

Rapport FO 9003

**De ytre drivkreftenes betydning for
vannutskiftningen i fjordene
fra Skagerrak til Finnmark**

**Anders Stigebrandt
41143 Gøteborg**

**Jan Aure
HI**

HAVFORSKNINGSINSTITUTTET

SENTER FOR MARINT MILJØ

Nordnesparken 2. PB.1870 Nordnes Tlf: 05-238500 TFAX: 05-238531

FORORD

I de senere år har det vært en økende interesse for miljøforholdene i våre fjorder og skjærgardsområder og deres bæreevne med hensyn på forurensning. For å kunne vurdere miljøeffekter av utslipp er det nødvendig å kjenne til fjordens vannutskiftning. Denne vil være forskjellig for de enkelte fjorder og også innenfor den enkelte fjord. I denne rapporten er det spesielt lagt vekt på å belyse hvordan vannutskiftningen i fjordene varierer langs norskekysten pga variende ytre drivkrefter som tidevann og tetthetsfelt.

Prosjektet har vært støttet av Miljøverndepartementet ved LENKA-prosjektet. Vi takker for et godt samarbeid og håper at resultatene vil komme til nytte i videreutviklingen av LENKA's kapasitetsmodell for akvakultur.

Prosjektansvarlig har vært Jan Aure, Havforskningsinstituttet, Bergen.

Innhold

Sammenfatning	2
1. Introduktion	3
2. Barotropt vattenutbyte langs Norska kusten	5
3. Baroklina drivningen langs Norska kusten	8
4. Intermediæret vattenutbyte	11
5. Tidevattendriven blanding i fjordas bassengvann ...	15
6. Utbyte av bassengvann	18
7. Avslutande kommentar	20
Referenser	21

Sammanfattning.

I Aure & Stigebrandt (1989) utvecklades metoder att beräkna effekter av fiskeoppdrett på vattenkvaliteten både över och under tröskeldjupet i fjordar. Modellutvecklingen baserades på omfattande mätningar i 30 fjordar i Møre & Romsdal. För att kunna tillämpa metoderna även på fjordar i andra delar av Norge är det nödvändigt att beskriva hur de yttre drivkrafterna varierar längs kusten. Detta görs i föreliggande rapport.

Storleken av det barotropa vattenutbytet, vilket drivs av vattenståndsfluktuationer i kustvattnet, ökar med en faktor 10 från Skagerrak till kusten av Troms och Finnmark.

Storleken av de inre tryckfluktuationerna i kustvattnet har bestämts, med hjälp av data från Havforskningsinstitutets fasta stationer, för Lista, Ona, Skrova, Eggum och Ingøy. Amplituden av de inre tryckfluktuationerna ökar generellt med djupet och avtar mot norr.

Storleken av det intermediära vattenutbytet, vilket drivs av inre tryckfluktuationer i kustvattnet, beräknades i Aure & Stigebrandt (1989) med hjälp av en numerisk fjordmodell. I föreliggande rapport presenteras en empirisk formel för detta vattenutbyte vilken kan appliceras på fjordar längs Norska kusten.

Utbytet av bassängvatten i tröskelfjordar bestäms väsentligen av den vertikala blandningens intensitet. Den senare är starkt kopplad till tidvattnets amplitud genom två olika mekanismer - internt tidvatten och tidvattenstrålar. Amplituden av de senare ökar starkt mot norr. Vattenutbytet i tröskelbassänger ökar därför starkt mot norr varför oxygenförhållandena i tröskelbassänger generellt bör vara mycket bättre i nord än i syd.

1. INTRODUKTION.

En fjords kapacitet att emotta miljöbelastning från bl.a. fiskodling är avhängig av hur väl ventilerad fjorden är över och under tröskelnivån. Ventilering, dvs tillförsel av oxygen, ombesörjes huvudsakligen av vattenutbyte mellan fjorden och området utanför mynningen (kustvattnet). I områden med svag saltskiktning kan dock avkylning under vintern skapa djupgående konvektion i fjorden och därmed också ventilering av bassängvattnet.

Vattenutbytet mellan fjorden och kustvattnet kan indelas i barotropt och baroklint drivet utbyte. Barotropt vattenutbyte drivs av en skillnad i vattenstånd mellan fjorden och kustvattnet. Längs den norska kusten är det främst det halvdagliga tidvattnet som bidrar till detta. Baroklint vattenutbyte drivs däremot av inre tryckskillnader mellan fjorden och kustvattnet. Sådana uppkommer då de vertikala täthetsfördelningarna är olika på bägge sidor av fjordmynningen. Genom lokal färskvattentillförsel skapas överst i fjorden ett lokalt brackvattenskiakt vars tjocklek och salthalt beror bl.a. på tillförselns storlek och vindhastigheten. Vertikala täthetsfördelningarna nära havsytan blir då olika i fjorden och kustvattnet. Detta leder till sk estuarin cirkulation. I kustvattnet varierar tätheten i tiden bland annat pga varierande vind parallellt med kusten vilket ger upphov till omväxlande uppströmning av tyngre vatten från större djup resp. nedströmning av lättare ytvatten. Dessutom kan variationer i kustströmmen som genererats "uppströms" en ort påverka skiktningen på orten bl.a. genom vågor som fortplantas längs kusten (t.ex. Kelvin-vågor). Täthetsvariationerna i kustvattnet orsakar momentana horisontella tryckskillnader över tröskelnivån mellan fjorden och kustvattnet vilka i sin tur orsakar sk intermediär cirkulation mellan fjorden och kustvattnet.

De barotropa och baroklina fluktuationer ("drivkrafter") i kustvattnet som orsakar vattenutbyte mellan en fjord och kustvattnet varierar i nord-sydlig riktning längs Norges kust. Syftet med denna rapport är att beskriva de nord-sydliga gradienterna i drivningen samt vad dessa betyder för vattenutbytet i fjordarna. Hur tidvattnets amplitud

varierar längs norska kusten fås ur tidvattentabell. Hur det barotropa vattenutbytet mellan kustvattnet och en fjord beror av tidvattnets amplitud skall vi beskriva i denna rapport. Genom sin förmåga att generera interna vågor eller strålar i fjordmynningar spelar tidvattnet en mycket viktig roll för blandningen i en fjords bassängvatten. Detta hänger samman med att de interna vågorna i sin tur genererar turbulens i fjordarnas bassängvatten. Detta gäller också strålarna även om dessa är mindre effektiva när det gäller blandning i tröskelbassänger. I Stigebrandt & Aure (1989) är detta noggrannt utrett och vi skall här diskutera hur de variabla förhållandena längs Norges kust påverkar blandningen i tröskelbassängerna. Hur täthetsfältet varierar vid Mørekusten beskrevs i Aure & Stigebrandt (1989). Här skall vi utvidga beskrivningen att gälla hela kuststräckan från Skagerrak till Nordkapp. Vi skall också beskriva hur det intermediära vattenutbytet i en fjord, vilket drivs av täthetsvariationerna i kustvattnet, varierar med drivningens amplitud samt med mynningens topografi och fjordens areal. För detta ändamål skall vi göra simuleringar med den fjordmodell som användes i Møreprojektet (se Aure & Stigebrandt, 1989a) och från dessa göra generaliseringar.

2. BAROTROPT VATTENUTBYTE LÄNGS NORSKA KUSTEN

Vattenståndet i havet varierar dels på grund av astronomiskt tidvatten dels på grund av meteorologisk drivning. Tidvattnet kan uppdelas i en räckta komponenter med olika frekvens. Vattenutbytet mellan en fjord och kustvattnet som orsakas av vattenståndsväxlingar, dvs det barotropa vattenutbytet, är proportionellt mot tidsderivatan av det rumsliga medelvattenståndet i fjorden. Detta innebär att högre frekvenser får större betydelse för vattenutbytet än lägre frekvenser med samma amplitud. Det halvdagliga tidvattnet har dubbelt så hög frekvens som det heldagliga. Längs den norska kusten har det halvdagliga tidvattnet dessutom väsentligt större amplitud än det heldagliga. De meteorologiskt drivna vattenståndsväxlingarna har normalt både låg frekvens och relativt liten amplitud. Det barotropa vattenutbytet är därför dominerat av det halvdagliga tidvattnet. Som ett mått på amplituden av det halvdagliga tidvattnet använder vi summan av amplituderna av de två största komponenterna M2 och S2. I Tabell 1 ger vi M2+S2 för några orter längs den norska kusten (från Norges sjökartverk, 1985). Det framgår att det halvdagliga tidvattnet ökar mot norr. Amplituden på Finnmarkskusten är en tiopotens större än i Skagerrak. Eftersom det halvdagliga tidvattnet är dominerande för det barotropa vattenutbytet beskriver vi vattenstandsvariationer i kustvattnet som en monokromatisk svängning med perioden $T = 1$ dygn och med amplituden $a_0 = M2 + S2$.

Medelvolymflödet Q_y in i resp. ut ur fjorden under en tidvattencykel ges av

$$(2.1) \quad Q_y = a_0^2 (a_1/a_0) Y/T \quad (\text{m}^3/\text{s})$$

där Y är fjordens areal. För de flesta fjordar är mynningen så vid och djup att amplituden av vattenstandsfluktuationer inne i fjorden a_1 är approximativt lika med a_0 . Färskvattentillförsel till fjorden leder till att inflödet genom fjordmynningen blir mindre än utflödet.

