

# Vannbevegelser i Trondheimsfjorden

Av forskningssjef *Torkild Carstens*

Torkild Carstens er forskningssjef ved Vassdrags- og havnelaboratoriet ved NTH der han har vært ansatt siden 1958. Fra 1967 har han vært dosent II i vassbygging ved NTH. B ing. NTH 1954, M Sc University of Minnesota 1958, Ph D University of California 1964. UNESCO-konsulent i India 1968, gjesteprofessor ved University of Alaska 1971—72.

*Foredrag holdt i Norsk Forening for Vassdragspleie og Vannhygiene 8. mai 1974.*

Trondheimsfjorden er hverken den lengste, bredeste eller dypeste fjorden i landet. Men med sin lengde på 120 km, sitt vannspeil på 1400 km<sup>2</sup> og sin dybde på nesten 600 m er den en av våre store fjorder (fig. 1 og 2). Sammenliknet med mange andre store fjorder er vannbevegelsene i Trondheimsfjorden livlige. Dels skyldes dette et forholdsvis kraftig tidsvann, dels de åpne bassengene som gir vinden godt tak, og dels de store elvene som renner ut i fjorden.

Målinger utført av Vassdrags- og havnelaboratoriet ved NTH i de siste to år har bekreftet at fjorden har en «kyststrøm» som går langs høyre land, dvs. inn langs sørsida og ut langs nordsida. Denne strømmen samler opp elver og andre utløp og gjør utslipp av avløpsvann noe problematisk på sørsida, der storparten av trønderne bor.

Med de sterke vannbevegelsene er det ikke vanskelig å oppnå en god fortykning av avløpsvann ved et ri-

melig valg av utslippssted. Det som kanskje kan gi grunn til bekymring, er muligheten for oppsamling av forurensninger, enten ved sedimentering i områder med svak strøm, eller ved biologisk filtrering på steder med bedre vannutveksling.

## *Tidevann.*

To ganger i døgnet vandrer en tidevannsbølge nordover langs norskekysten. Den fyller først fjorden til et høyvann (HV), og vel 6 timer seinere har den sugd ut vannmassene ned til lavvann (LV). De fleste fjorder svinger i resonans med havet utenfor, dvs. HV opptrer samtidig innerst og ytterst i fjorden, og tidevannshøyden  $H = HV - LV$  er minst like stor innerst som ytterst.

Tidevannet i Trondheimsfjorden er like stort i alle tre bassenger, med en gjennomsnittlig forskjell mellom høyvann og lavvann på ca. 1,8 m.

Det er ikke mulig å beregne den utvekslingen som tidevannet forårsaker, til det trengs strømmålinger. Men med opplysninger om fjordbassengenes størrelse og form kan en

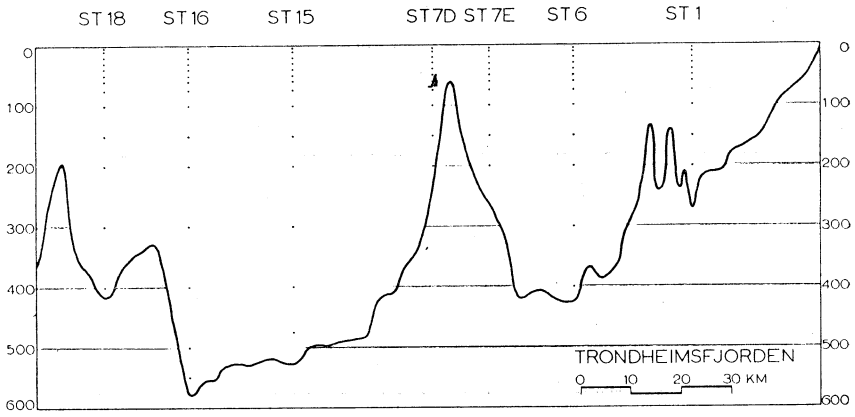


Fig. 1. Lengdesnitt gjennom Trondheimsfjorden. Dybdene er angitt i meter.

