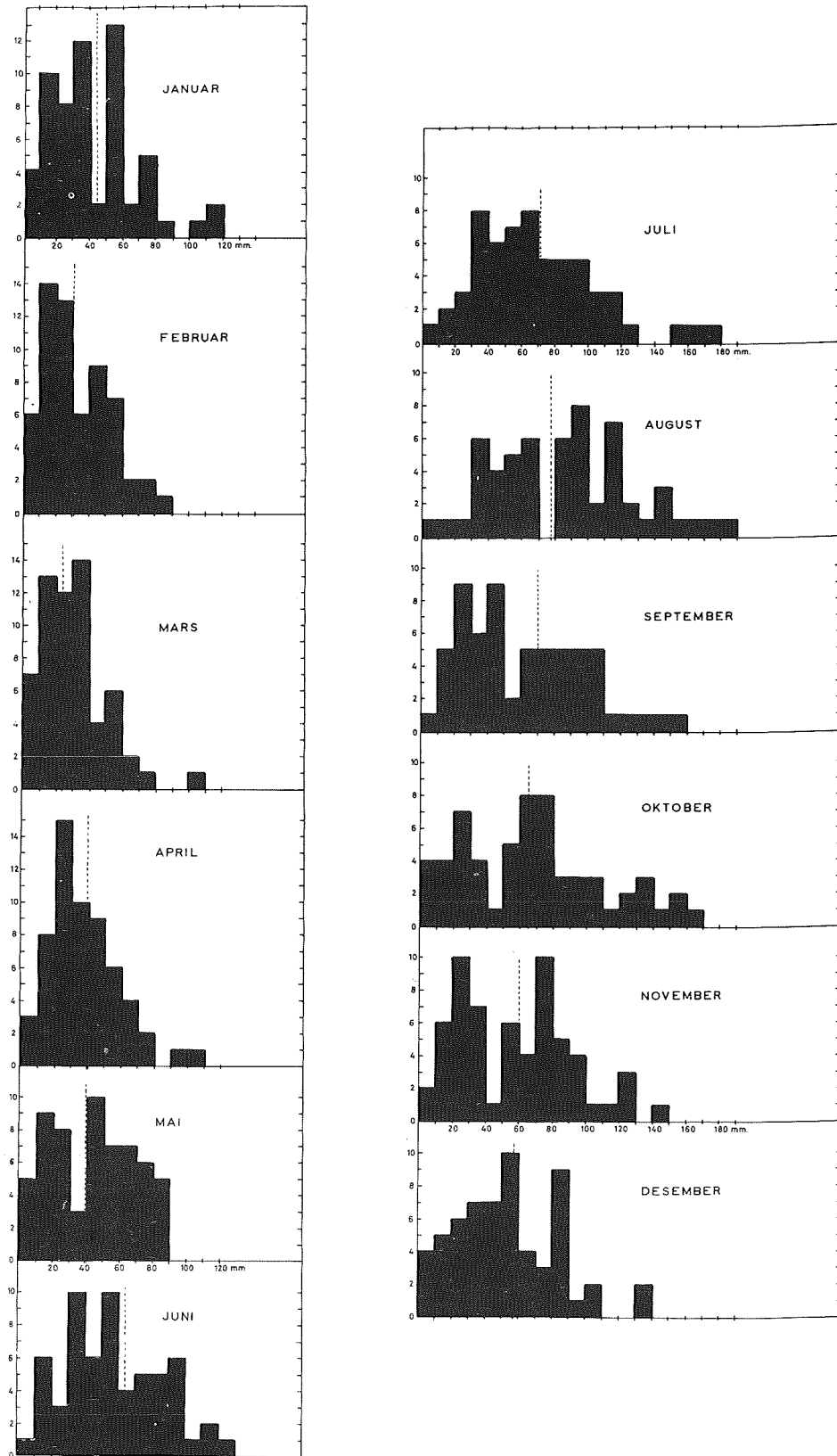


Fig.35 Hyppighetsfordeling av nederbörd i Ostloområdet

ST. HURUM 1911-1960

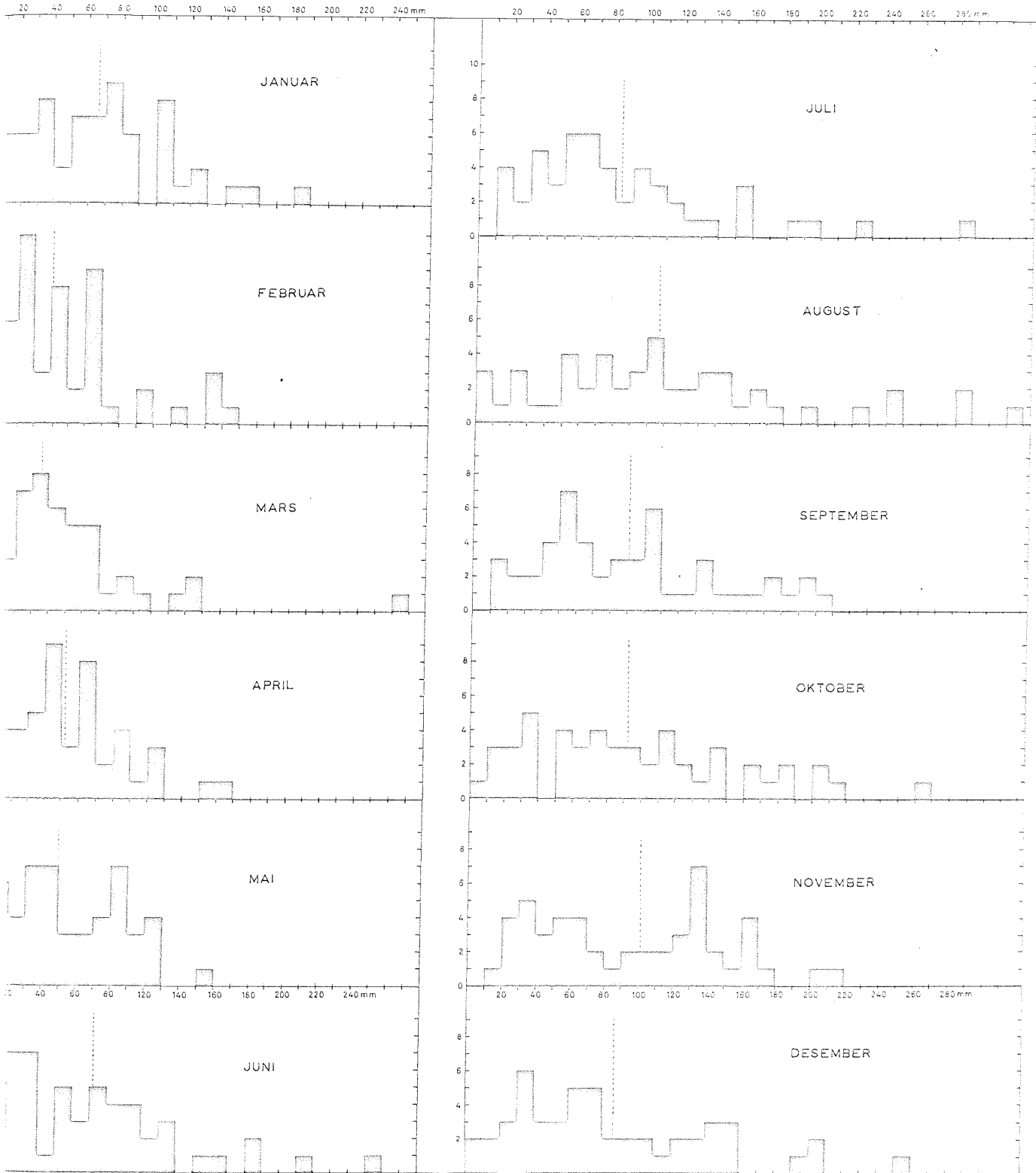


Fig. 36 Tidsvariasjonen av saltholdighet, temperatur og oksygen for forskjellige dyp i Breiangen

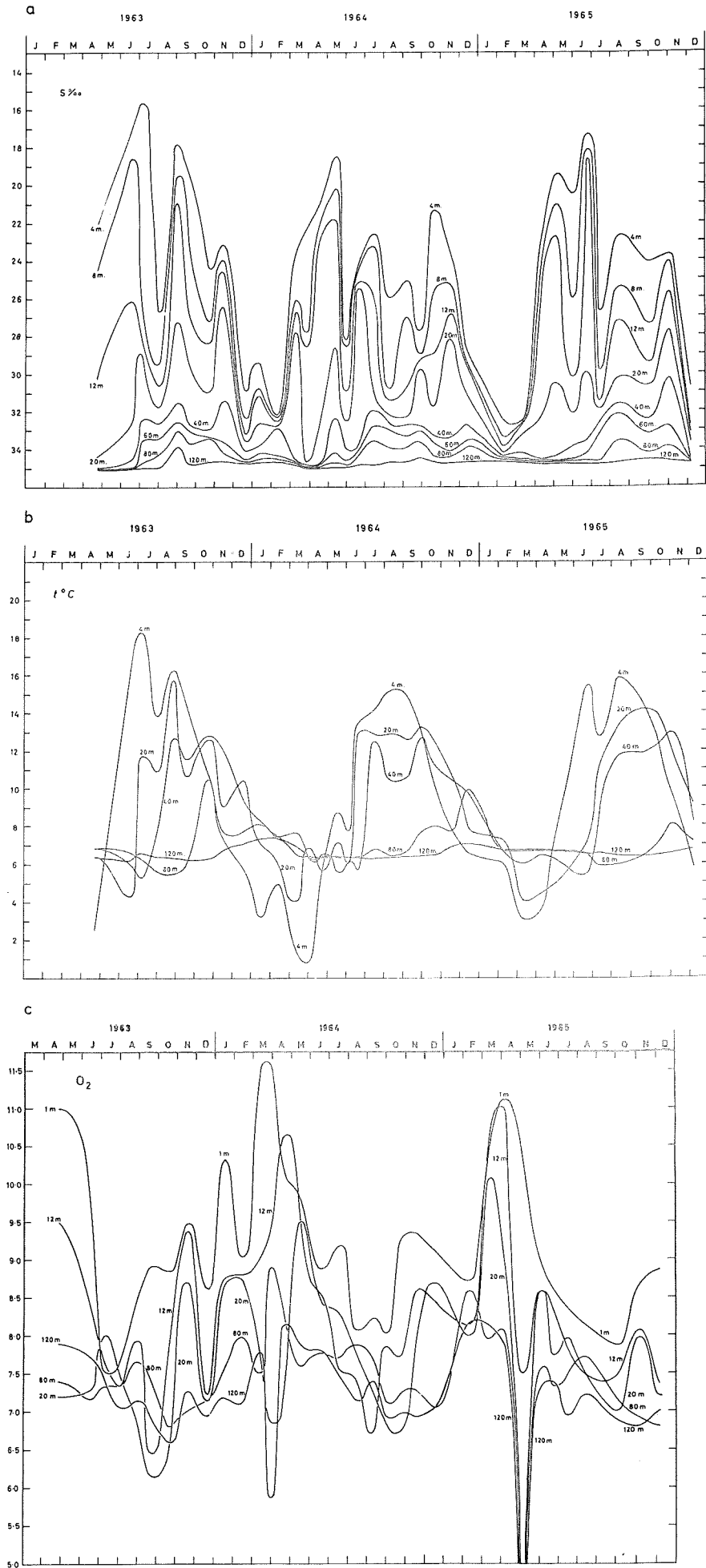


Fig. 37 Tidsvariasjonen av saltholdighet og temperatur for forskjellige dyp i Vestfjorden