Friktion kan minska vattenutbytet för fjordar med trånga och långa

myrningar och tidvattenamplituden inne i en sådan fjord blir mindre än i kustvattnet dvs $a_i < a_0$. Tidvattnet sägs för detta fall vara strypt ("chokat"). Vi kan använda teorin i Stigebrandt (1980) för att beräkna a_i/a_0 för dessa fall. Om det icke-dimensionella talet P definierat genom

$$(2.2) \quad P = A/Y[2gT^2/(a_0(1+\lambda))]^{1/2}$$

antar ett värde mindre än ca 5 måste man ta hänsyn till strypningseffekten. I ekvation (2.2) är A myrningens tvärsnittsareal och $\lambda = 2CdBL/A$, där Cd är friktionskoefficienten (≈ 0.003) för strömmen i myrningsskanalen vars bredd är W och längd är L. B är längden av den s.k. våta perimetern. Om $W \gg H$, där H är kanalens djup, är $B \approx W$.

För extremt strypta fjordar ($a_i/a_0 \ll 1$) är transporten genom myrningen

$$(2.3) \quad Q_y = A(2ga_0)^{1/2}(1+\lambda)^{-1/2}$$

Vattenutbytet för strypta fjordar är alltså en funktion av myrningens areal A.

Det barotropa vattenutbytet för icke-strypta fjordar är proportionellt mot tidvattnets amplitud och fjordens areal, jmf ekvation (2.1). Vi har i högra kolumnen i Tabell 1 skrivit in det förväntade barotropa vattenutbytet per kvadratkilometer fjordareal i icke-strypta fjordar. Vi ser att för fjordarna på Skagerrakkusten är $Q_y \approx 6-7$ ($m^3/s/km^2$). Därifrån ökar Q_y till ca 50 i Nordland och vidare norrut till ca 60-65 på Finnmarkskusten. Det effektiva vattenutbyte som åstadkommes av de relativt högfrekventa halvdagliga vattenståndsfluktuationerna bör ofta vara väsentligt mindre än vad som anges i Tabell 1. Detta beror på att en del av det vatten som strömmar ur fjorden vid fallande sjö åter strömmar in i fjorden vid stigande sjö och motsvarande för en del av det vatten som strömmar in i fjorden vid stigande sjö. Vid beräkning av det effektiva vattenutbytet kan man något godtyckligt sätta detta (nettoutbytet) till 50% av det barotropa vattenutbytet (bruttoutbytet). Detta bör normalt vara en underskattning av det reella vattenutbytet.

Från ekvation (2.2) ser vi att fjordars P-värden avtar som $a_0^{-1/2}$ med ökande tidvattenamplitud a_0 . Om den statistiska fördelningen av topografiska förhållanden är ungefär densamma från syd till nord kan vi således förvänta oss en mot norr ökande andel strypta fjordar.

3. BAROKLINA DRIVNINGEN LÄNGS NORSKA KUSTEN

Det intermediära vattenutbytet drivs av det i tiden varierande täthetsfältet i kustvattnet. För fjordarna i Møre og Romsdal visade det sig att det intermediära vattenutbytet har dominerande betydelse (Aure & Stigebrandt, 1989). Täthetsvariationerna i kustvattnet kan också ha betydelse för utbyte av fjordars bassängvatten. Rent allmänt skulle man förvänta att ju mindre tätheten varierar på tröskelnivån i kustvattnet desto oftare bör bassängvattnet kunna bytas ut. Det finns alltså flera skäl för oss att studera och beskriva hur täthetsfältet varierar längs Norges kust.

I Møre-projektet studerade vi täthetsfältets variation från en begränsad dataserie från Havforskningsinstituttets fasta station "Bud" (Aure & Stigebrandt, 1989a). Vi utvidgar nu denna studie till att omfatta de fullständiga serierna från de fasta stationerna vid Lista, Ona (Bud), Skrova, Eggum och Ingøy. Till Ingøy adderar vi också de mätningar som gjordes vid den närbelägna fasta stationen Nordkapp under en period då mätningar ej gjordes vid Ingøy. Vi beskriver i Fig. 2-6 hur tätheten (i enheten "sigma-t" = σ_t = tätheten - 1000 kg/m³) varierar kvartalsvis på djupen 10, 30, 50, 75 och 100 meter. Från figurerna ser vi att kurvornas spännvidd och därmed variabiliteten är större under sommar och höst (kvartal 3 och 4) än under vinter och vår (kvartal 1 och 2). Vi ser också att variabiliteten avtar med djupet samt från söder mot norr.

I Tabell 2 visas medeltätheten samt standardavvikelsen från denna på några olika djup för de fem fasta stationerna. För dessa beräkningar har samtliga observationer utnyttjats. Tabellen visar att tätheten ökar mot norr på varje djup ned till och med 40 m. På 50 m djup och djupare är tätheten större vid Lista än vid Ona och Skrova. På 75 och 100 m gäller detta också vid Eggum. Standardavvikelsen är ett mått på variabiliteten av täthetsfältet. Variabiliteten avtar med djupet på samtliga stationer. Variabiliteten avtar också mot norr.

Trycket på ett visst djup ges av lufttrycket plus det hydrostatiska trycket av vattenpelaren över det aktuella djupet. Det tryck som

vattenpelaren utövar är lika med vattenpelarens massa gånger tyngdaccelerationen. I Tabell 3 ges massan av vertikala vattenpelare (med horisontell tvärsnittsarea 1 m^2), som är begränsade uppåt av den lokala medelvattenytan och nedåt av de olika djupen i tabellen, minus massan av lika höga pelare med tätheten 1000 kg/m^3 . Som framgår av tabellen gäller att vattenpelarnas massa ökar från söder mot norr på samtliga djup. Tabellen visar också standardavvikelsen från medelvärdet av massan i vattenpelarna ΔM . Denna variabilitet orsakas av varierande täthet. Variabiliteten av baroklina trycket, som är proportionell mot variabiliteten i pelarnas massa, avtar således mot norr. Det framgår också från Tabell 3 att variabiliteten av pelarnas massa ΔM , och därmed variabiliteten av baroklina trycket, ökar med ökande djup.

För beräkning av blandningsintensiteten i en tröskelbassäng spelar täthetsskiktningen i fjorden en stor roll. Ofta approximerar man fjordens skiktning med två vardera homogena skikt - ett under och ett över tröskeldjupet. Vattnet under tröskeln fylls på när extremt tungt vatten befinner sig över tröskeldjup i kustvattnet. Vattnet i tröskelbassängen kommer därför att ha en högre medeltäthet än vattnet på samma nivåer i kustvattnet utanför tröskeln. Över tröskeldjupet kommer vattnet däremot att ha ungefär samma medeltäthet som utanför fjorden - möjligen kan den vara något lägre om fjorden har ett markerat brackvattenskiakt vid havsytan pga lokal färskvattentillförsel. Medeltäthetsskillnaden mellan det övre och det undre skiktet i tvålagerapproximationen kan vi uppskatta på följande sätt: Antag en fjord med tröskeldjup 40 m som ligger i närheten av t.ex. Ona. Där är på 40 m medeltätheten (σ_t) 26.21 och standardavvikelsen $0.71 \text{ (kg/m}^3)$. Vi väljer godtyckligt medeltätheten i undre skiktet, under tröskeldjupet, i fjorden som medeltätheten plus standardavvikelsen på tröskeldjupet, dvs $26.21+0.71=26.92$. Medeltätheten i övre skiktet sätter vi lika med medeltätheten på halva tröskeldjupet (dvs 20 m i detta fall) i kustvattnet vilken är 25.86 . Täthetsskillnaden mellan det undre och övre skiktet, $\Delta\rho$, blir då $1.06 \text{ (kg/m}^3)$. I Tabell 4 har vi listat uppskattade $\Delta\rho$ för fjordar med olika tröskeldjup. Vi ser att täthetsskillnaden typiskt bör vara en faktor 5 större vid Skagerrakkusten än vid Finnmarkskusten.

Det är intressant att konstatera att medeltrycket är lägre vid Lista än på övriga stationer, jmf Tabell 3. Från detta skulle man förvänta att norska kustströmmen går från norr mot söder vilket inte stämmer med observationer. Förklaringen är att det dessutom finns en barotrop tryckgradient. Denna går i motsatt riktning till den baroklina så att medelvattenytan står högst i söder för att falla mot norr. Om man adderar ett vattenkikt som är 95 mm vid Lista, 74 mm vid Ona, 73 mm vid Skorva, 40 mm vid Eggum och 0 mm vid Ingøy skulle trycket på 100 m bli ungefär lika stort på alla stationerna. Då skulle totala trycket över 100 m-nivån vara störst vid Lista för att så avta norrut. Ett sådant övertryck i syd behövs för att övervinna friktionsförluster och driva kustströmmen norrut. Om det norska höjdsystemet är tillräckligt noggrannt skulle man kunna bestämma medelhavsytans fall mot norr med hjälp av detta.