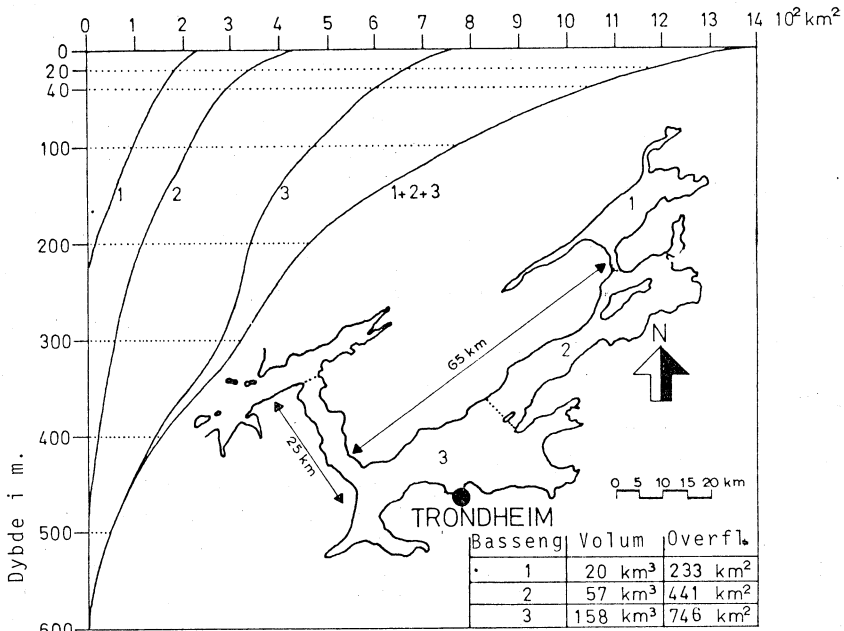


Fig. 2. Kurver over vannmassenes fordeling i fjordens 3 bassenger.

Tabell 1. Tidevann.

	V km <sup>3</sup>	A <sub>h</sub> km <sup>2</sup>	A <sub>v</sub> km <sup>2</sup>	H m	$\frac{A_h H}{V} \%$	$L = H \frac{A_h}{A_v} \text{ km}$	$L^* = \frac{L}{\sqrt{A_v}}$	v cm/s	Q m <sup>3</sup> /s
Agdenes ...	158	1420	0.55	1.80	0.85	4.7	6.3	21	117 000
Tautra ...	57	674	0.34	1.82	1.41	3.6	6.2	16	55 000
Skarnsund .	20	233	0.066	1.84	4.29	6.4	25.2	29	19 000

god del vurderinger gjøres ved skrivebordet.

Tabell 1 viser noen enkle parametre som kan brukes til å beskrive tidsvannsaktiviteten. Utgangspunktet er bassengvolum V, vannspeilsareal A<sub>h</sub>, tverrsnittsareal over tersklene A<sub>v</sub> og tidsvannshøyden H.

Produktet  $\Delta V = H A_h$  gir tidsvannsvolumet, og et grovt mål for tidevannsbevegelsene er derfor for-

holdt  $\frac{\Delta V}{V}$  for hvert delbasseng. Et

annet mål er tidsvannsekursjonen

$L = \frac{\Delta V}{A_v}$  som er beregnet for de

tre tersklene sammen med gjennomsnittshastighet v og vassføringen Q.

De tre siste størrelsene vil være nyttigst om de kan sammenliknes med tilsvarende størrelser og oppgis som forholdstall på samme måte som tidsvannsvolumet med fjordvolumet i kolonne 5.

En slik normalisering av L er gjort i kolonne 7 som gir  $L^* = \frac{L}{\sqrt{A_v}}$ , eller

forholdet mellom lengden av tidevanns-«strålen», målt fra en terskel, og målet  $\sqrt{A_v}$  for strømtverrsnittet over terskelen. Dersom størrelsesordenen av L\* er mindre enn 1, vil utvekslingen på grunn av tidevannet være liten.

Av tabell 1 fremgår det at tersklene ved Agdenes og Tautra må betraktes som gode blandingssteder, mens Skarnsundet er en utmerket blandingsmaskin.

Den utvekslingen som foregår over en terskel, vil føre til at vannmassene i de to tilstøtende bassengene blander seg med hverandre. Denne utjevningen skjer kontinuerlig bare over terskelnivået.

#### Ferskvann.

Det store nedslagsfeltet på ca. 21 500 km<sup>2</sup> kombinert med den høye avrenningen gir et årsmiddel lik 685 m<sup>3</sup>/s. Dette tilsvarer 21.6 km<sup>3</sup>/år eller 9 % av fjordvolumet pr. år. Sammenliknet med tidevannet er dette et beskjedent kvantum.

### Den estuarine sirkulasjon.

Foruten at ferskvannet gjennomstrømmer fjorden direkte, river det med seg fjordvann fra de øverste lagene. Dette fjordvannet må erstattes av nytt vann som strømmer inn i fjorden utenfra, og den sirkulasjonen som medrivningen skaper, kalles den estuarine sirkulasjon.