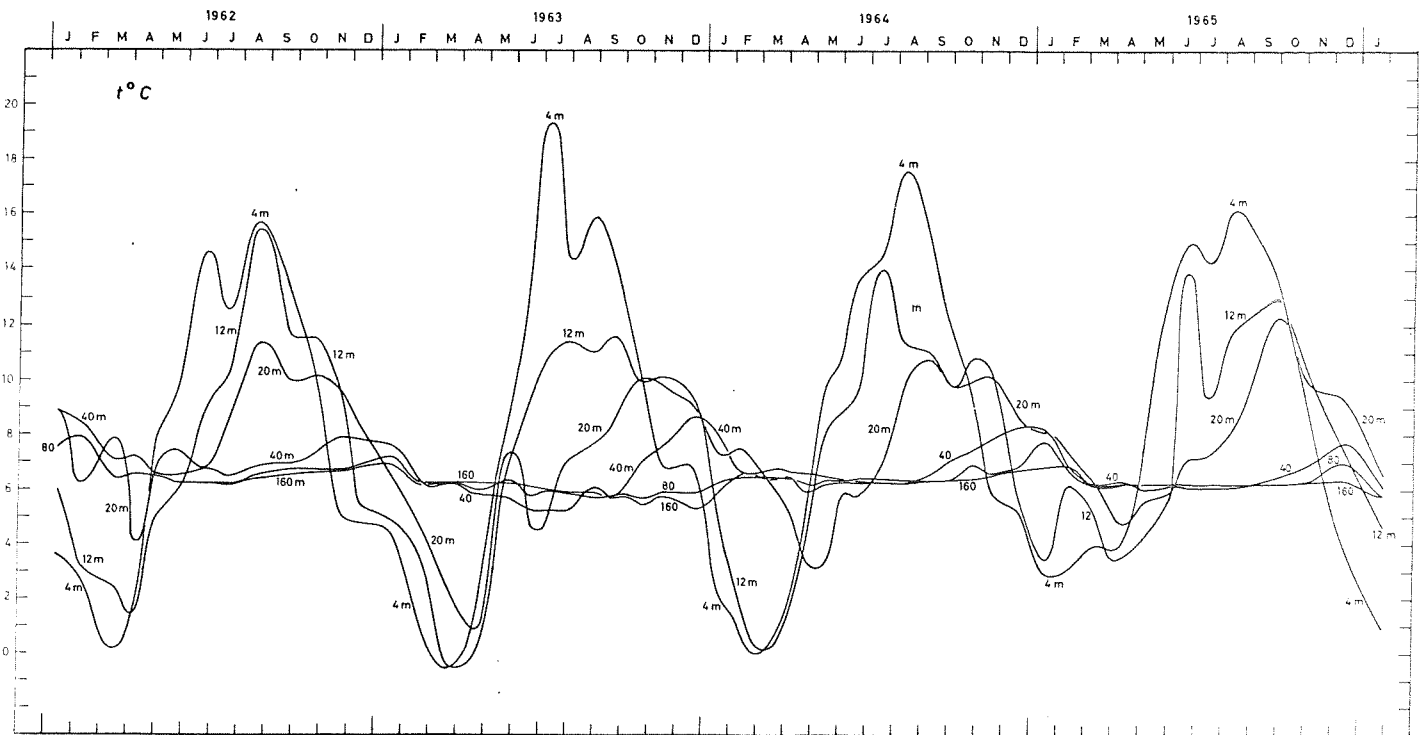
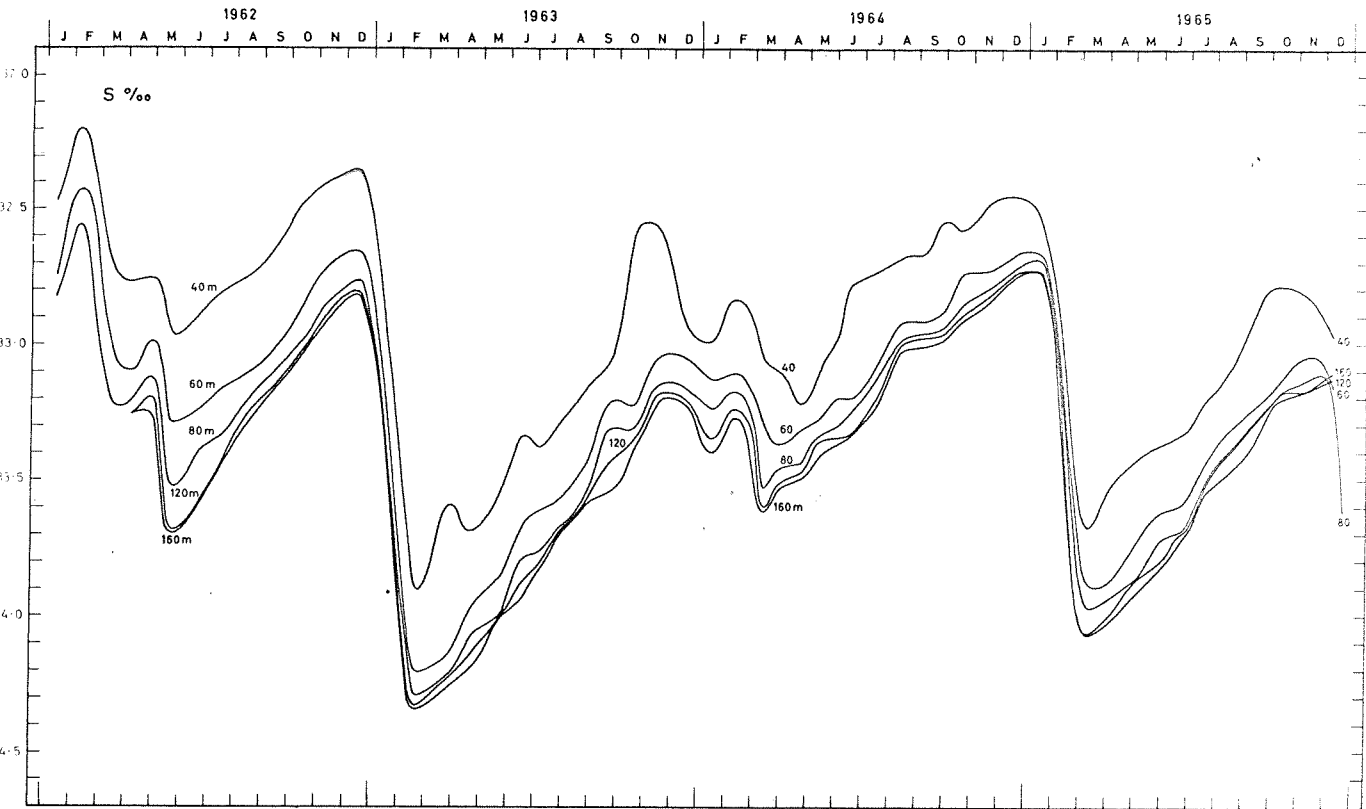


Fig. 38 Hevningsdiagram for Vestfjorden

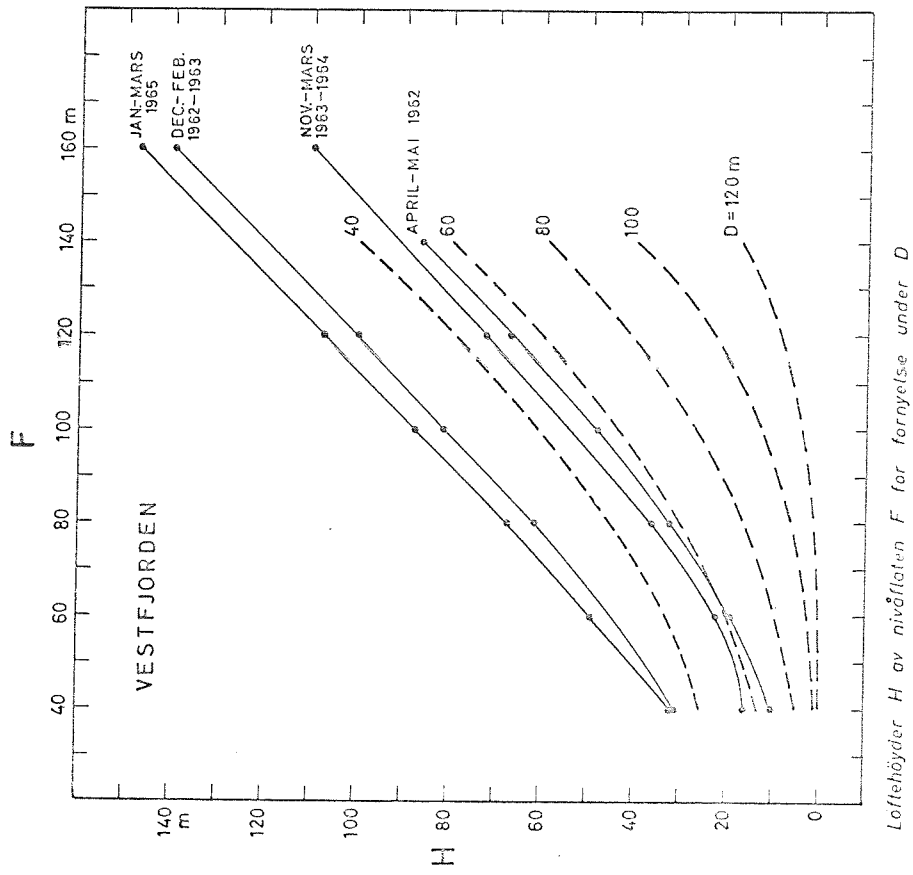


Fig. 39 Hevningsdiagram for Bunnefjorden

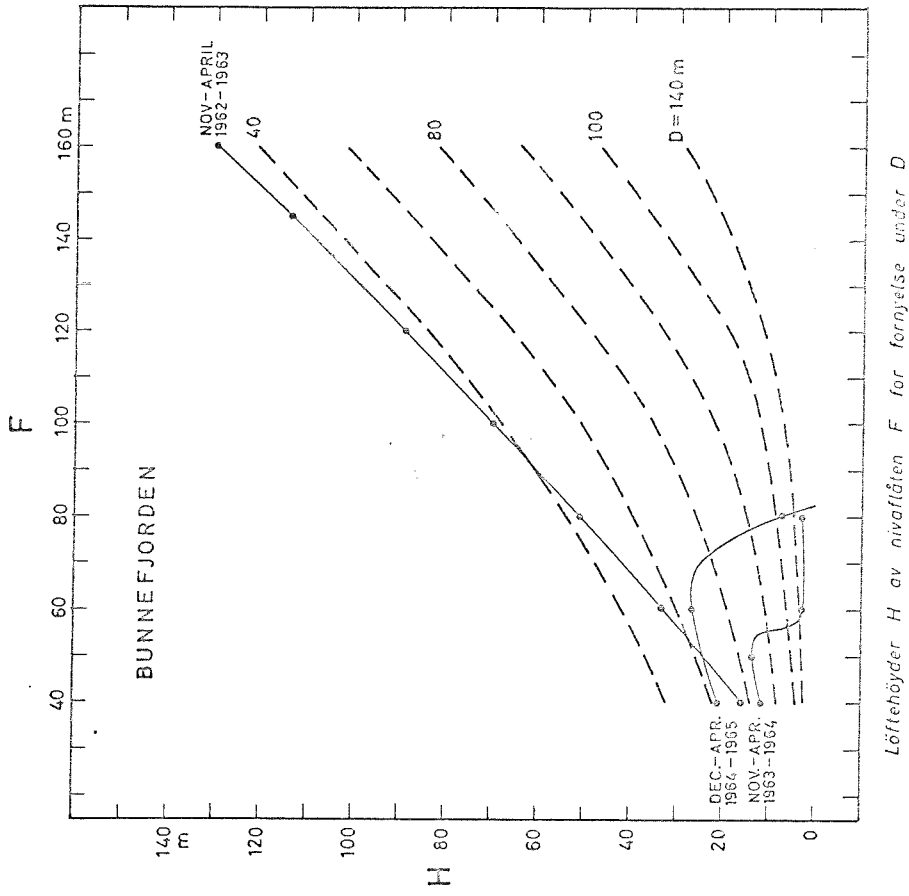


Fig.40 Tidsvariasjon av saltholdighet og temperatur for forskjellige dyp i Bunnefjorden

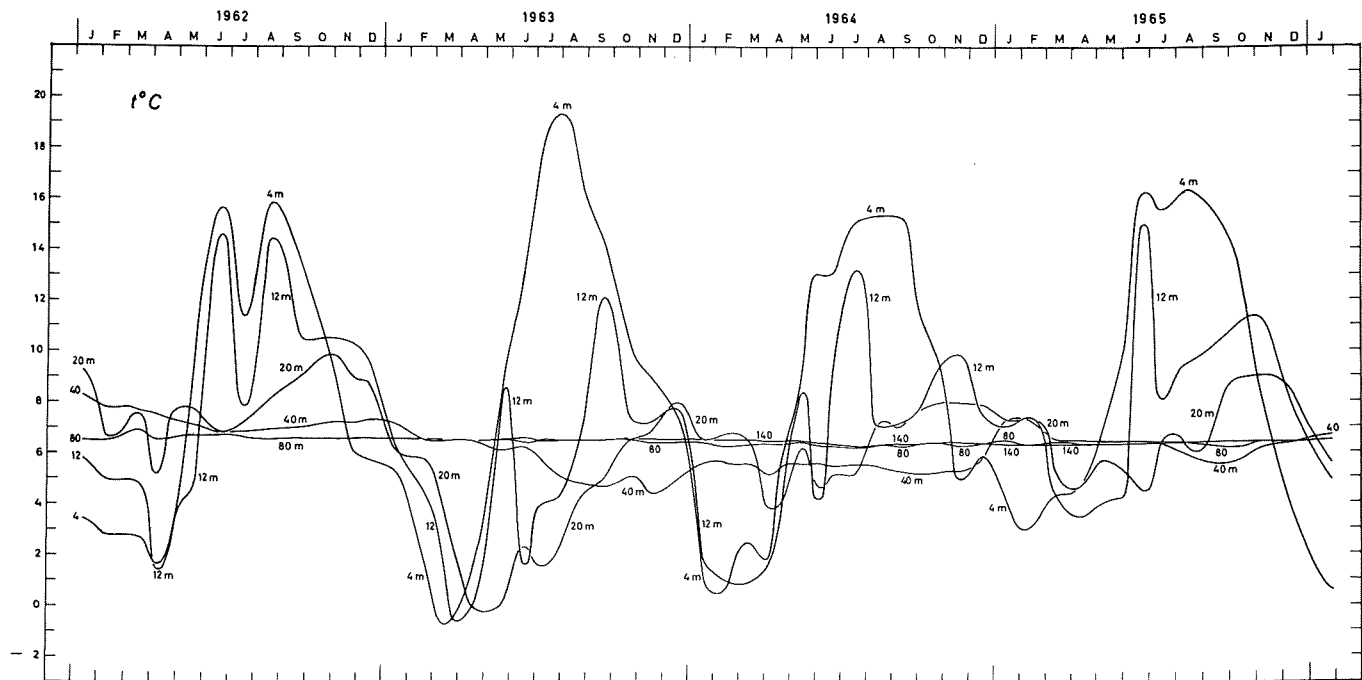
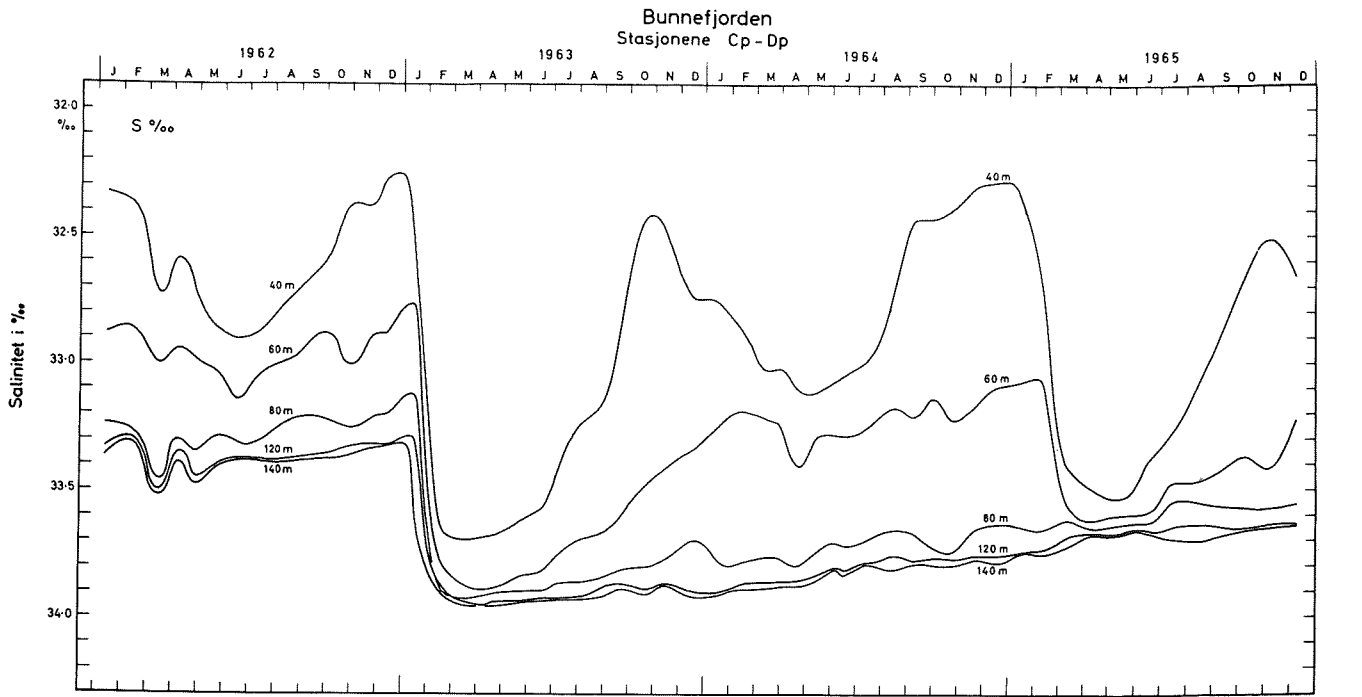