Variabiliteten i det baroklina tryckfältet är kopplad till variabiliteten i den norska kustströmmen. Det föreliggande materialet antyder att kustströmmens variabilitet avtar mot norr samtidigt som det vatten den transporterar blir alltmer homogent under sin väg norrut.

4. INTERMEDIÄRT VATTENUTBYTE.

Det intermediära (baroklina) vattenutbytet drivs av fluktuationer i det interna trycket. I sektion 3 ovan visade vi hur den baroklina drivningen varierar längs Norges kust. Den momentana hastigheten på djupet z i fjordmynningen antas vara proportionell mot roten ur tryckskillnaden mellan fjorden och kustvattnet (Stigebrandt, 1990)

$$(4.1) \quad u = u(z) \sim (2\alpha\Delta P(z)/\rho)^{1/2}$$

där ρ är en referenstäthet. Värdet av den empiriska konstanten α (~ 0.5) bestämdes i ovannämnda arbete genom en jämförelse med teoretiska 2-lagerflöden.

En barotrop tryckskillnad är alltid kopplad till den baroklina tryckdifferensen mellan fjorden och kustvattnet. Den barotropa tryckskillnaden är sådan att kontinuitetsvillkoret för volym uppfylles. Om vi för tillfället bortser från tidvatten och färskvattentillförsel till fjorden skall volymflödena in i och ut ur fjorden vara lika stora. Vi antar för enkelhets skull att fjorden har en rektangulär mynning med bredden $W(z) = W = \text{konstant}$. Om den baroklina tryckskillnaden ökar linjärt med djupet och är ΔP på tröskeldjupet är i detta fall den barotropa tryckskillnaden ungefär lika med $-\Delta P/2$. Vi kan exempelvis anta att strömmen går in i fjorden i den övre och ut i undre halvan av mynningen. För detta fall är den horisontella tryckskillnaden på djupet z i mynningen lika med $\Delta P(H/2-z)/H$ där $z=H$ är djupet av mynningen (tröskelnivån). För strömhastigheten i mynningen fås

$$(4.2) \quad u(z) = (2\alpha\Delta P/(\rho H))^{1/2}(H/2-z)^{1/2}$$

Transporten Q_i ut ur fjorden är

$$(4.3) \quad Q_i = \int_0^{H/2} W(z)u(z) dz = 2/3WH(\Delta P/(\rho H))^{1/2}$$

Med $\alpha=0.5$ och $\Delta P/\rho=g\Delta M/\rho$, där ΔM är standardavvikelsen av vattenpelarens massa (kg/m^2) på det aktuella djupet, jmf. Tabell 3, fås

$$(4.4) \quad Q_i = 1/6WH(g\Delta M/\rho)^{1/2}$$

I exemplet ovan har vi antagit att den momentana tryckskillnaden mellan fjorden och kustvattnet är $g\Delta M$. Detta kan bara gälla för fjordar med mycket stort värde på Y/A , där $A=WH$ är mynningsens vertikala tvärsnittsarea. Densiteten över tröskeldjupet i sådana fjordar ändras inte nämnvärt med tiden som ett resultat av vattenutbytet varför dessa fjordar är kraftigt "internt" strypta. Som regel är Y/A inte större än att skiktningen över tröskeldjupet i fjorden ändras genom vattenutbytet och den momentana tryckskillnaden blir därmed mindre än $g\Delta M$. Värdet på Q_i i (4.4) utgör därmed en övre gräns för den baroklina transporten. Ekv. (4.4) är den baroklina analogin till (2.3).

Fjordar med måttliga värden på Y/A , i vilka tätheten ändras oavslått som ett resultat av vattenutbytet, är mindre internt chokade än i exemplet ovan. För sådana fjordar söker vi ett uttryck för Q_i som funktion av W, H, Y samt ΔM . Vi skall använda den numeriska, horisontalintegrerade fjordmodell med hög upplösning vertikalt och i tiden som användes på fjordarna i Møre & Romsdal för att approximativt bestämma den sökta funktionen. Den numeriska fjordmodellen beskrivs i Aure & Stigebrandt (1989).

4.1 Resultat av modellkörningarna.

Vi har gjort körningar med rektangulära mynningar och i övrigt använt oss av Ørstafjorden som modellfjord. För att kunna separera den baroklina från den barotropa effekten har vi emellertid dragit ned tidvattenamplituden till obetydliga 1 cm. För beräkningarna har vi använt en av de långa och högupplösta hydrografiska mätserier från kustvattnet som togs i samband med "terskelfjordprosjektet", se Aure & Stigebrandt (1989). Mätningar gjordes 1 gång/vecka under nästan 1 års tid, bl.a. i en vertikal utanför Ørstafjorden. Denna mätserie användes här.

Vid modellkörningarna varierades den rektangulära mynningens bredd W och djup H . I Fig. 1 visas det intermediära utbytet som funktion av W för olika H . Utbytet ökar ungefär som $W^{1/2}$. Detta innebär att vattenutbytet är strypt. Ett icke-strypt vattenutbyte karakteriseras av att det inte ändras med ändringar av mynningens tvärsnittsareal, jmf Kap. 2. Modellberäkningar med konstant mynningsbredd visar att vattenutbytet också är en funktion av mynningens djup (Fig. 1). Detta beror dels på att mynningstvårsnittet i detta fall ökar med ökande djup och dels på att den baroklina drivningen ökar med ökande djup (jmf. ΔM Tabell 3). Eftersom vattenutbytet ökar med kvadratroten ur mynningsbredden bör det också öka med kvadratroten ur mynningsdjupet. Om detta är fallet kan vi med användning av Fig. 1 och Tabell 3 bestämma att vattenutbytet ökar ungefär som $\Delta M^{1/2}$. Vi gjorde också modellkörningar med fjordbassänger som hade 10 resp. 0.1 gånger större yta (på samtliga djup) än den ursprungliga modellfjorden. Resultaten pekar på att volymflödet ändras ungefär proportionellt med kvadratroten av fjordytan. Vi förväntar oss således följande funktionella samband mellan, å ena sidan, Q_i och, å andra sidan, W, H, Y samt ΔM

$$(4.5) \quad Q_i = \beta(WHYg\Delta M/\rho)^{1/2} \quad (\text{m}^3/\text{s})$$

Med hjälp av data från Fig. 1 har vi slutligen bestämt den dimensionslösa konstanten β till ca 17×10^{-4} . Vid tillämpningen av ekvation (4.5) måste man kontrollera att det beräknade Q_i -värdet inte överstiger det maximala Q_i -värdet vilket beräknas från ekv. (4.4). Det lägsta av dessa två värden skall användas. Vi kräver således att kvoten mellan Q_i -värdena beräknade från ekv. (4.5) resp. (4.4) skall vara mindre än eller lika med 1 för att vi skall få använda ekv. (4.5). Detta krav ger att ekv. (4.5) gäller om $Y/A \leq 10^4$, där $A=WH$. Om $Y/A > 10^4$ skall således ekv. (4.4) användas.

Vi antar att tidsvariationerna av det baroklina tryckfältet är lika längs norska kusten, dvs vi antar att bidragen från olika frekvenser till det lokala ΔM har samma fördelning på alla orter längs norska kusten. Man kan då använda ΔM från Tab. 3 för att beräkna det intermediära utbytet Q_i . Eftersom modellberäkningarna baseras på mätningar av det baroklina tryckfältet som tagits 1 gång/vecka är den

s.k. Nyqvistfrekvensen 0.5 vecka^{-1} (högsta frekvens som kan lösas upp från mätningarna). Det förekommer säkert tidsvariationer med högre frekvenser i det baroklina tryckfältet vilka kan bidra till det intermediära vattenutbytet. Q_i beräknad från ekv. (4.5), eller i förekommande fall från (4.4), bör därför vara lägre än det reella intermediära vattenutbytet.

5. TIDVATTENDRIVEN BLANDNING I FJORDARS BASSÄNGVATTEN

Det är välkänt att oscillerande barotropa strömmar över trösklar kan generera interna vågor (böljor) i vertikalt skiktade vätskor. Om den oscillerande barotropa strömmen har tillräckligt stor amplitud bildas dock inga interna vågor. Istället bildas en stråle (jet). Huvuddelen av energin för vertikal blandning i fjordars bassängvatten kommer från internt tidvatten eller från tidvattenstrålar, se Stigebrandt & Aure (1989).

En harmonisk vattenståndsvariation med amplituden a_i (i fjorden) och frekvensen $\omega = 2\pi/T$ ger upphov till strömhastigheten u_s i fjordmynningen

$$(5.1) \quad u_s = u_{s0} \cos(\omega t)$$

där t är tiden och $u_{s0} = Y/Aa_i\omega$. Om u_{s0} är större än fashastigheten av interna vågor c_i fås en stråle i mynningen. Om däremot $u_{s0} < c_i$ genererar tidvattenströmmen interna vågor med tidvattnets frekvens (internt tidvatten). Som en första approximation kan man betrakta fjordens täthetsskiktning som uppbyggd av två skikt - ett övre skikt, över tröskeldjupet, med tjockleken H_t och tätheten ρ_t och ett undre skikt med tätheten ρ_b och tjockleken H_b . Den interna vågens fashastighet c_i är definierad genom

$$(5.2) \quad c_i = \{g(\Delta\rho/\rho)[H_t H_b / (H_t + H_b)]\}^{1/2}$$

där $\Delta\rho = \rho_b - \rho_t$, ρ är en referenstäthet och g är tyngdaccelerationen. Aktuella värden på $\Delta\rho$ för fjordar längs den norska kusten kan extraheras från Tabell 4.