Når ferskvannstilløpet har holdt seg konstant en viss tid og værforholdene samtidig har vært stabile, vil saltholdighetsfordelingen i fjorden også stabilisere seg. Det vil si at fjorden inneholder et konstant ferskvannsvolum, mens like mye ferskvann renner inn og ut av fjorden. Under slike forhold vil *Knudsen's* relasjon gi styrken  $Q_e$  av den estuarine sirkulasjon.

Ved å forlange kontinuitet i saltfluksen fås

$$Q_e = Q_f \frac{S_1}{S_2 - S_1}$$

$Q_f$  er ferskvannstilrenningen og  $S_1$  og  $S_2$  er saltholdigheten i henholdsvis øvre, utgående og nedre inngående strøm.

Tabell 2 viser den beregnede estuarine sirkulasjon i Trondheimsfjorden midtsommers i 1963—66.

Tabellen viser at forholdene fra år til år varierer mye og at det kan være vanskelig å finne en periode der forutsetningene er oppfylt. Men vi ser også at den estuarine sirkulasjon i Trondheimsfjorden transporterer vannmengder som er mange ganger større enn ferskvannstilløpet.

### Vinddrift.

Vinddrevne strømmer i havet regnes vanligvis å oppnå en hastighet i vannspeilet på 2—3 % av vindhastigheten. Vi har imidlertid observert langt sterkere vinddrift i fjorder. Både i Drøbaksundet og i Langfjorden ved Molde er det målt strømhastigheter på 8—10 % av vindhastigheten. Dette henger sannsynligvis sammen med lagdelingen i fjorden.

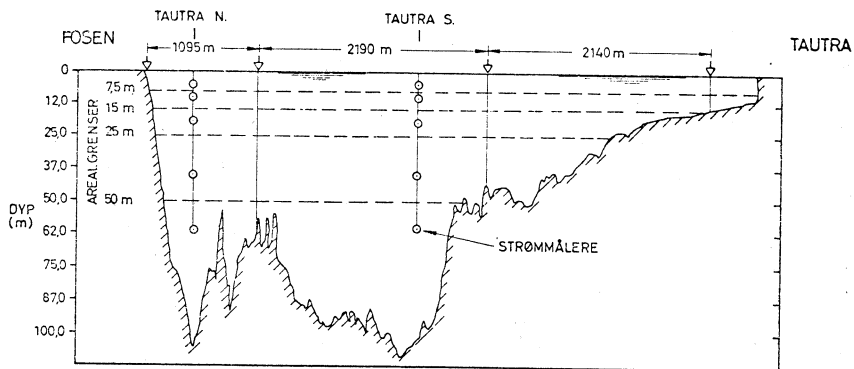
Det er store vannmengder vinden setter i bevegelse. I åpent hav kan den vinddrevne transporten pr. m

$$\text{beregnes av } q = \frac{\sqrt{2} C_d \cdot \rho_l \cdot V_{10}^2}{\rho_v f \sin \phi}$$

Her er  $C_d$  dragkoeffisienten for vindstresset  $t = C_d \rho_l V_{10}^2$ ,  $\rho_l$  og  $\rho_v$  tettheten av henholdsvis luft og vann;  $V_{10}$  er vindhastigheten i 10 m

Tabell 2.

Dato	$Q_f$ m <sup>3</sup> /s	$Q_f + Q_e$	$h$ m	$v$ cm/s
19.6.63	520	6.8	11	10
20.7.64	810	7.0	15	13
20.7.64	700	6.4	4	37
11.7.65	460	15.0	7	33



Fordeling av strømmålere.