Fig.42 Saltholdighetsfordeling under dybvannsströmningen 1963

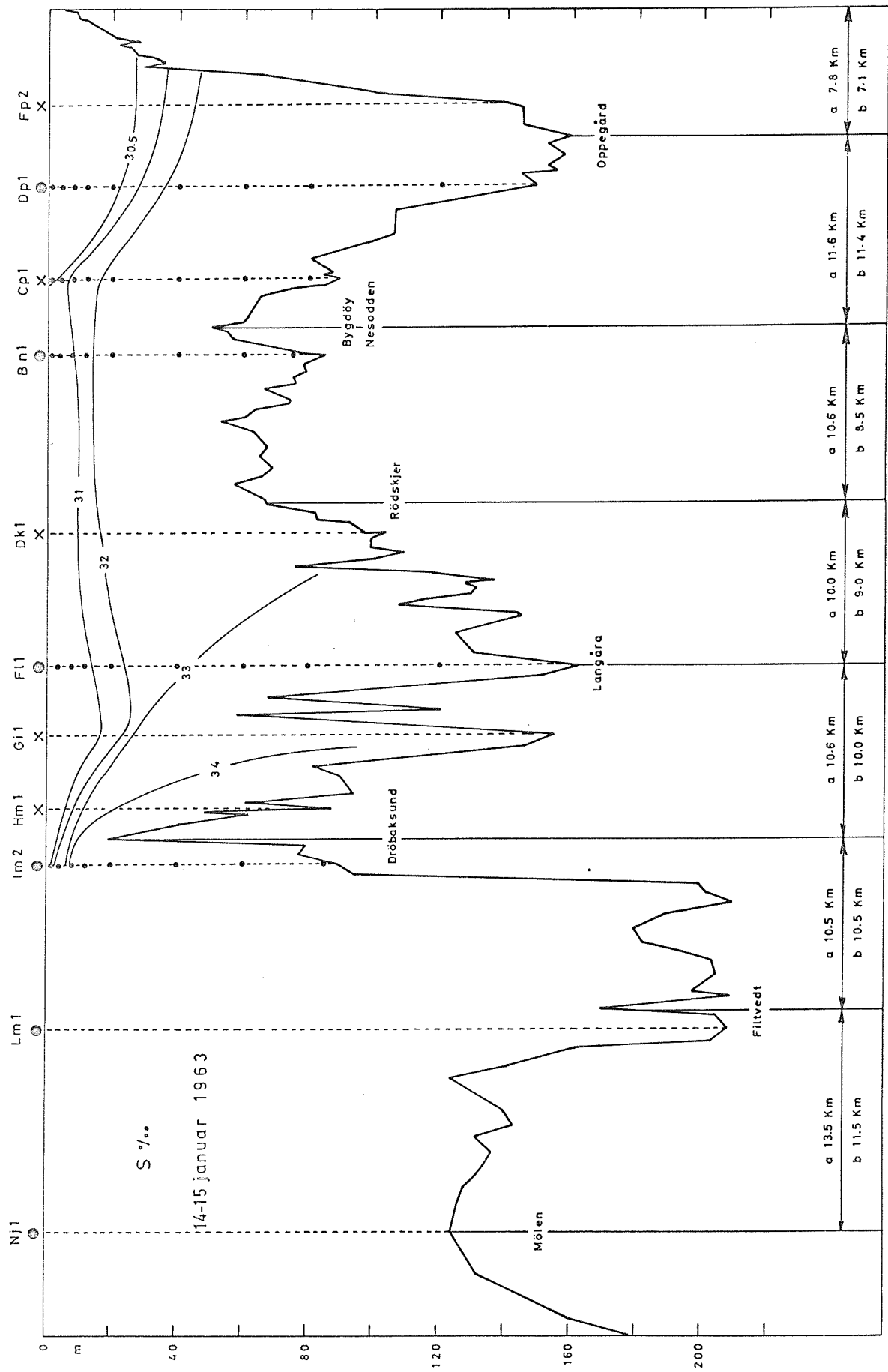
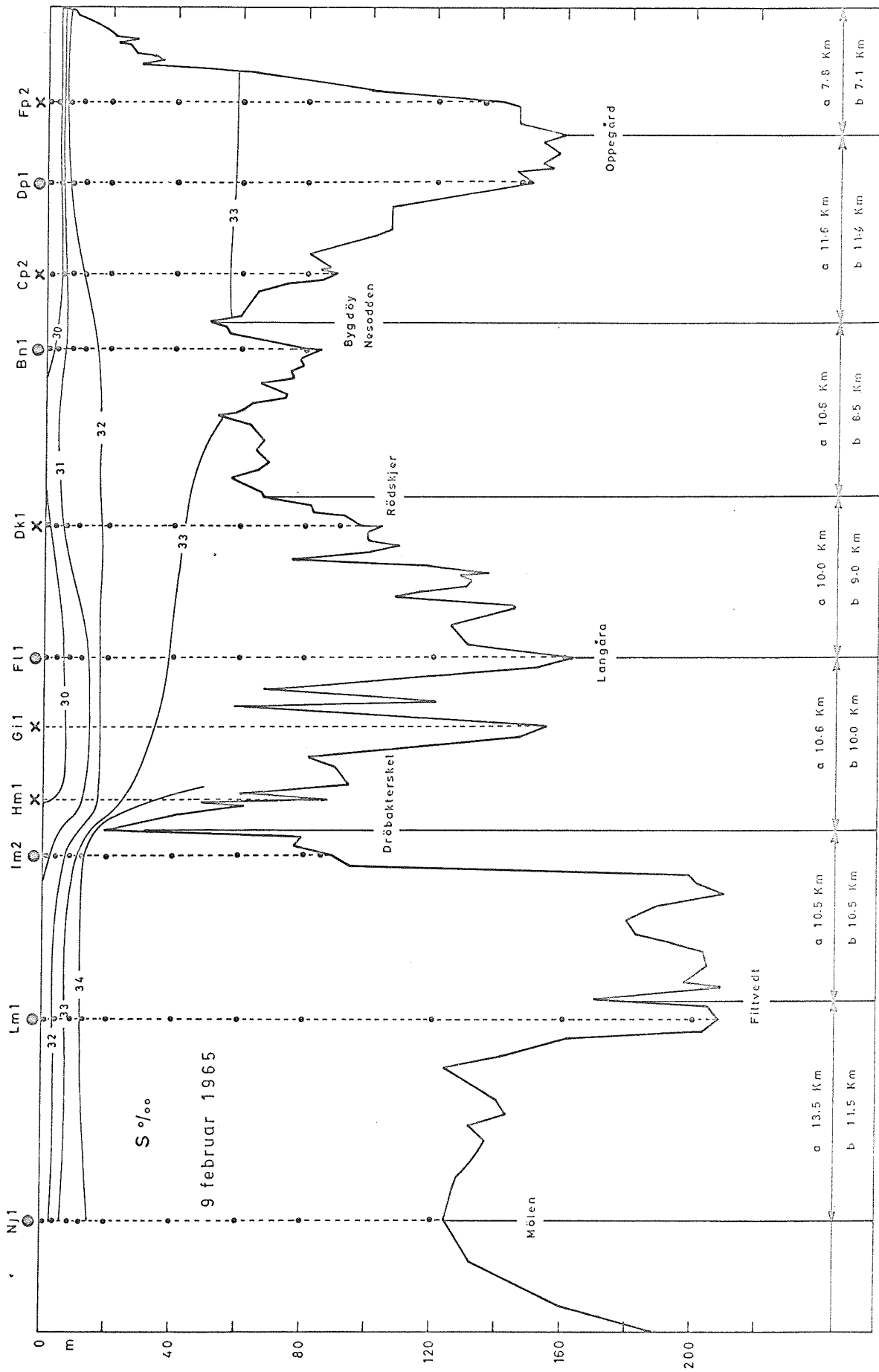