För en tvålagersskiktning enligt ovanstående beskrivning och med rektangulärt mynningstvärsnitt är energiflödet E_2 till det interna tidvattnet i fjorden

$$(5.3) \quad E_2 = \rho\omega^2 a_i^2 Y^2 / A (H_b / (H_b + H_t)) c_i / 2$$

Tidsmedelvärdet av energiflödet E_j till en tidvattenstråle inne i en fjord är

$$(5.4) \quad E_j = 0.42\rho u_{s0}^3 A/4$$

Det interna tidvattnet resp. tidvattenstrålen genererar turbulens i bassängvattnet. Endast bråkdelen R_f av E_2 resp. E_j används för blandning i bassängvattnet. I Stigebrandt & Aure (1989) visade vi att $R_f=0.056$ för internt tidvatten och $R_f=0.01$ för tidvattenstrålar. Att R_f är mindre för tidvattenstrålar beror på att det mesta av strålens energi dissiperar i fjordens ytskikt.

Totala arbetstakten mot uppdriftskrafterna per horisontell ytenhet i bassängvattnet är lika med

$$(5.5) \quad W = W_0 + R_f\phi E/Y_t$$

där W_0 är en bakgrundsarbetstakt ($\approx 0.02 \text{ mW/m}^2$) orsakad av andra faktorer än tidvatten (främst vinden), Y_t är fjordens areal på tröskelnivån och faktorn $1/\phi$ beskriver hur stor del av totala energin från tröskelgenererade interna vågor som kommer från det halvdagliga tidvattnet (även lägre frekvenser genererar vågor). I Aure & Stigebrandt (1989) satte vi $1/\phi=0.85$ för Møre & Romsdal. I Stigebrandt (1976) sattes $1/\phi=0.6$ för Skagerrak (Oslofjorden) där alltså bidraget från andra komponenter än det halvdagliga tidvattnet är relativt stort. För de nordliga landsändarna, där tidvattnet har stor amplitud, förväntar man sig att $1/\phi$ närmar sig 1. För att kunna avgöra om man skall använda E_2 eller E_j för E i ekvation (5.5), med tillhörande värde på R_f , måste man naturligtvis först ta reda på om den aktuella fjorden är en bölje- eller strålfjord, dvs om c_1 är större eller mindre än u_{s0} .

Det är uppenbart att för en given fjordtopografi ändras både E_2 och E_j mycket från syd till nord. E_2 är proportionell mot a_1^2 som ökar med en faktor 100 från Skagerrakkusten till Finnmark, se Tabell 1. E_2 är också proportionell mot c_1 som i sin tur är proportionell mot $(\Delta\rho)^{1/2}$. Från Tabell 4 ser vi att $\Delta\rho$ är en faktor 5 större på Skagerrakkusten än på Finnmarkskusten. Således minskar c_1 , för fjordar med lika topografi,

med drygt en faktor 2 från syd till nord. Effekten på blandningsintensiteten av syd-nord variationen i skiktning $\Delta\rho$ är således liten jämfört med effekten av syd-nordvariationen av tidvattnets amplitud a_i .

För given fjordtopografi minskar c_i med drygt en faktor 2 från Skagerrak till Finnmarkskusten. Samtidigt ökar u_{s0} med en faktor 10. Det är därför uppenbart att en allt större andel fjordar kan förväntas vara strålfjordar ju längre mot norr man kommer.

6. UTBYTE AV BASSÄNGVATTEN

I Aure & Stigebrandt (1989) utvecklade vi en metod att bestämma tiden mellan två fullständiga vattenutbyten. Med fullständiga vattenutbyten menar vi att även det djupast liggande bassängvattnet byts ut. Vi demonstrerade att utbytestiden bestäms av blandningsförhållandena i bassängvattnet. När en medeltäthetsminskning R_e har åstadkommits i bassängvattnet sedan senaste fullständiga vattenutbyte kan man räkna med ett nytt fullständigt vattenutbyte. Det bör framhållas att vattnet högre upp i tröskelbassängen byts oftare och det effektiva R_e -värdet är här alltså mindre. Det är möjligt att R_e -värdet är en funktion också av karakteristiken av täthetsfluktuationerna i kustvattnet. För att undersöka detta behövs emellertid omfattande mätningar från olika delar av kusten. Vi får här anta att R_e har samma värde längs norska kusten som det vi bestämt för Møre & Romsdal, se nedan.

I Aure & Stigebrandt (1989, 1990) visade vi att medeltäthetsminskningen per tidsenhet i bassängvattnet $d\rho/dt$ är proportionell mot W

$$(6.1) \quad d\rho/dt = - CW/(gH_b^2) \quad (\text{kg/m}^3/\text{s})$$

där den empiriska konstanten $C=2.0\pm 0.6$ och W ges av ekvation (5.5).

Man kan förvänta att bassängvattnet kommer att bli fullständigt utskiftat under tiden T_e definierad genom

$$(6.2) \quad T_e = R_e/(d\rho/dt) = -R_e g H_b^2 / (CW)$$

där R_e alltså är den medeltäthetsreduktion i bassängvattnet som måste till innan ett fullständigt vattenutbyte kan förväntas äga rum. Vi bestämde värdet av R_e till $-4/3$ (kg/m^3) för fjordar i Møre & Romsdal med $L=H_b Y_t/A < 70000$ (m). För fjordar med större L är R_e större.

Vi är primärt intresserade av att ta reda på hur tidsskalan för vattenutbyte i fjordbassänger varierar från syd till nord. Från ekv. (5.5) och (6.2) ser vi att $T_e \sim -R_e/W$. För böljefjordar får vi då

approximativt att $T_e \sim R_e / (a_i^2 c_i)$ och för strålfjordar $T_e \sim R_e / a_i^3$. Vi ser att T_e generellt bör minska kraftigt från syd mot norr. För topografiskt ekvivalenta böljebassänger bör rent teoretiskt T_e vara en faktor 50 större på Skagerrakkusten än i Troms och Finnmark. Motsvarande teoretiska faktor för strålfjordar är ungefär lika med 1000. Utifrån dessa resultat kan man förvänta sig att oxygenförhållandena i fjordars bassängvatten blir bättre ju längre bort från Skagerrak man kommer. Man skall dock inte glömma bort att oxygenförhållandena i en fjords bassängvatten också beror av tillförseln av organiskt material, se Aure & Stigebrandt (1989a). Det naturliga flödet av marint organiskt material ned i tröskelbassänger tycks dock variera tämligen lite längs norska kusten (Stigebrandt, Aure & Molvær, 1990).

7. AVSLUTANDE KOMMENTARER.

I Aure & Stigebrandt (1989) utvecklades metoder att beräkna effekter av fiskeoppdrett på vattenkvaliteten både över och under tröskeldjupet i fjordar. Modellutvecklingen baserades på omfattande mätningar i 30 fjordar i Møre & Romsdal. För att kunna tillämpa metoderna även på fjordar i andra delar av Norge är det nödvändigt att beskriva hur de yttre drivkrafterna varierar längs kusten. Detta görs i föreliggande rapport.

Storleken av det barotropa vattenutbytet, vilket drivs av vattenståndsfluktuationer i kustvattnet, ökar med en faktor 10 från Skagerrak till kusten av Troms och Finnmark.

Storleken av de inre tryckfluktuationerna i kustvattnet har bestämts, med hjälp av data från Havforskningsinstitutets fasta stationer, för Lista, Ona, Skrova, Eggum och Ingøy. Amplituden av de inre tryckfluktuationerna ökar generellt med djupet och avtar mot norr.

Storleken av det intermediära vattenutbytet, vilket drivs av inre tryckfluktuationer i kustvattnet, beräknades i Aure & Stigebrandt (1989) med hjälp av en numerisk fjordmodell. I föreliggande rapport presenteras en empirisk formel för detta vattenutbyte vilken kan appliceras på fjordar längs Norska kusten.

Utbytet av bassängvatten i tröskelfjordar bestäms väsentligen av den vertikala blandningens intensitet. Den senare är starkt kopplad till tidvattnets amplitud genom två olika mekanismer - internt tidvatten och tidvattenstrålar. Amplituden av de senare ökar starkt mot norr. Vattenutbytet i tröskelbassänger ökar därför starkt mot norr varför oxygenförhållandena i tröskelbassänger generellt bör vara mycket bättre i nord än i syd.

Vi har funnit att det baroklina vattenutbytet alltid är strypt i den meningen att en ökning av mynningsens vertikala tvärsnittsarea alltid leder till ett ökat vattenutbyte.