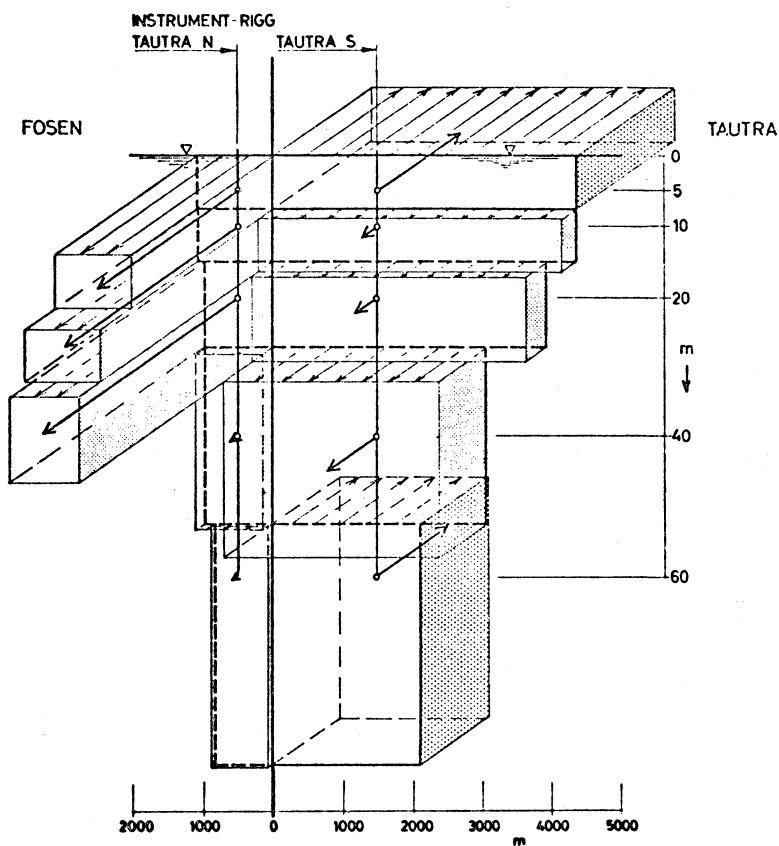


Fig. 3. Strømmålinger ved Tautra, august 1973.

høyde;  $f$  er Coriolis parameter og  $\phi$  er geografisk bredde.

Empiriske verdier av  $C_d$  fra mange undersøkelser viser godt samsvar og faller i området  $(1,03-1,35)10^{-3}$ .

Tetthetsforholdet  $\frac{\rho_1}{\rho_v}$  kan settes lik

$1.2 \cdot 10^{-3}$ , og på våre bredder er  $f$  sin  $\phi = 1,27 \cdot 10^{-3}$ .

Dette gir:

$$q = (1,30 - 1,85)10^{-2} V_{10}^2$$

dvs. en frisk bris  $V_{10} = 10$  m/s gir en vindstrøm på ca.  $1,5$  m<sup>2</sup>/s.

De få målingene som er gjort tyder på at vindtransporten i fjorder er større enn i åpen sjø. Langfjorddataene gir f.eks.  $q = 5-6$  m<sup>2</sup>/s, men noen sikre verdier foreligger ikke. At vinden er årsak til kraftige strømmer og store transporter er det imidlertid ingen tvil om.

### *Strømmålinger ved Tautra.*

I tidsrommet 6.—11. august 1973 hadde VHL 10 strømmålere plassert over Tautraterskelen slik fig. 3 viser. Hvert 10. minutt ble strømmens fart og retning registrert, og av observasjonene ble reststrømmen beregnet. Samtlige målere i stasjon N (nærmest Fosen) viste utgående reststrøm. I stasjon N (nærmest Tautra) var reststrømmen i 5 m og 60 m inngående, mens de mellomliggende målerne i 10, 20 og 40 m viste utgående strøm.

Målingene viser et komplisert bilde med strømmeskjær både horisontalt og vertikalt og er vanskelig å tolke entydig.

Det er balanse mellom inn- og utstrømming i de øverste 15 m eller

så, med ca. 1500 m<sup>3</sup>/s i hver retning. I disse vannlagene foregår den eneste sirkulasjon som med ferskvanntilrenningen 150 m<sup>3</sup>/s kan anslås til ca. 500 m<sup>3</sup>/s. Det var til dels kraftig sørvest vind med middel 10 m/s ved Værnes. Vinden må ha gitt en betydelig strøm i de samme lagene, og den vinddrevne sirkulasjonen har gått mot den estuarine. Den observerte strømmen kan derfor være differansen mellom vinddrevne og estuarin sirkulasjon. Denne antakelsen gir en vindstrøm på 2000 m<sup>3</sup>/s, som er liten og kan tyde på at vinden ved Værnes ikke er representativ.

De store transportene på 3—5000 m<sup>3</sup>/s under 25 m kan ikke skyldes vind eller ferskvann. De må derfor være tidevannets egen reststrøm, ettersom det ikke foregikk noen tilfeldig utskifting i dette tidsrommet. Det var nippflo med en tidsvannstrøm på 35000 m<sup>3</sup>/s.