Fig. 48. Saltinnehållsfördelning under cypvannsinnettströmningen 1965



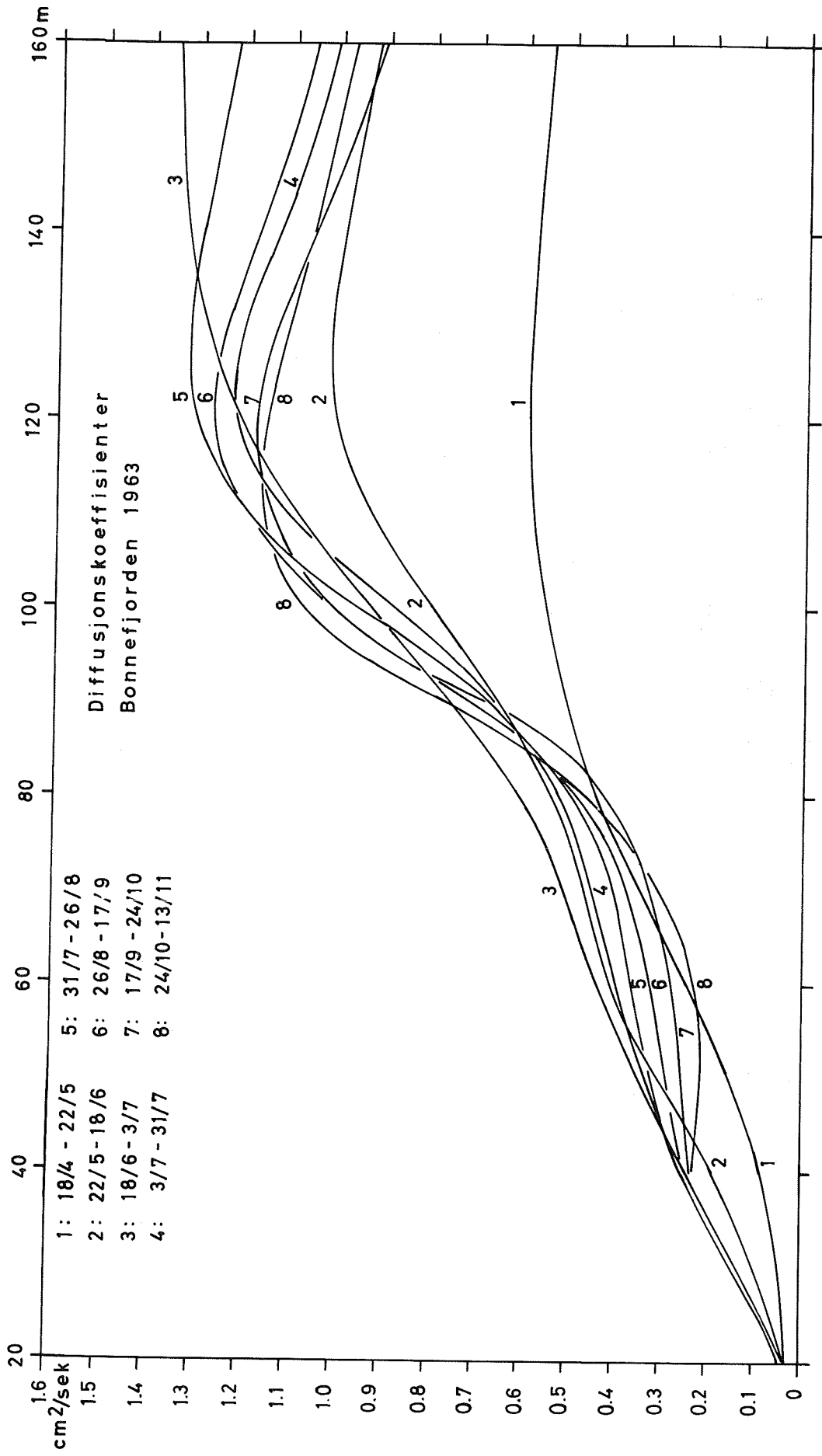


Fig. 65

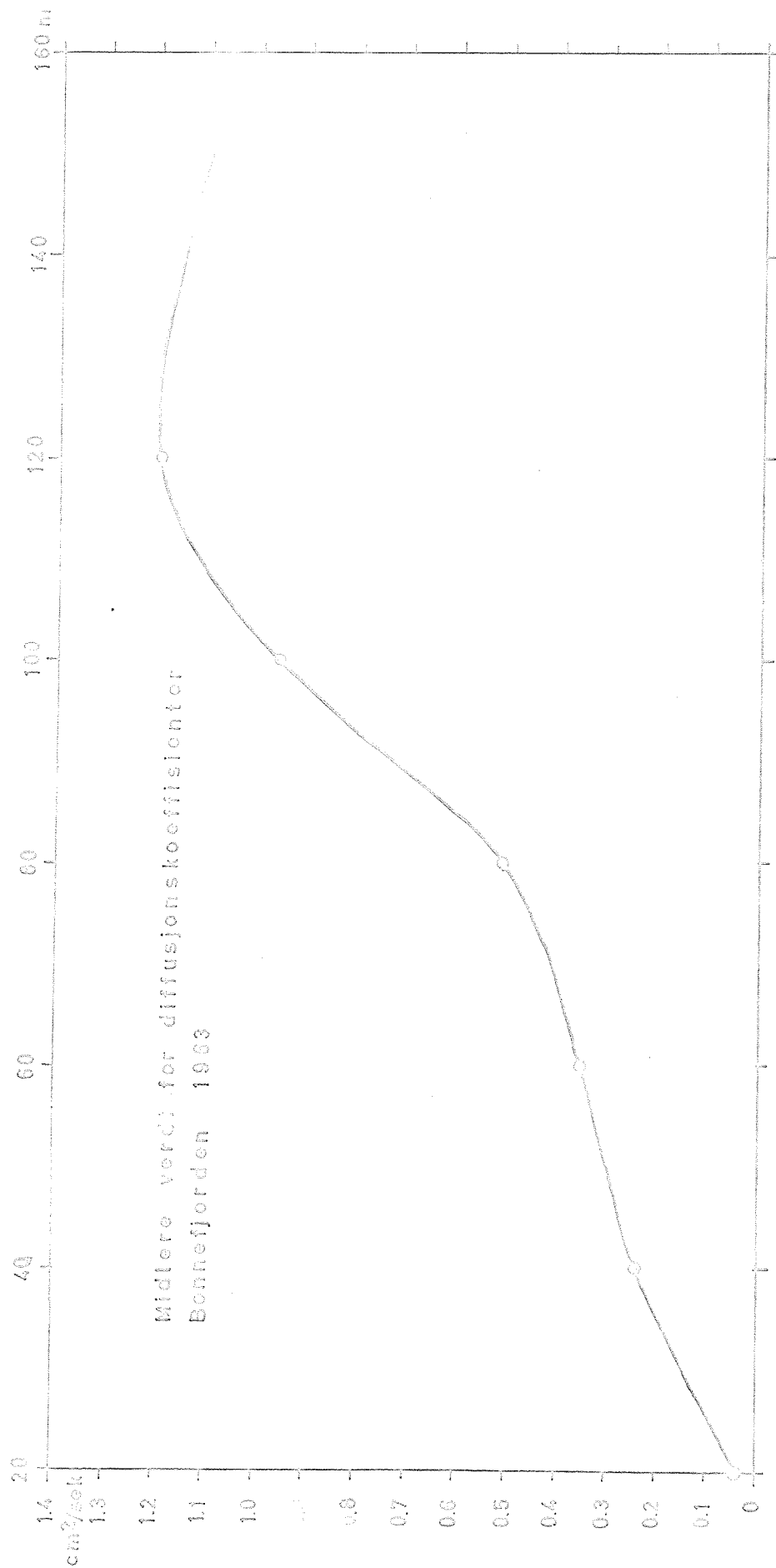


Fig. 46

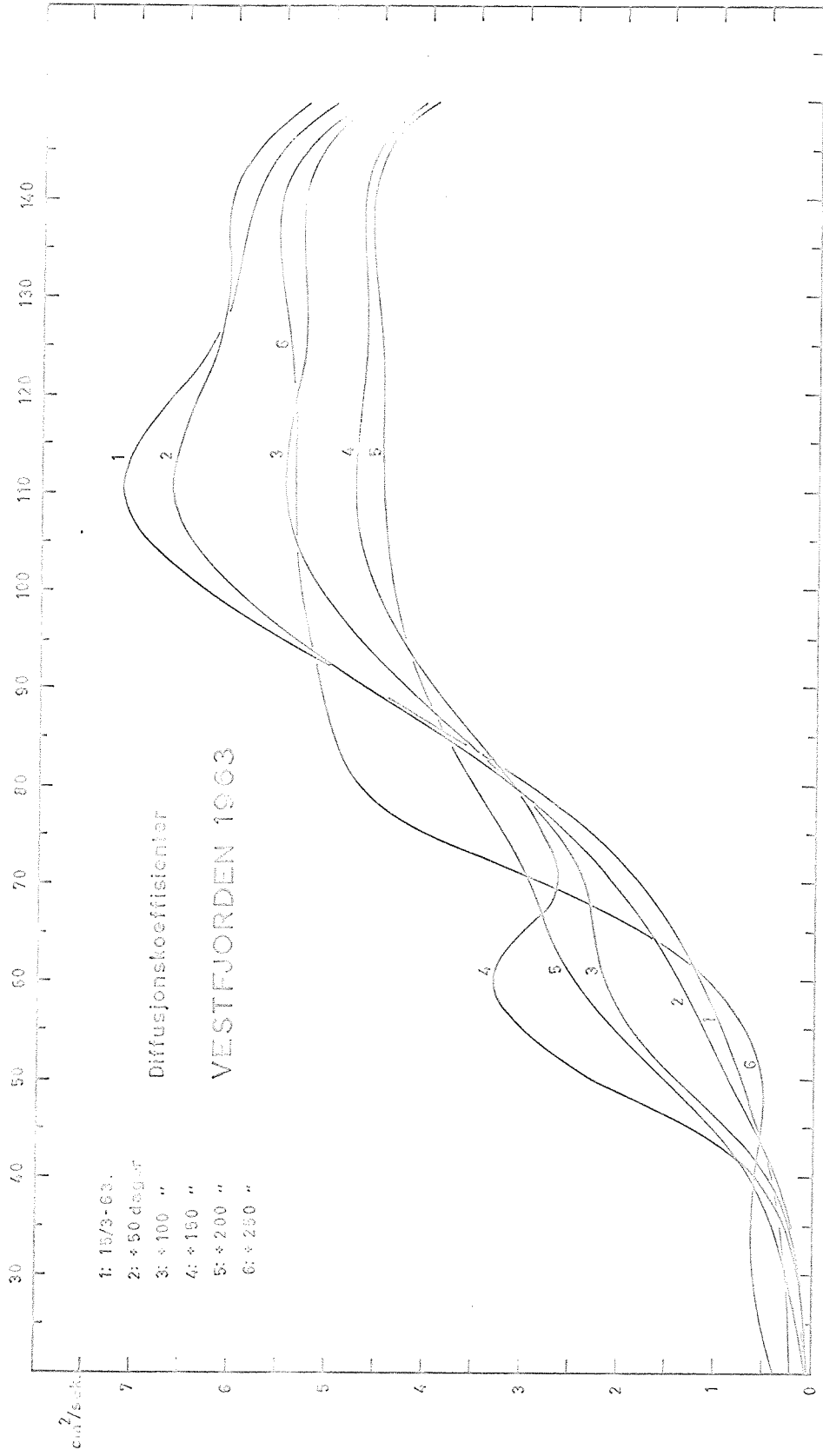


Fig. 47

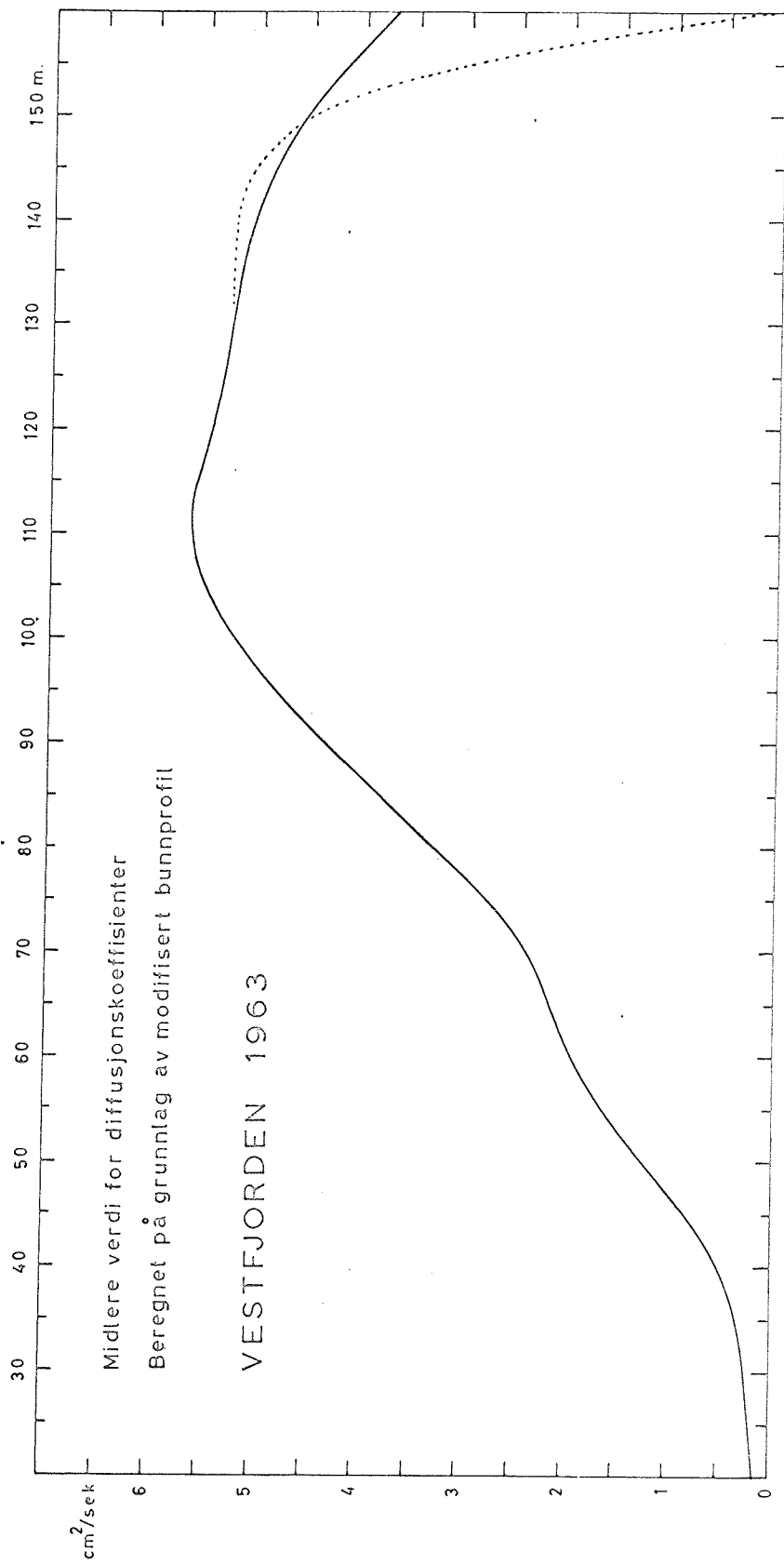


Fig. 48 Infiltrasjonsmater for saltholdighet Bunnfjorden og 100 m overfl. sjøer

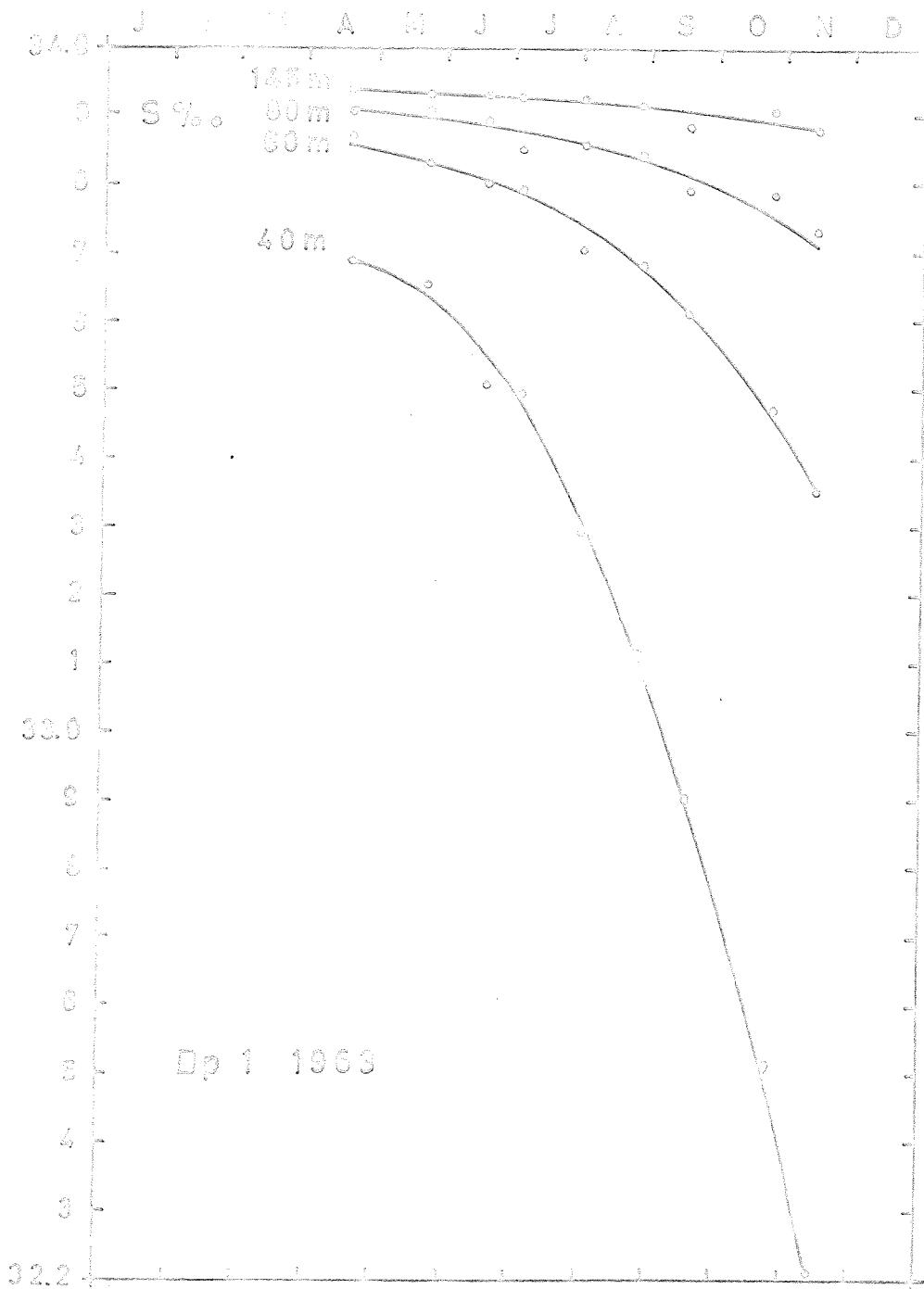


Fig. 49 Integrasjonsresultater for saltholdighet Vestfjorden og observerte verdier