REFERENSER

- Aure, J. & Stigebrandt, A., 1989: Fiskeoppdrett og fjorder - En konsekvensanalyse av miljøbelastning for 30 fjorder i Møre og Romsdal. Rapport No. F08803 Havforskningsinst., Bergen.
- Aure, J. & Stigebrandt, A., 1989a: On the influence of topographic factors upon the oxygen consumption rate in sill basins of fjords. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 28, 59-69.
- Aure, J. & Stigebrandt, A., 1990: Quantitative estimates of eutrophication effects on fjords of fish farming. *Aquaculture* (accepted for publication)
- Norges Sjøkarteverk, 1985: Tidevannstabeller for den norske kyst med Svalbard 1986. 49 årgang.
- Stigebrandt, A., 1976: Vertical diffusion driven by internal waves in a sill fjord. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 486-495.
- Stigebrandt, A., 1990: On the response of the horizontal mean vertical density distribution in a fjord to low-frequency density fluctuations in the coastal water. *Tellus* (in print)
- Stigebrandt, A. & Aure, J., 1989: Vertical mixing in the basin waters of fjords. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 917-926.
- Stigebrandt, A., Aure, J. & Molvær, J., 1990: Videreføring av metode for bestemmelse av effekter av fiskeoppdrett på oksygenforhold i terskelfjorder. Fase 1. NIVA. Notat O-89073.

FIGURTEXTER

Fig. 1 Intermediära vattenutbytet som funktion av mynningens bredd för olika tröskeldjup (10..50 m) för rektangulära mynningar. Vattenutbytet är beräknat med hjälp av den numeriska fjordmodell som beskrivs i Kap. 5 i Aure & Stigebrandt (1989)

Fig. 2 Täthetsfördelningen vid Lista för olika kvartal och för djupen a) 10 m, b) 30 m, c) 50 m, d) 75 m

Fig. 3 Täthetsfördelningen vid Ona för olika kvartal och för djupen a) 10 m, b) 30 m, c) 50 m, d) 75 m

Fig. 4 Täthetsfördelningen vid Skrova för olika kvartal och för djupen a) 10 m, b) 30 m, c) 50 m, d) 75 m

Fig. 5 Täthetsfördelningen vid Eggum för olika kvartal och för djupen a) 10 m, b) 30 m, c) 50 m, d) 75 m

Fig. 6 Täthetsfördelningen vid Ingøy för olika kvartal och för djupen a) 10 m, b) 30 m, c) 50 m, d) 75 m

TABELL 1. Amplituderna (cm) av tidvattenkomponenterna M2 och S2 samt dessas summa för några orter längs norska kusten. I högra kolumnen ges det förväntade barotropa vattenutbytet per kvadratkilometer fjordyta i icke-strypta fjordar ($\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$).

Ort	M2	S2	M2+S2	Qy
Oslo	12.1	3.6	15.7	7
Nevelunghavn	10.2	3.1	13.3	6
Stavanger	14.5	6.6	21.1	10
Bergen	43.9	15.8	59.7	27
Kristiansund	66.3	23.2	89.5	41
Rørvik	77.6	26.5	104.1	48
Mo i Rana	85.0	29.1	114.1	52
Bodø	82.4	28.5	110.9	51
Narvik	93.7	33.9	127.6	59
Kabelvåg	90.8	32.9	123.7	57
Tromsø	88.7	27.2	115.9	53
Kirkenes	106.3	29.6	135.9	63

TABELL 2. Medeltätheten uttryckt som σ_t (kg/m^3) samt dennas standardavvikelse för vissa djup (m) vid några av HIs fasta stationer.

DJUP	LISTA	ONA	SKROVA	EGGUM	INGØY
0	23.64±2.23	25.45±1.04	25.69±0.88	26.35±0.55	26.91±0.39
10	24.49±1.90	25.65±0.96	25.83±0.75	26.43±0.51	26.96±0.35
20	25.30±1.40	25.86±0.88	26.03±0.64	26.50±0.46	26.99±0.33
30	25.86±1.07	26.01±0.82	26.14±0.61	26.55±0.44	27.02±0.32
40	26.18±0.82	26.21±0.71	26.26±0.56	26.61±0.41	27.05±0.31
50	26.50±0.69	26.41±0.66	26.38±0.55	26.67±0.40	27.07±0.30
75	26.90±0.49	26.75±0.49	26.64±0.47	26.82±0.36	27.13±0.28
100	27.14±0.36	26.98±0.36	26.85±0.39	26.97±0.30	27.20±0.25

TABELL 3. Massan (kg/m^2) av en vattenpelare mellan medelhavsytan och ett visst djup (m) minus massan av en "standardpelare" med tätheten $1000 \text{ kg}/\text{m}^3$. Också standardavvikelsen av pelarens massa, ΔM , ges. ΔM är ett mått på den "baroklina drivningen".

DJUP	LISTA	ONA	SKROVA	EGGUM	INGØY
10	240±20	255±10	258±8	264±5	269±4
20	489±35	512±19	517±15	528±10	539±7
30	745±44	772±27	778±20	794±14	809±10
40	1005±51	1033±34	1040±26	1060±19	1079±13
50	1269±56	1296±40	1303±30	1326±22	1350±16
75	1936±63	1961±50	1966±40	1995±31	2028±23
100	2612±67	2633±56	2634±48	2667±38	2707±29

TABELL 4. Typisk tetthetsskillnad $\Delta\rho$ (kg/m^3) mellom vattnet under og over trøskeldjupet for ulike trøskeldjup (m) i nærheten av några av HIs fasta stasjoner.

TRÖSKEL DJUP	LISTA	ONA	SKROVA	EGGUM	INGØY
10	2.30	1.06	0.82	0.55	0.37
20	2.20	1.09	0.84	0.53	0.36
30	2.03	1.08	0.82	0.53	0.37
40	1.70	1.06	0.79	0.52	0.37
50	1.61	1.15	0.84	0.54	0.37
75	1.57	1.08	0.88	0.59	0.37
100	1.00	0.93	0.86	0.60	0.38

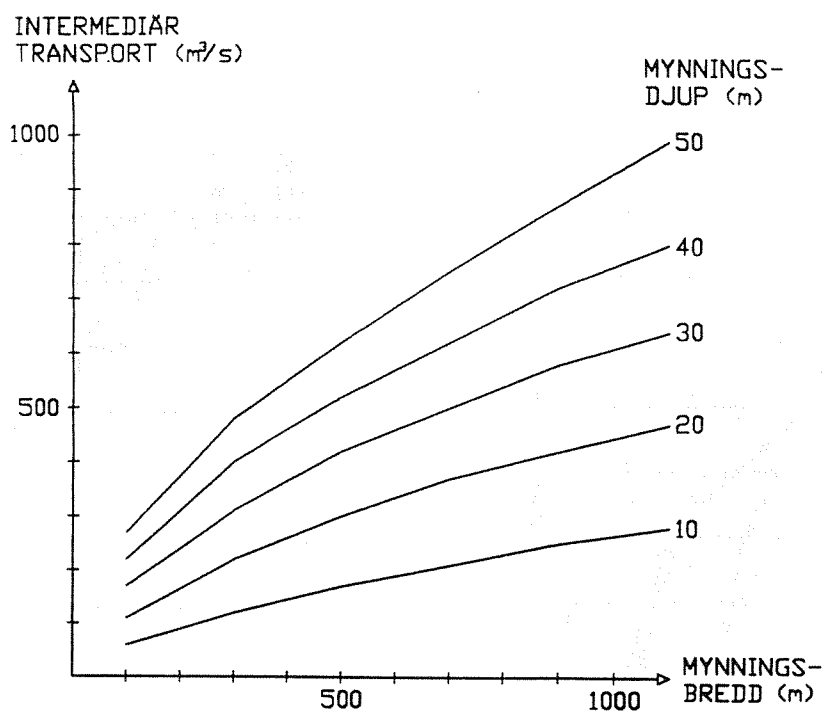


Fig.1 Intermediär vannutskiftning i en fjord som funksjon av munningsbredde og ulike terskeldyp (10...50m). (Rektangulær munning).