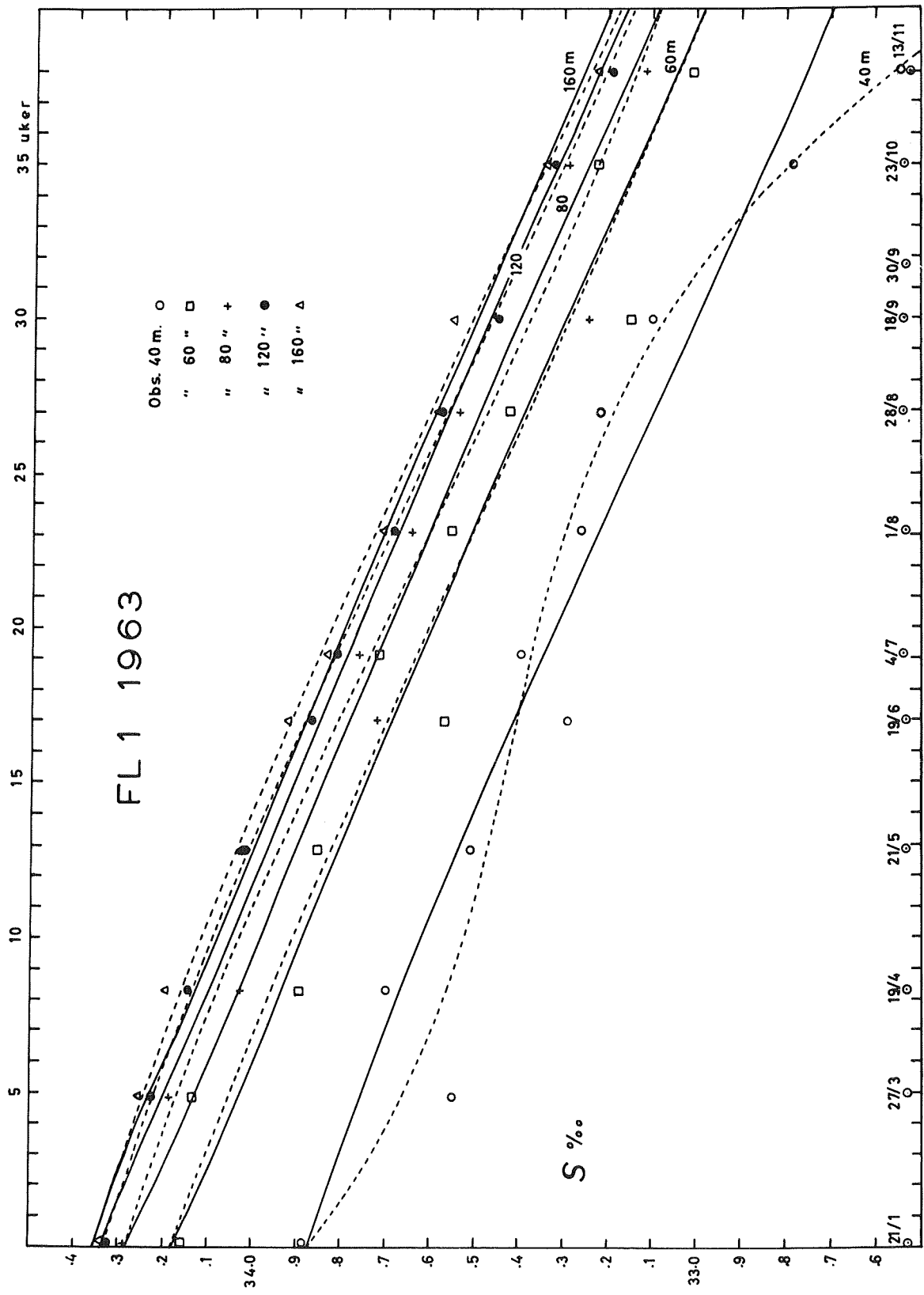


Fig. 50 Konsentrasjon av vann eldre enn absisseverdi. Bunnefjorden

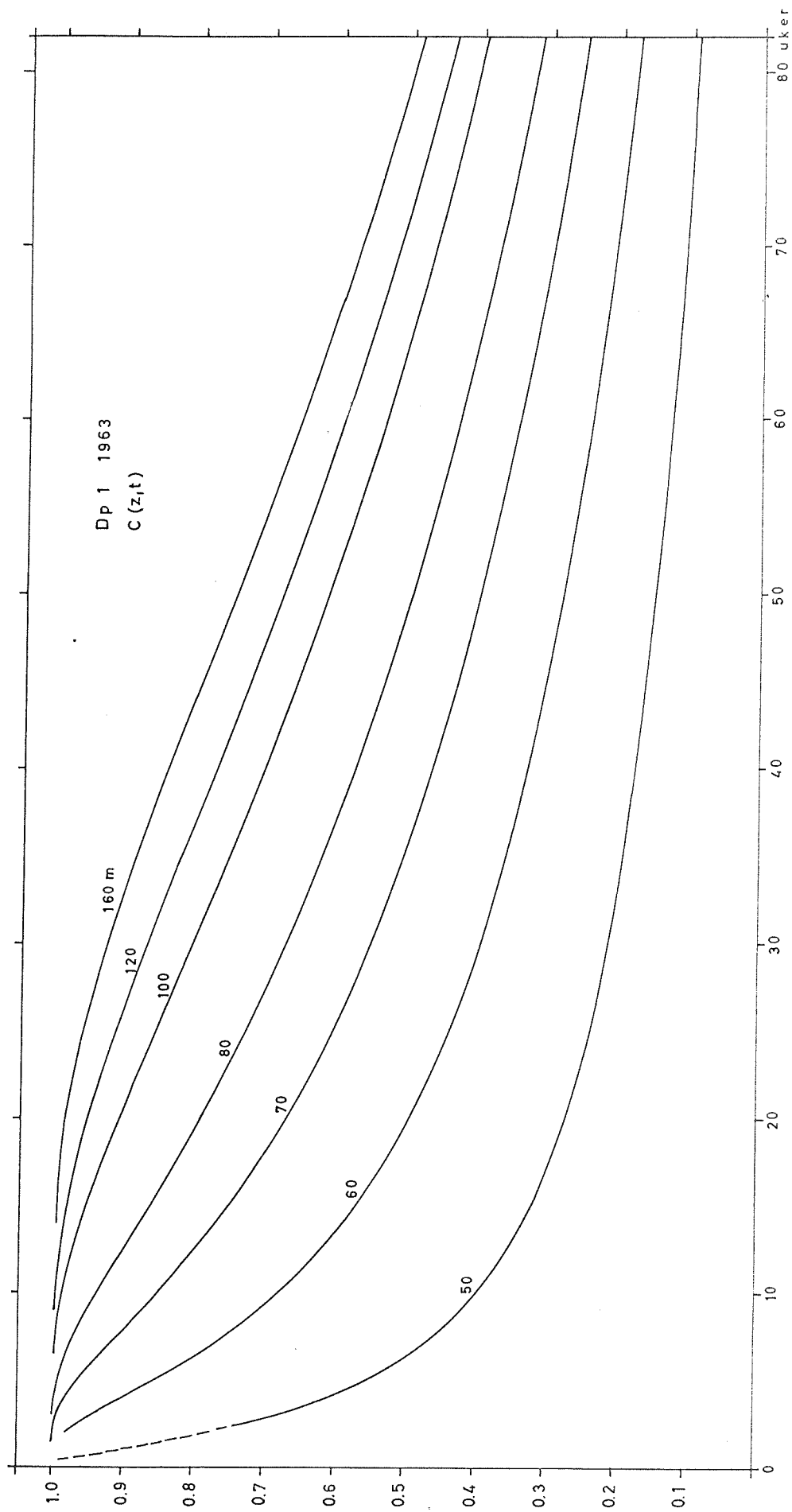


Fig. 51 Konsentrasjon av vann eldre enn absisseverdi. Vestfjorden

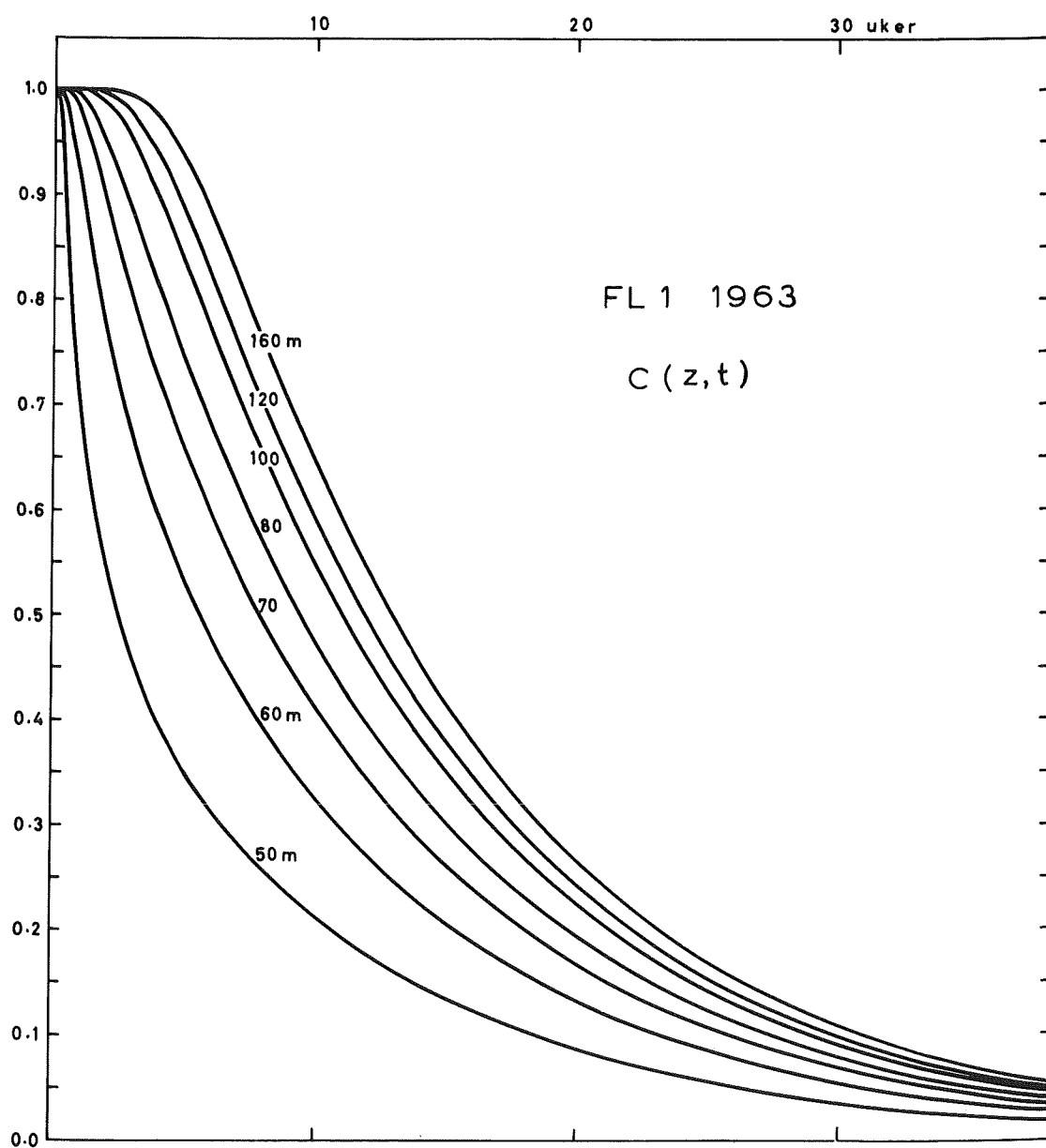