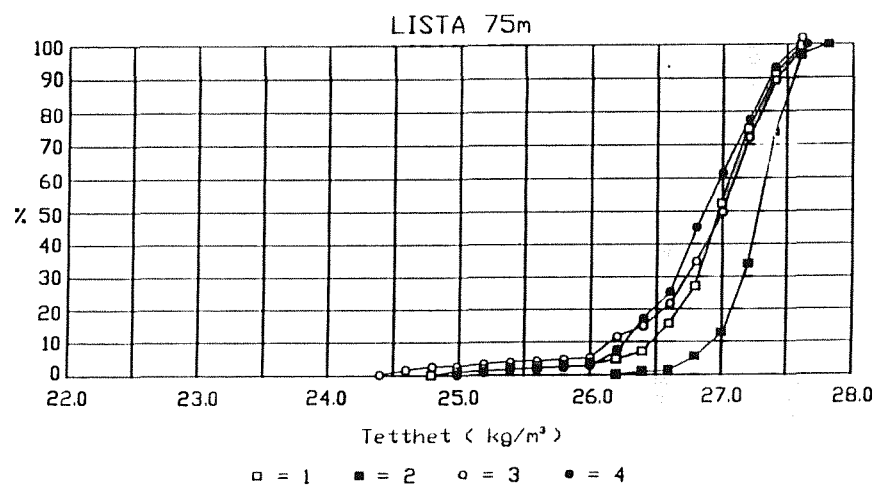
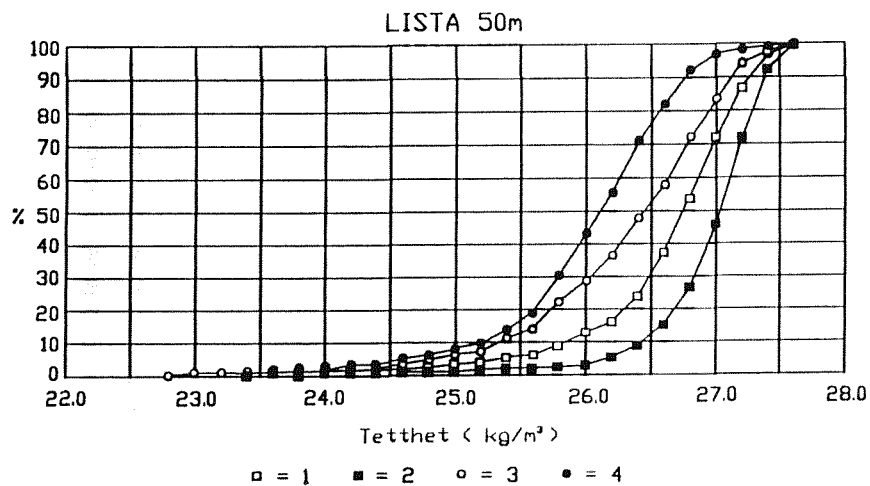
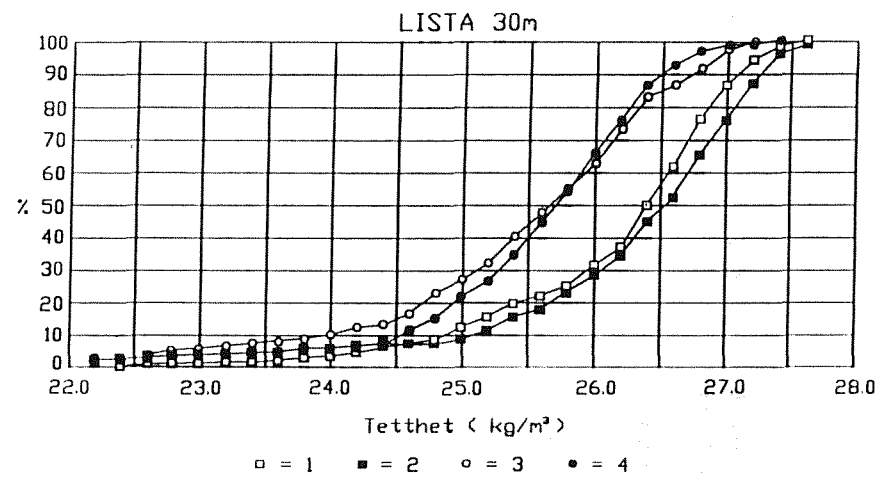
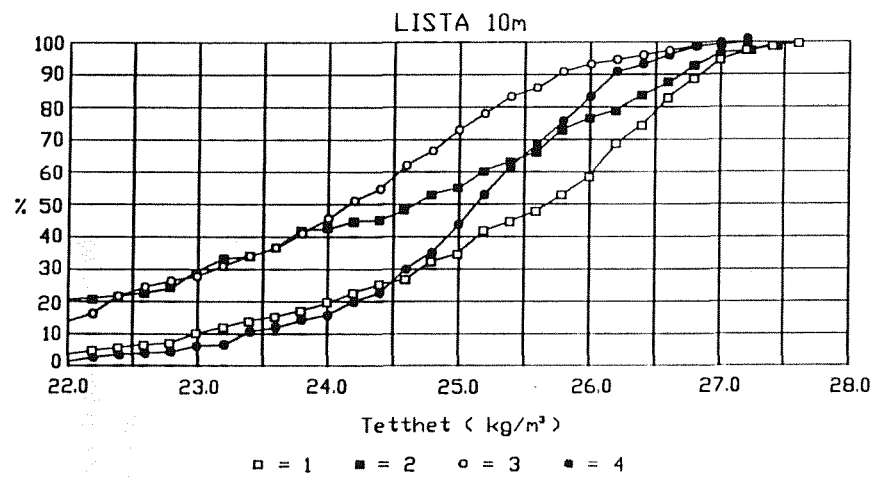


Fig.2 1:Januar-mars 2: April-juni 3:Juli-september 4: Oktober-desember

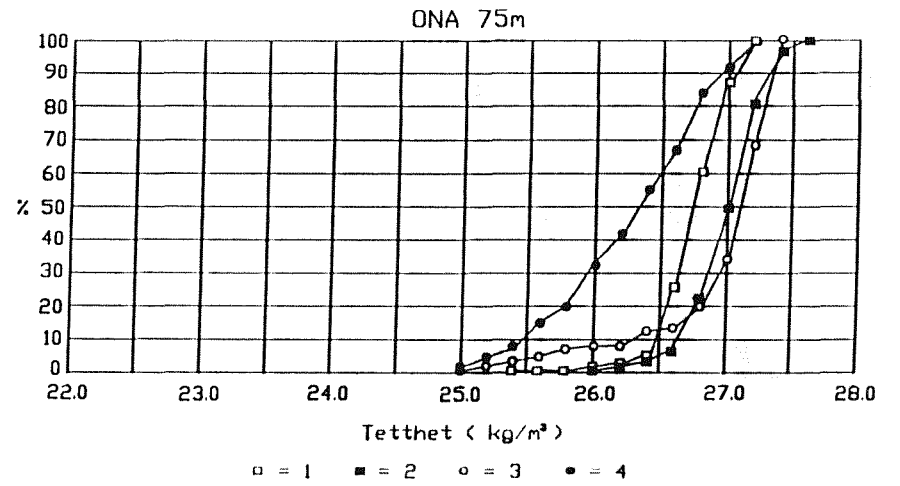
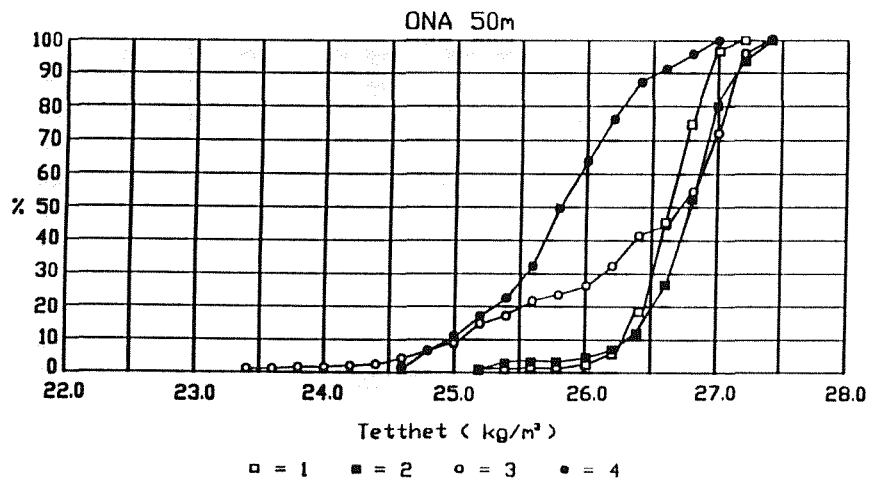
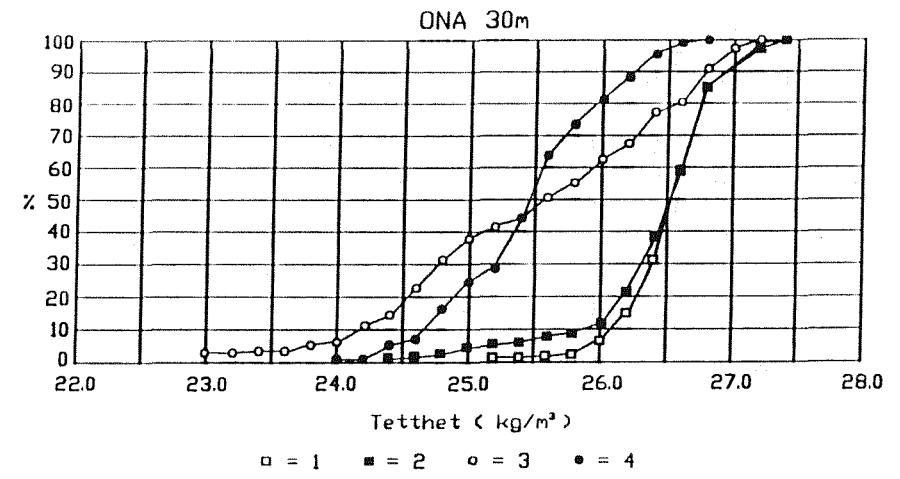
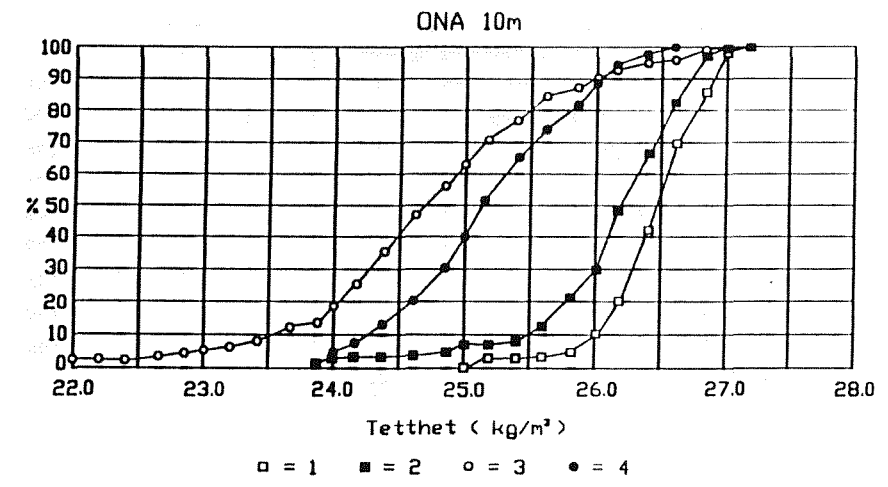