Fig. 54 Fornyelseshastigheten som funksjon av dypet

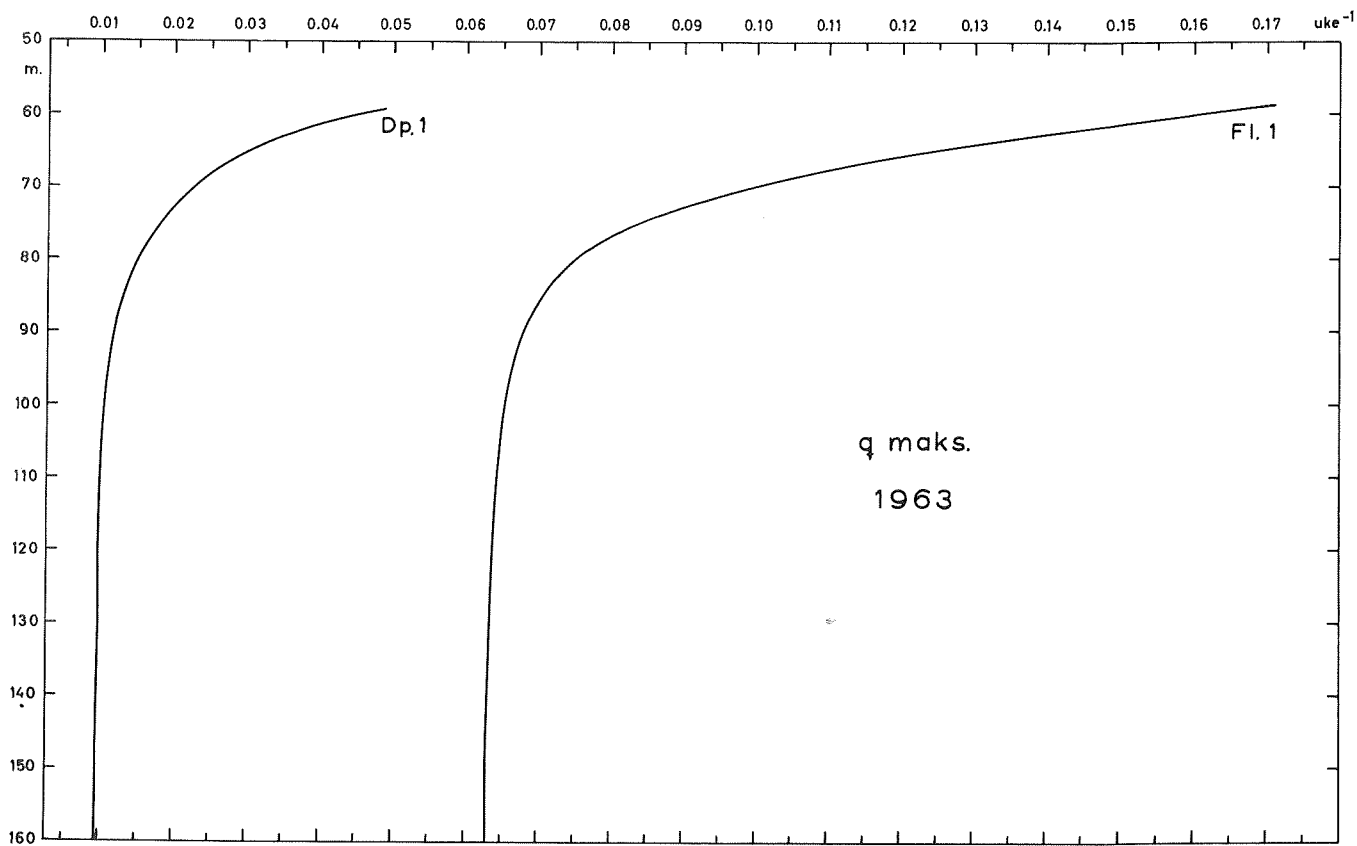


Fig: 55

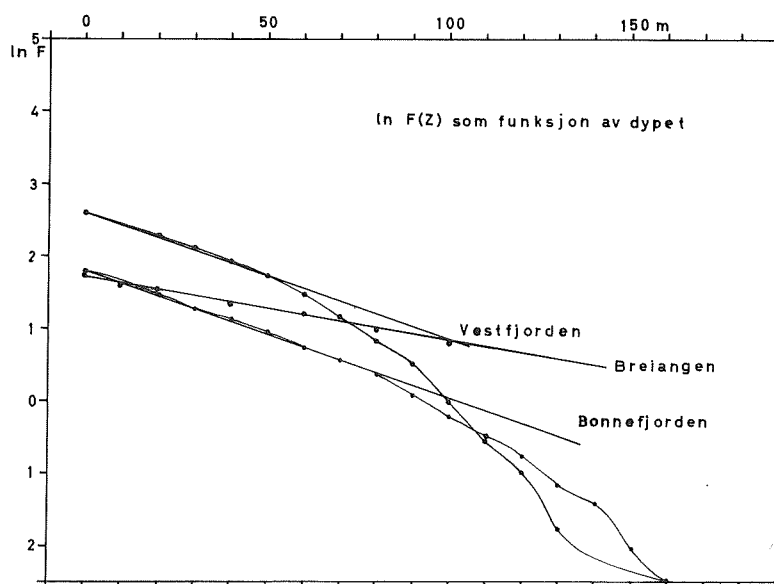


Fig.56 Midlere diffusjonskoeffisient for varme som funksjon av dypet

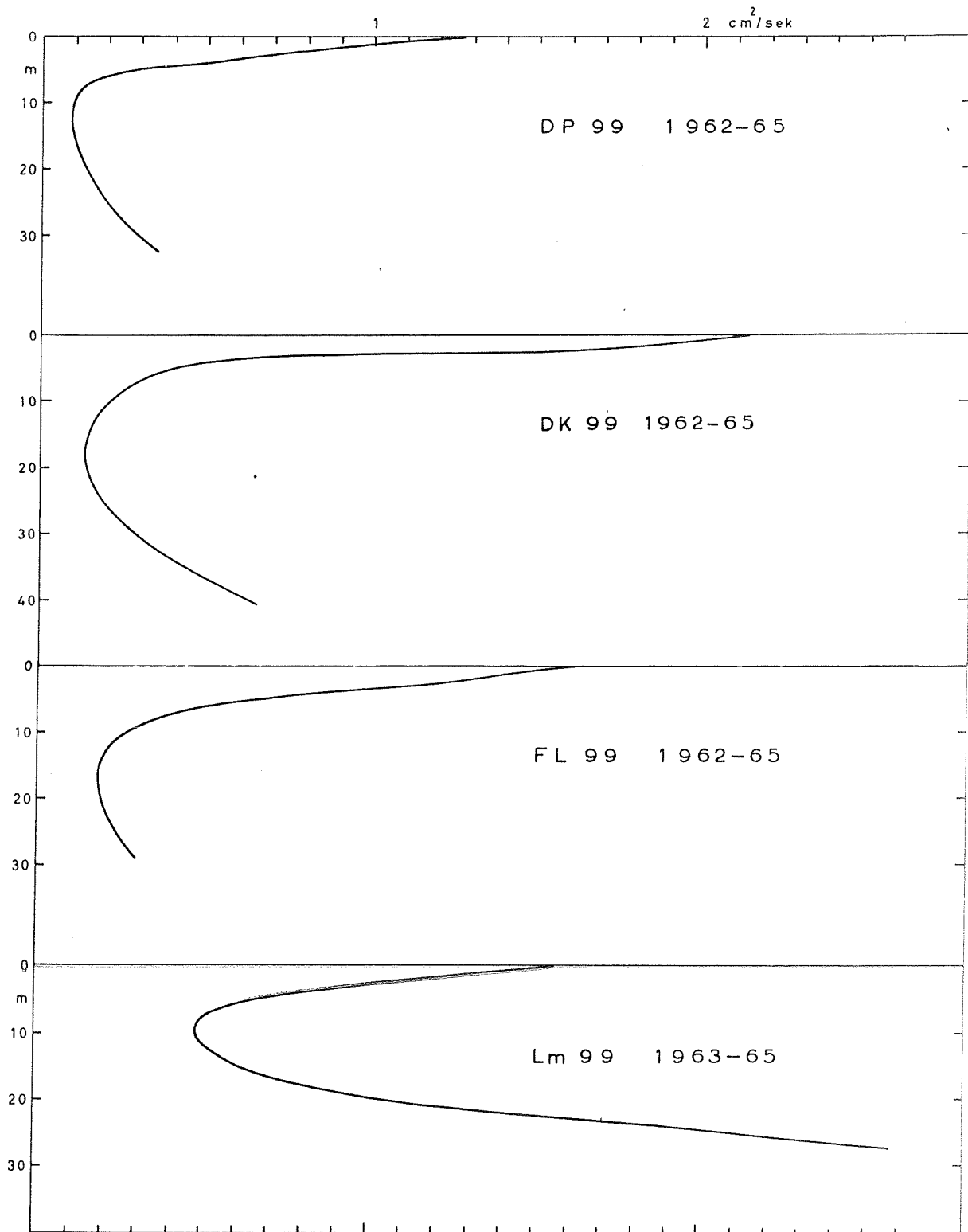
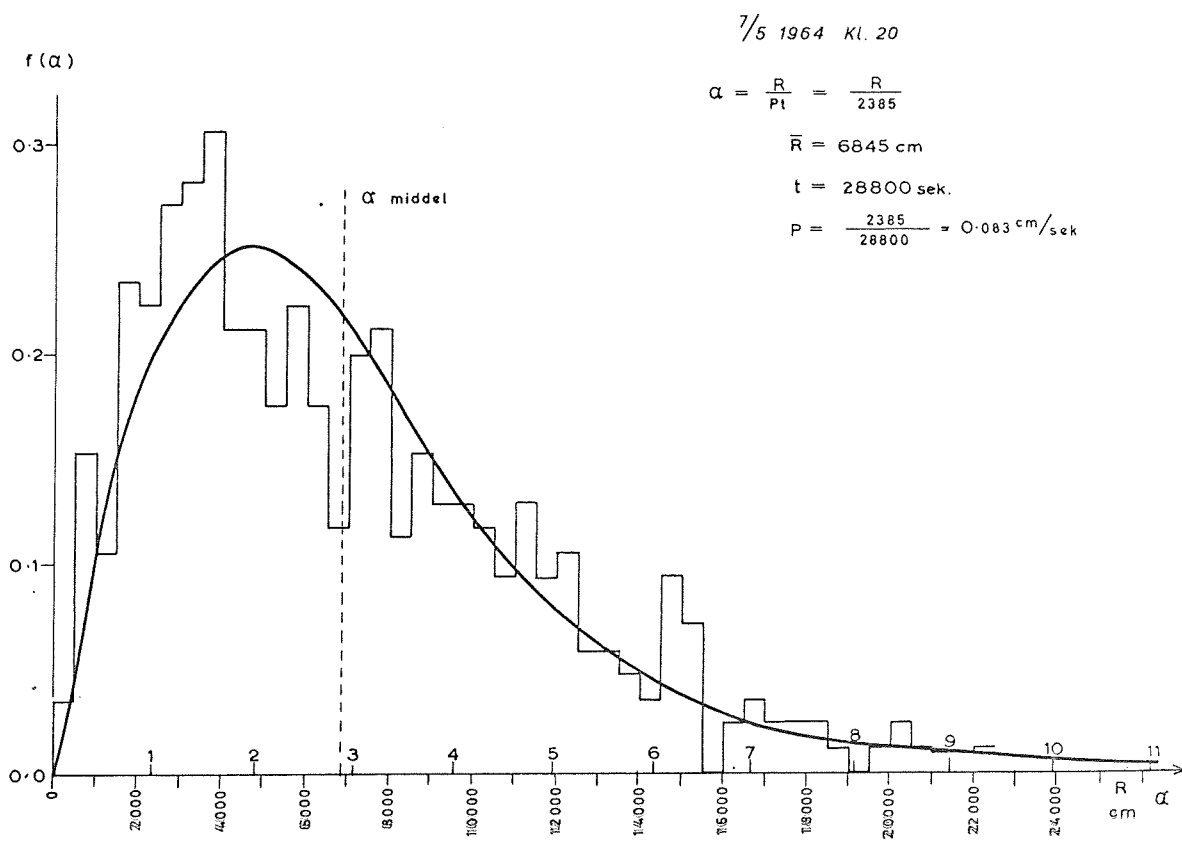


Fig. 57 Observert og teoretisk avstandsfordeling etter Joseph & Sendner



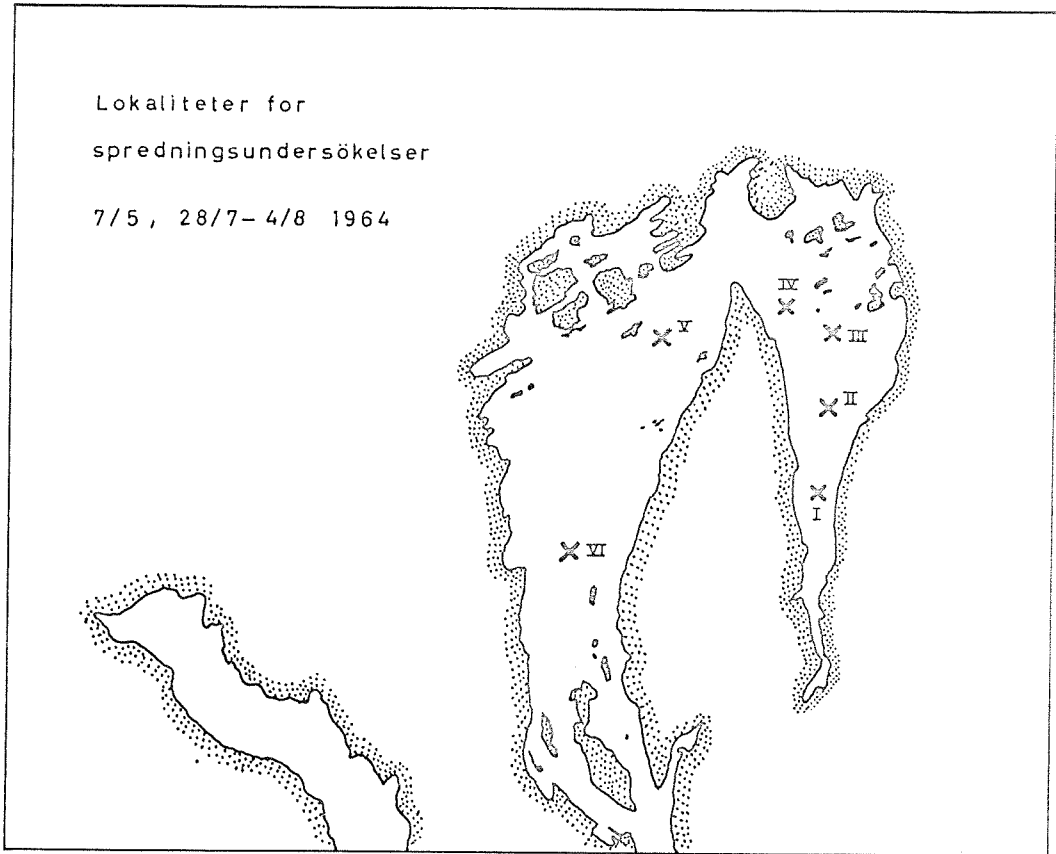


Fig. 59

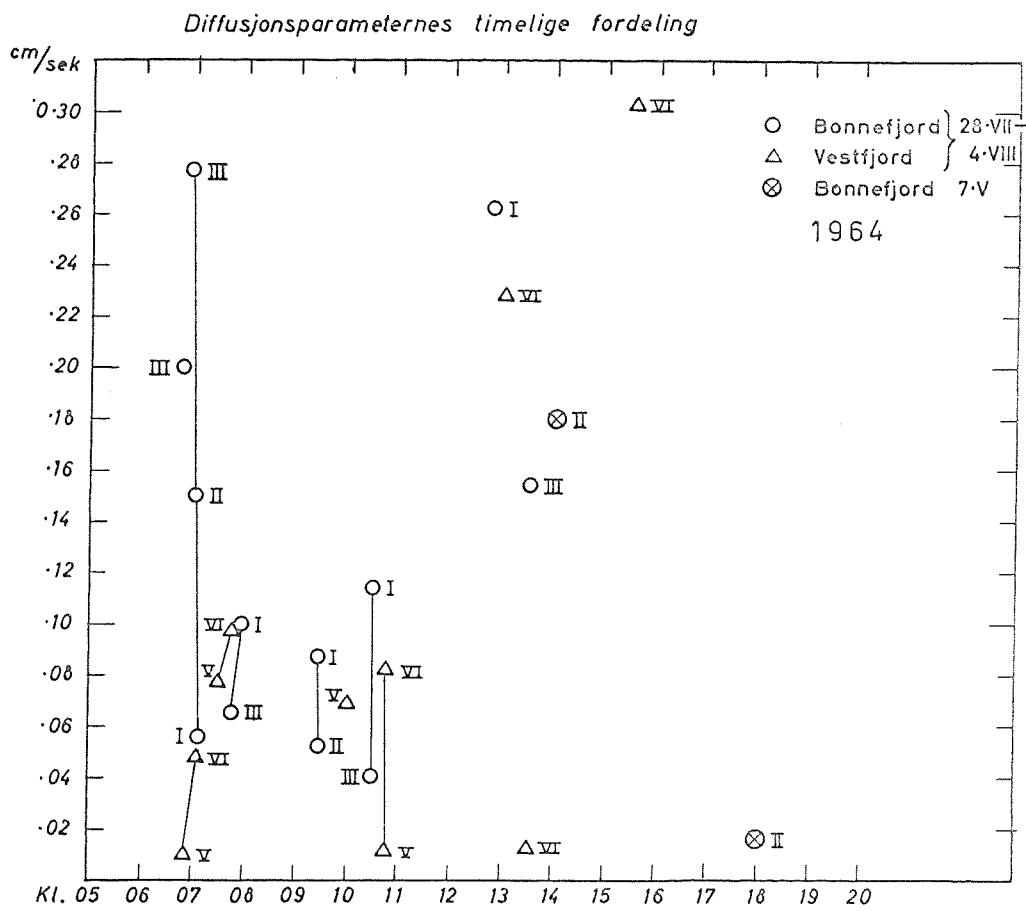


Fig. 60

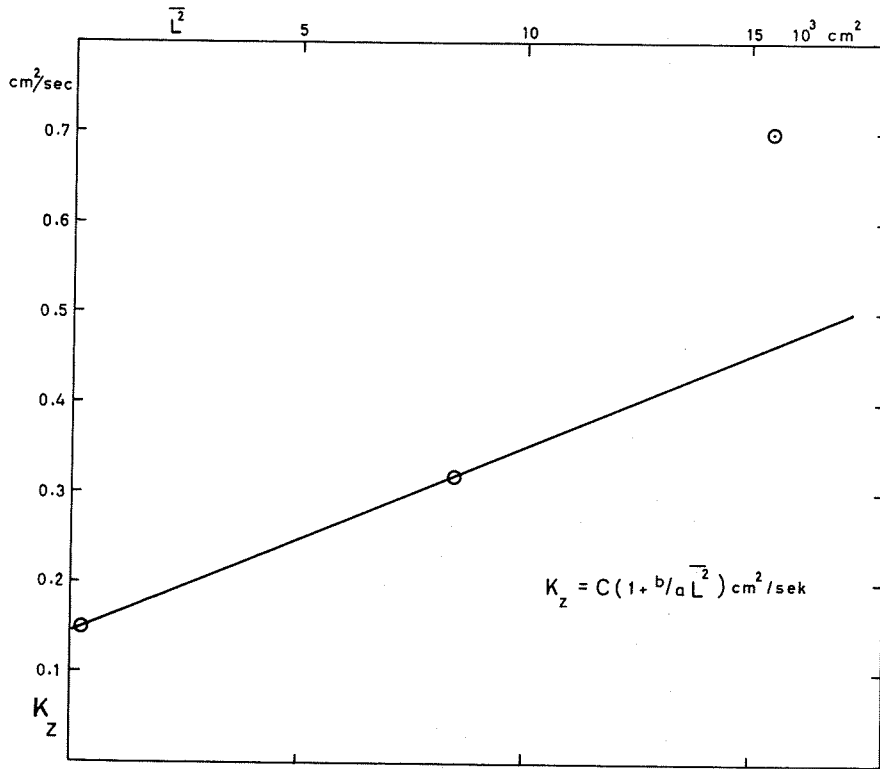


Fig. 61 Fordeling av temperatur, saltholdighet og oksygen ved januartoktet 1964

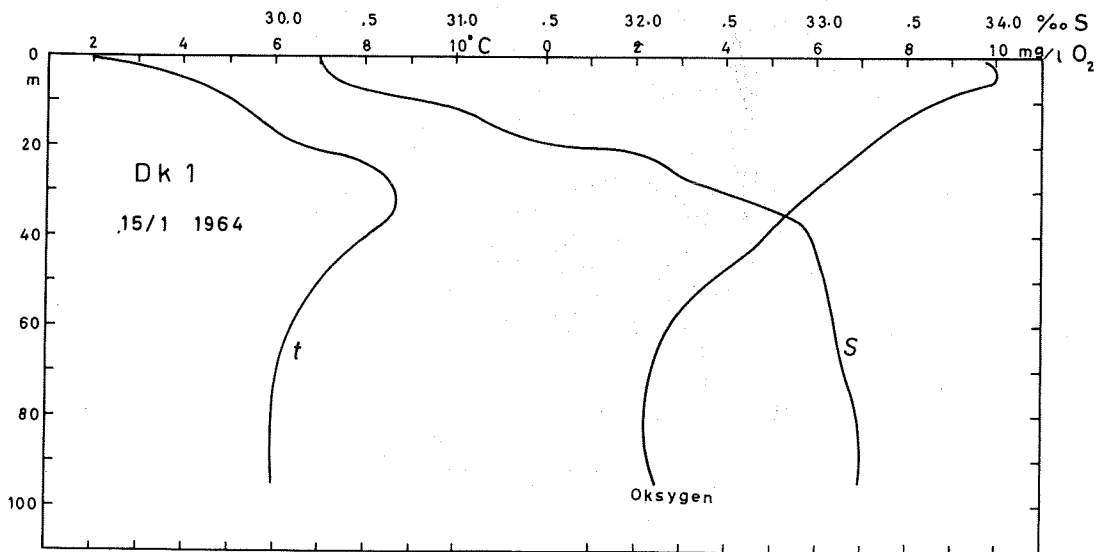


Fig. 62

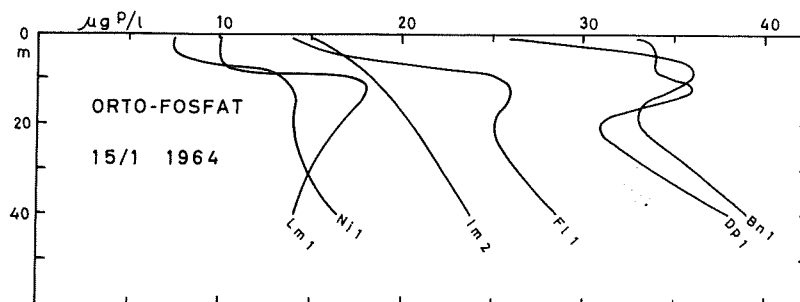


Fig. 63

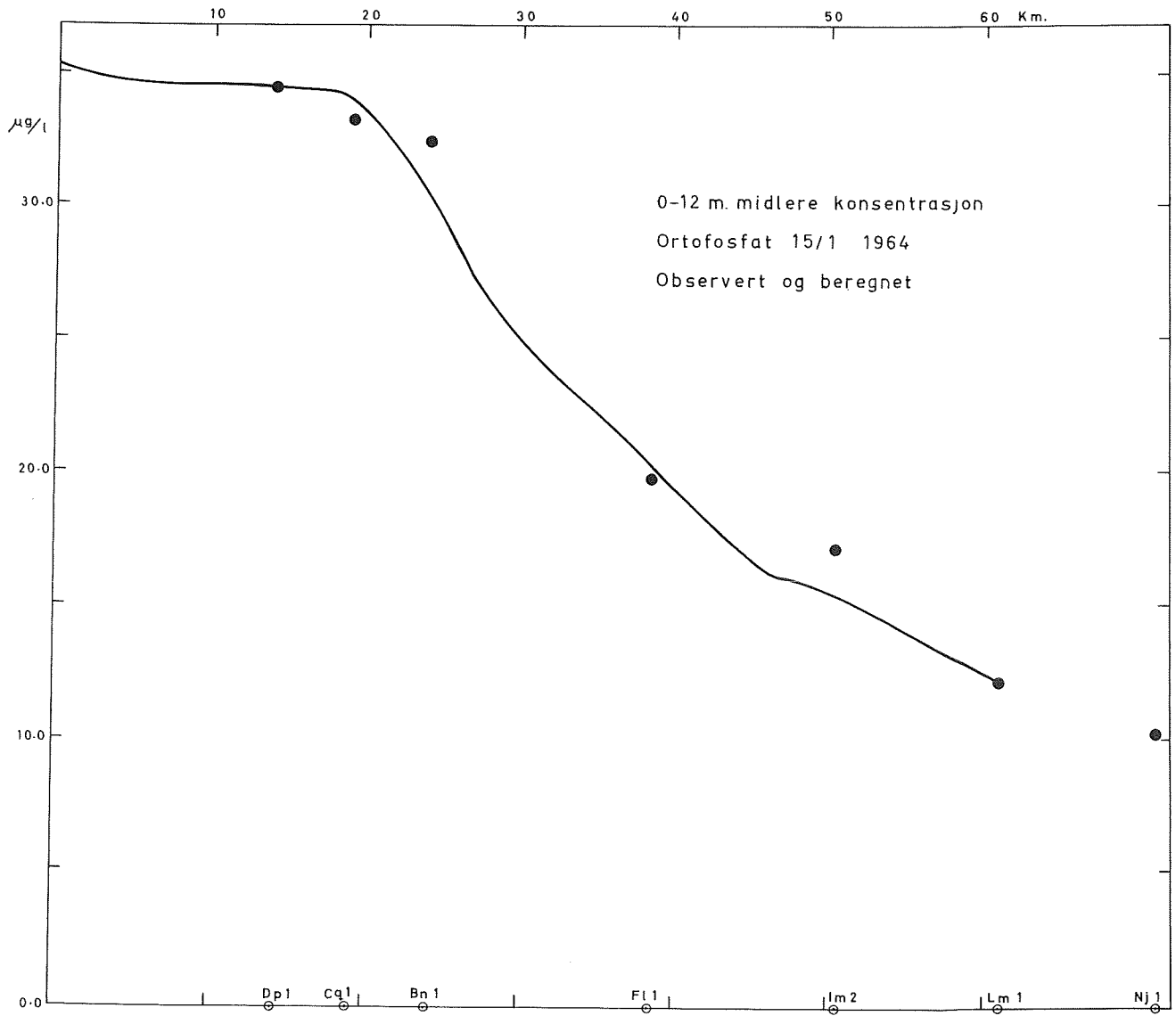