Fig.3 1:Januar-mars 2: April-juni 3:Juli-september 4: Oktober-desember

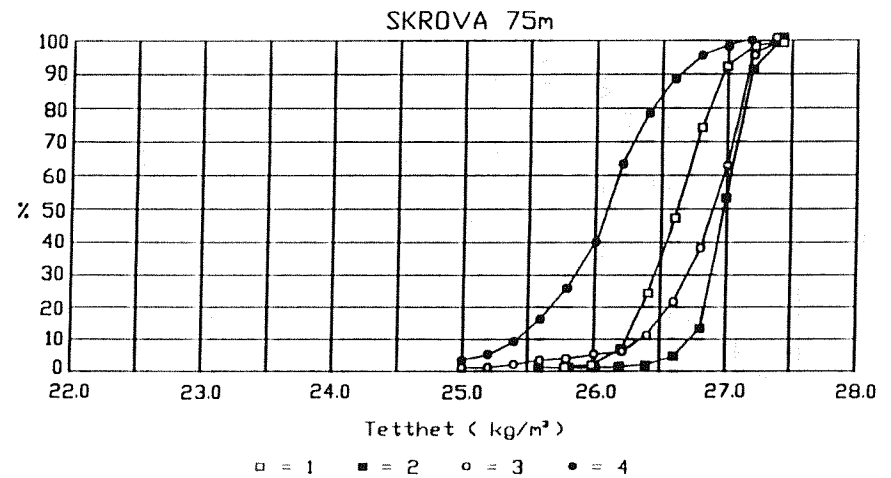
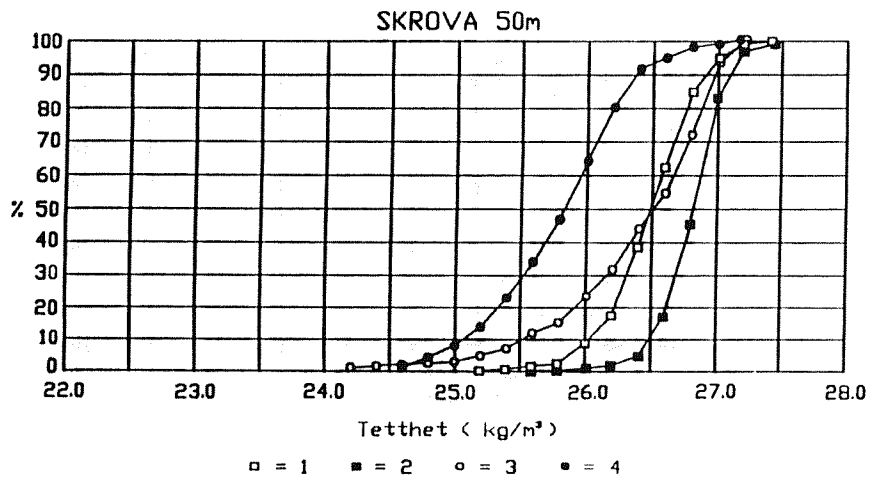
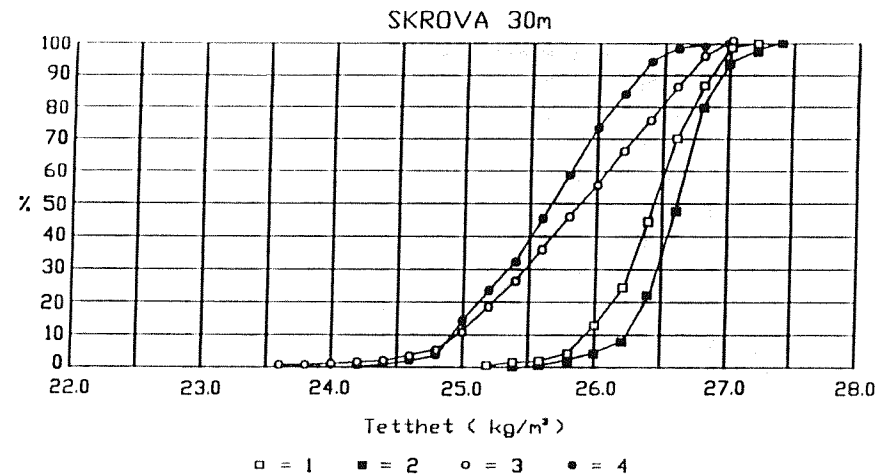
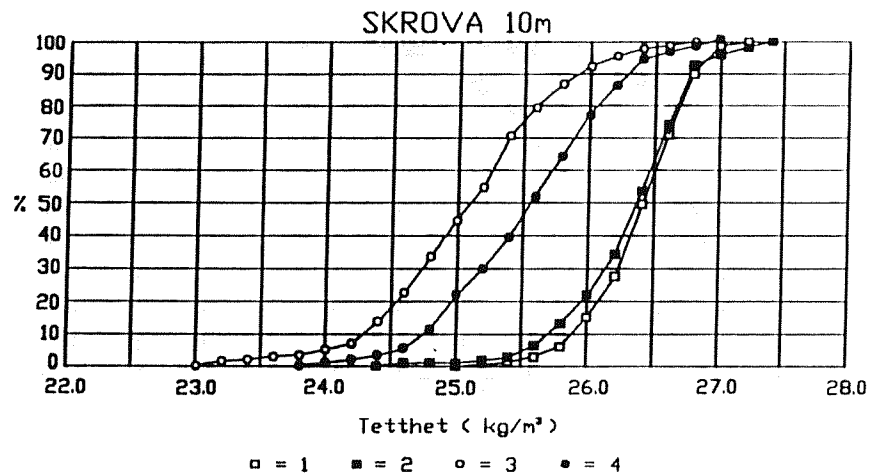


Fig.4 1:Januar-mars 2: April-juni 3:Juli-september 4: Oktober-desember

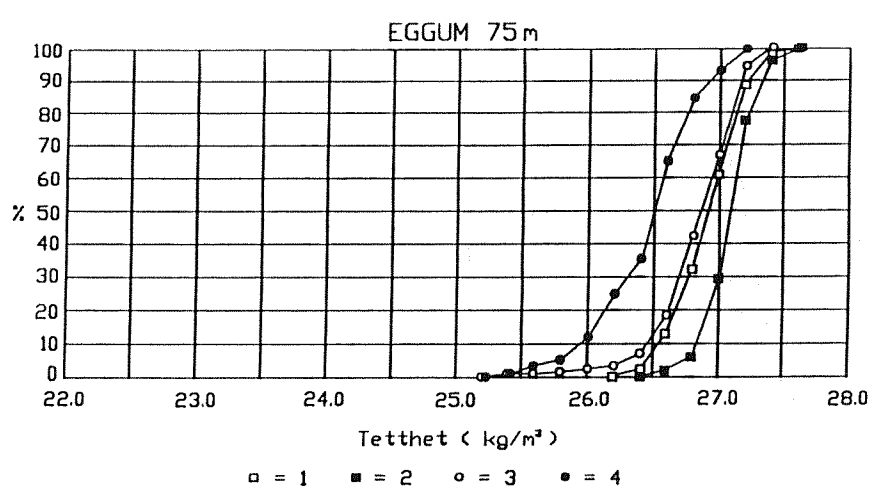
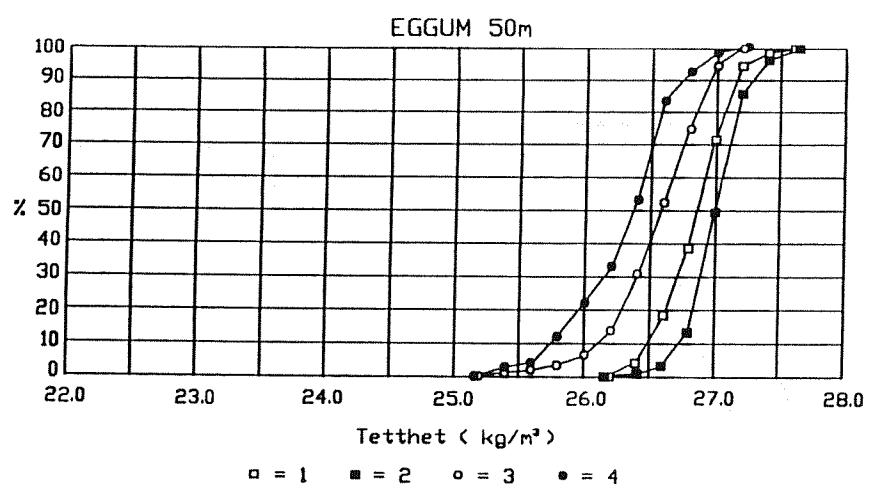
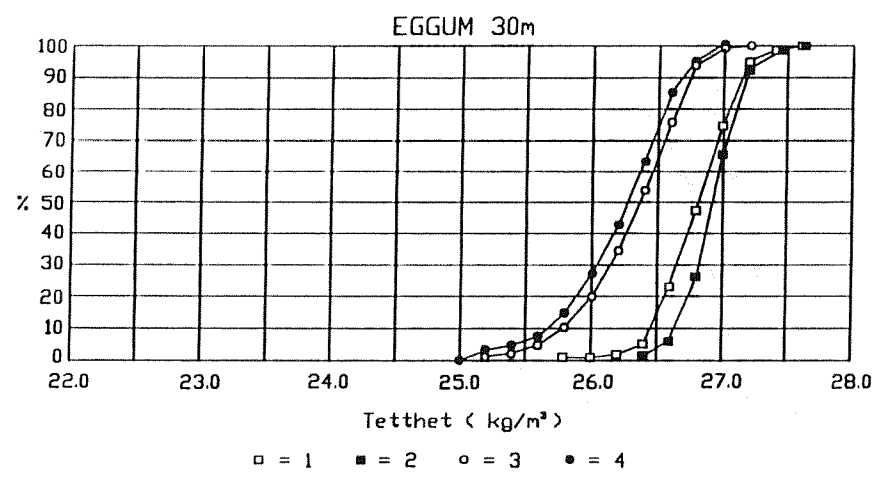
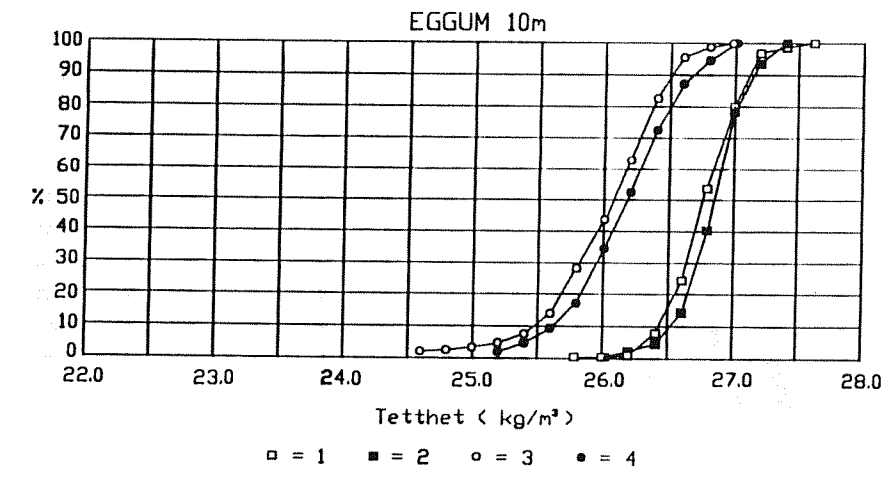


Fig.5 1:Januar-mars 2: April-juni 3:Juli-september 4: Oktober-desember

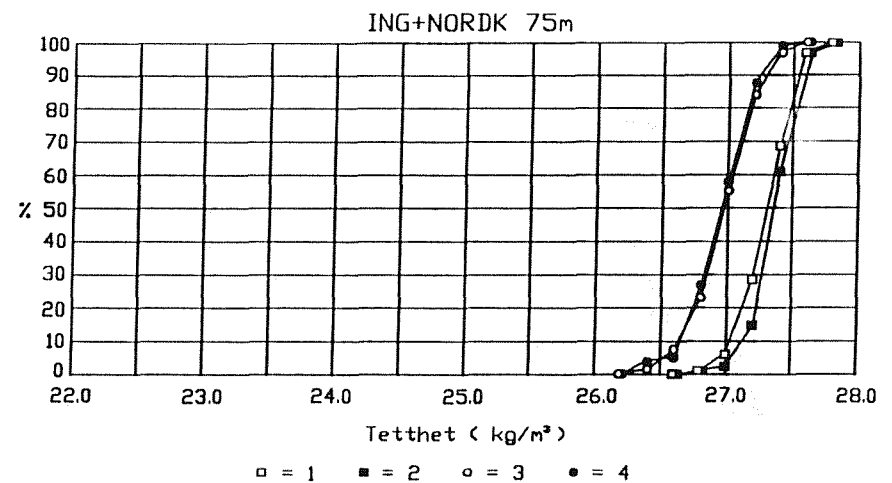
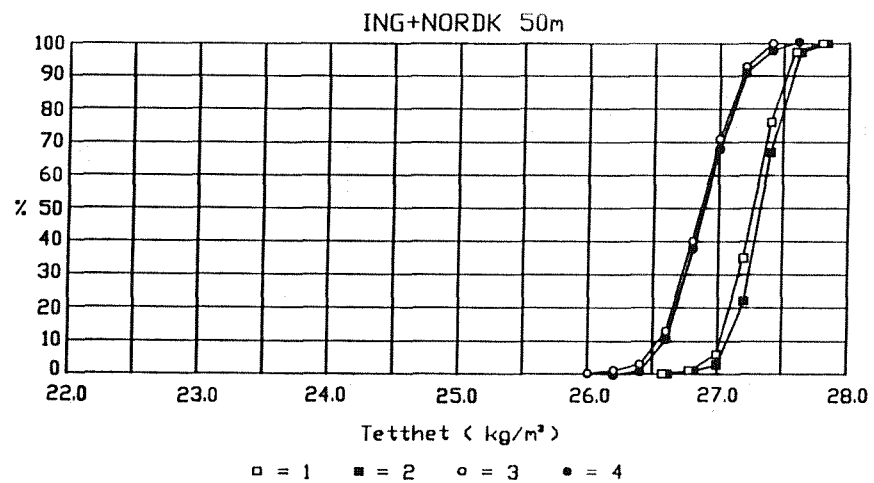
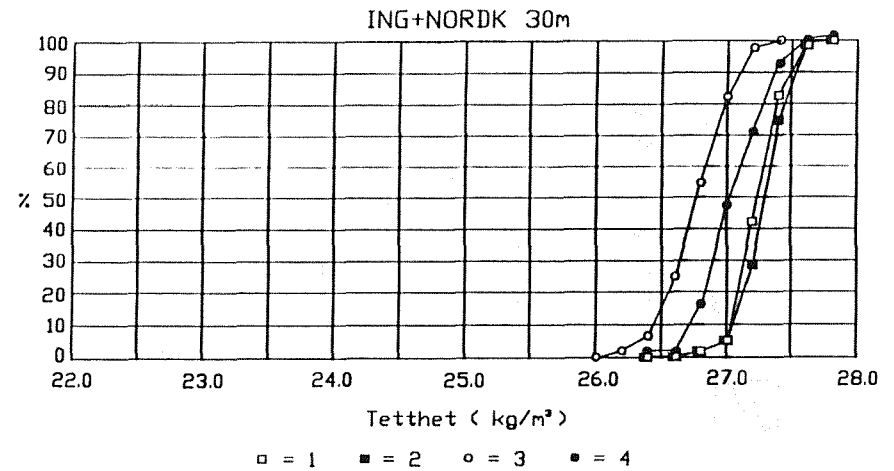
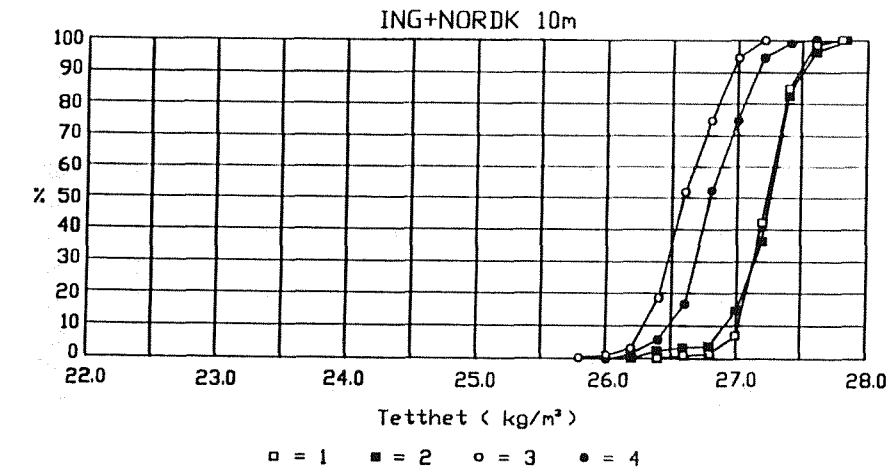


Fig.6 1:Januar-mars 2: April-juni 3:Juli-september 4: Oktober-desember