Fig. 64 Den horisontale diffusjonskoeffisient som funksjon av fjordens akse

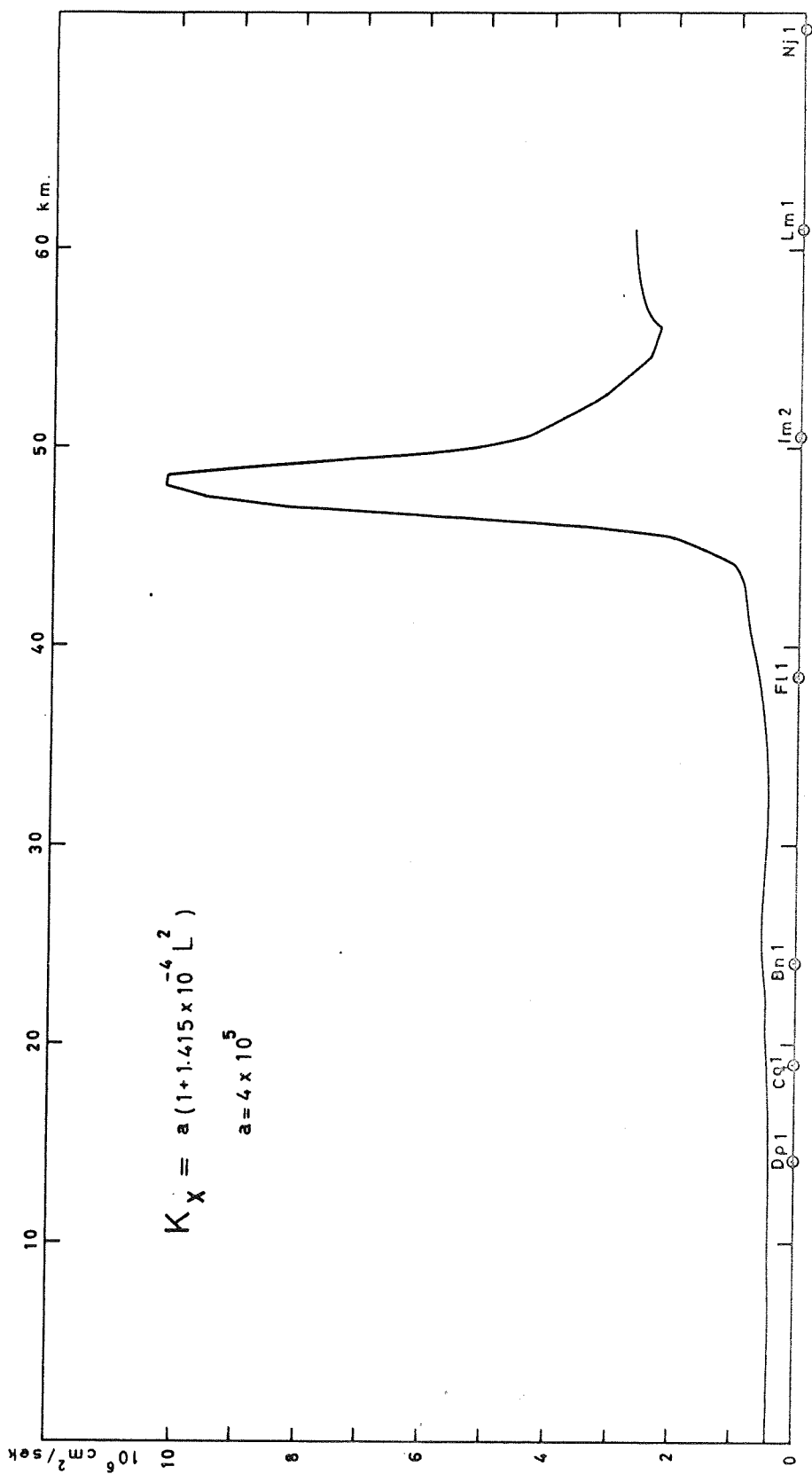


Fig.65 Konsentrasjon av vann eldre enn absisseverdi for forskjellige lokaliteter

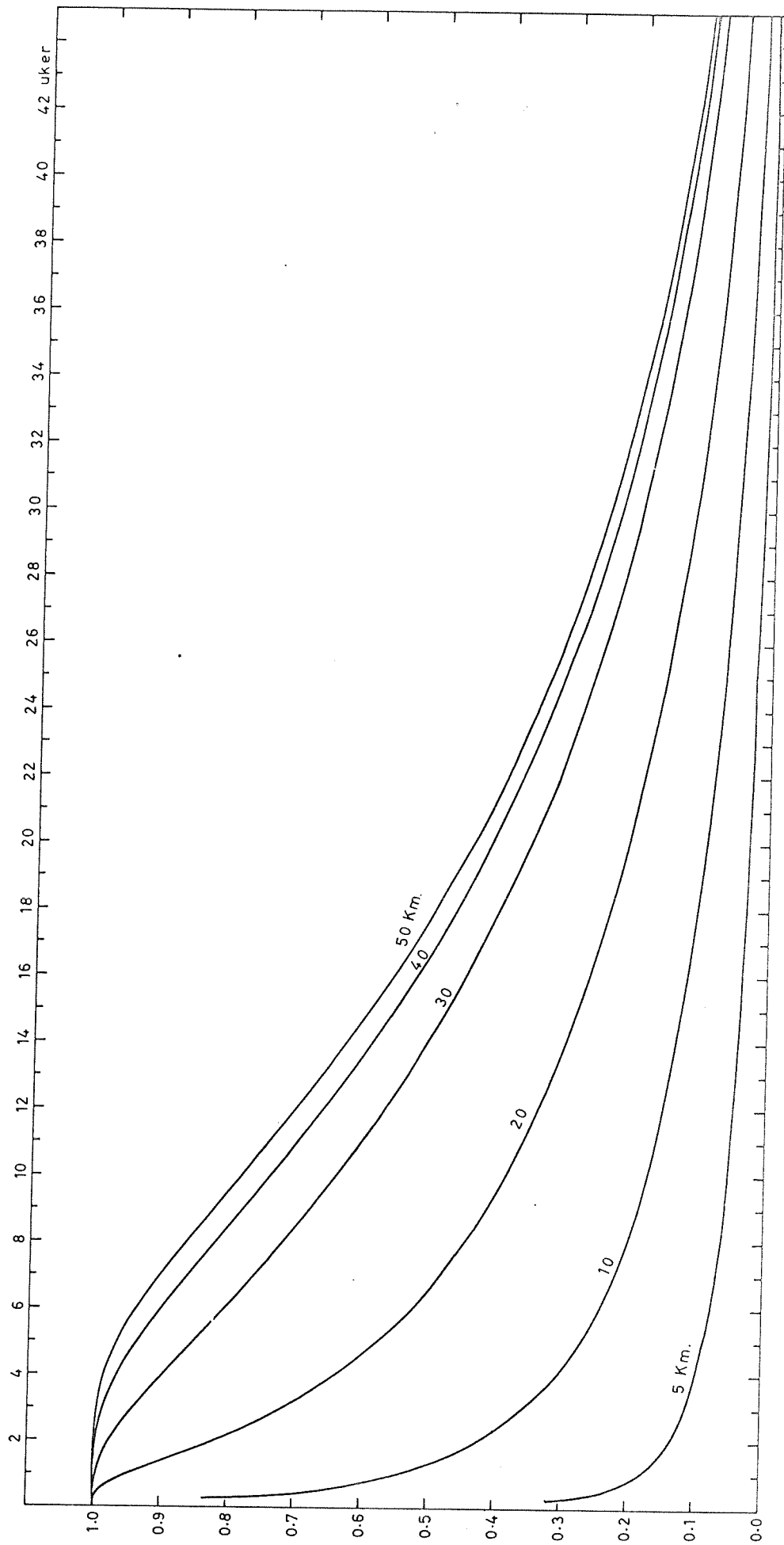
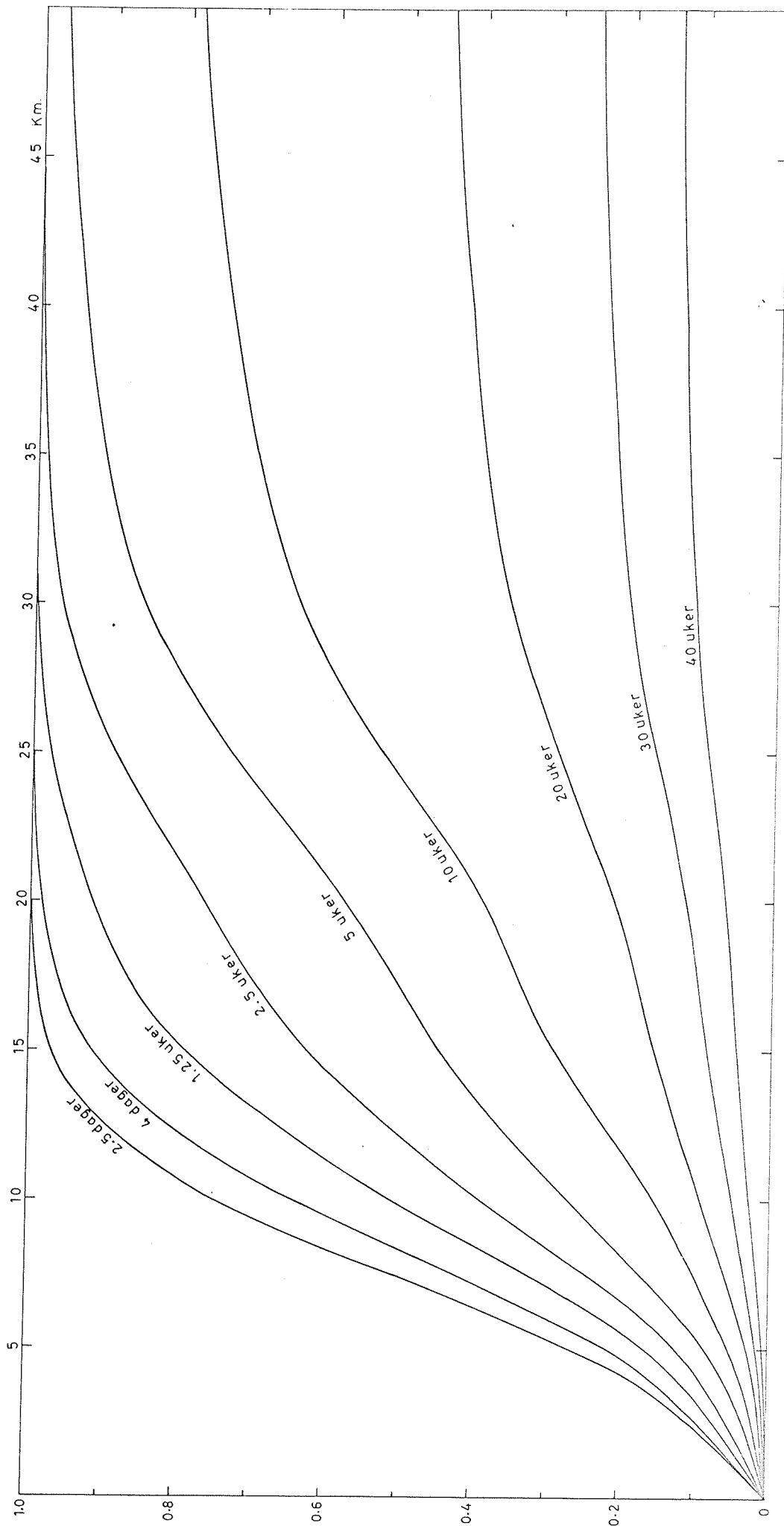


Fig.66 Konsentrasjon av nytt vann ved forskjellige tidspunkt



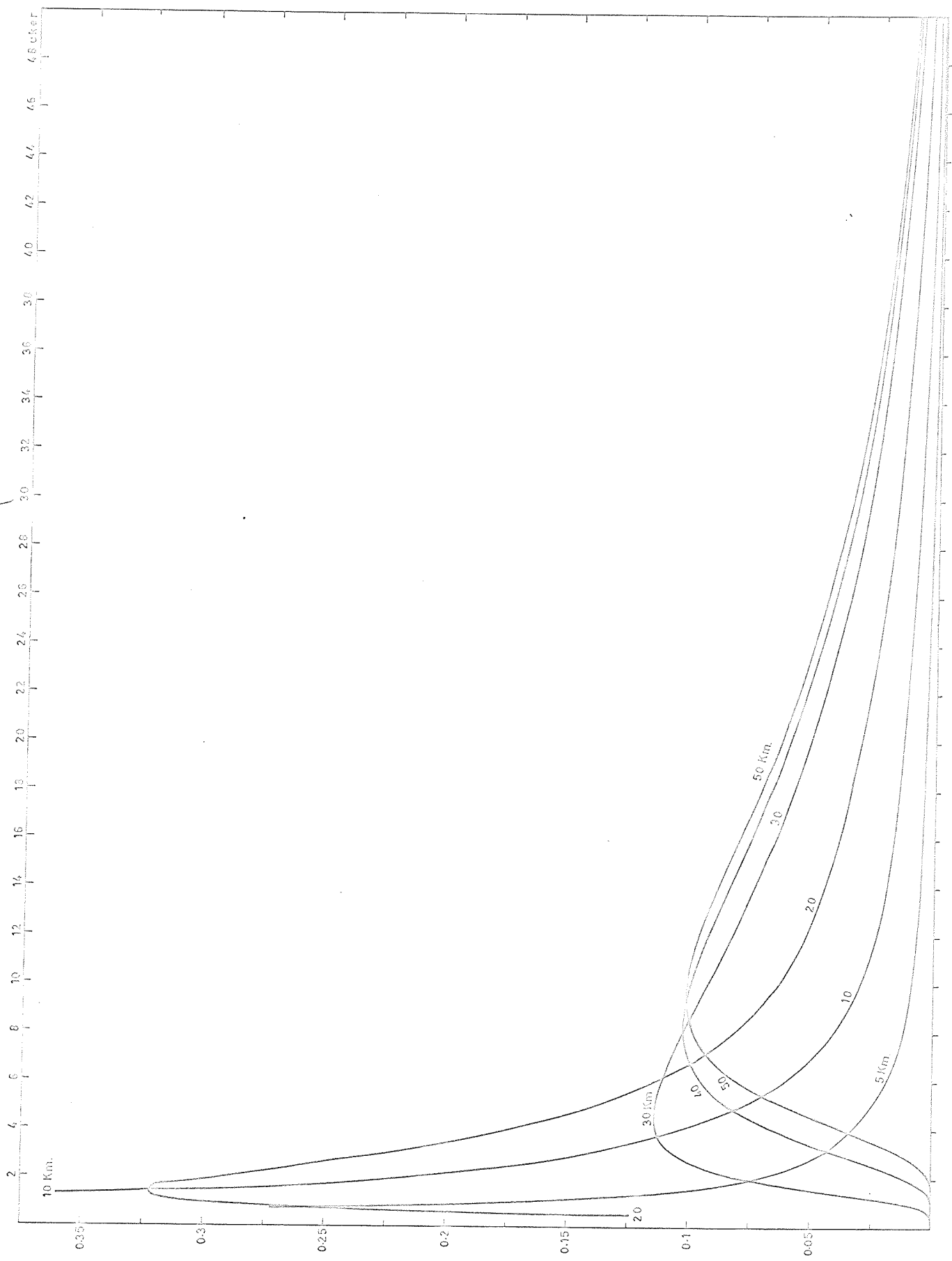


Fig.68 Relativ konsentrasjonsfordeling av punktslipp ved ytre grense eller angitt tid