### *Isahaliner og strømlinjer.*

Den viktigste forskjellen mellom strømmer i elver og fjordstrømmer er kanskje at de første alltid går tvers på terrengkotene, mens de siste går langs kotene, stort sett.

Tetthetsfordelingen i fjorden avsløres av saltholdigheten, mens vanntemperaturen spiller en mindre rolle. Det karakteristiske ved isohalinene (isolinjene for saltholdighet) er at de går noenlunde parallelt med bunnkotene. Dette er en følge av jordrotasjonen, som trekker mot høyre en strøm langs trykkgradienten (på tvers av isobarene). Balanse mellom gravitasjon og jordrotasjon inntreffer først når strømmen er dreidd til

den går på det nærmeste parallelt med isobarene.

Avvik mellom isohaliner og strøm-linjer skyldes i noen grad friksjon som gjør at strømlinjene peker til venstre for isohalinene. Men den viktigste årsaken er at tilførselen av ferskvann skjer gjennom elveutløp og ikke er jevnt fordelt over hele strandlinja.

Fig. 4 viser at isohalinene i grove trekk gjenspeiler bunnkotene, men det er også tydelig at Nidelva påtrykker dette hovedmønster et lokalt mønster.

Det interessante ved fig. 4 er at den viser hvordan Nidelva fanges opp av «kyststrømmen» langs land innover fjorden. Det er en almen regel som gjelder i alle hav og i fjorder over en viss størrelse, at elver og

andre utløp bøyes av langs høyre (på den nordlige halvkula) land av jordrotasjonen. Men det er likevel nok av eksempler på kyststrømmer som går den motsatte veien:

Der store tidevannsvolum tvinges gjennom trange sund, oppstår sterke stråler. Når slike stråler treffer land, deler de seg i en del mot høyre og en del mot venstre.

I et lukket basseng blir den avbøyde strålen til en returstrøm som kan være nesten like sterk som selve strålen. I et åpent basseng setter medrivningen opp strømmer mot strålen langs det landet strålen kommer fra, men slike strømmer er en størrelsesorden svakere enn strålene som drar dem.

Isohalinkart som fig. 4 kan sammenliknes med meteorologenes iso-

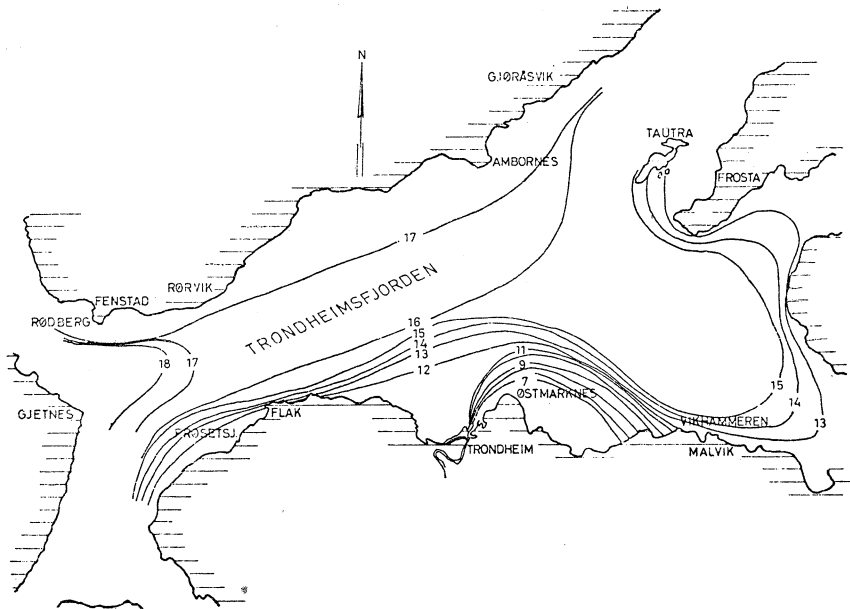
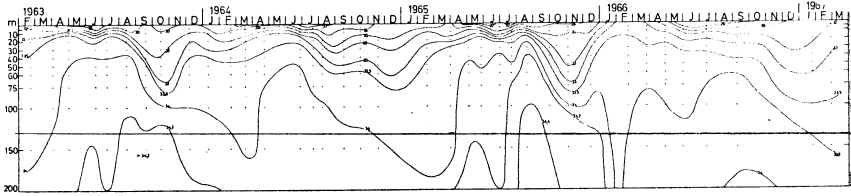
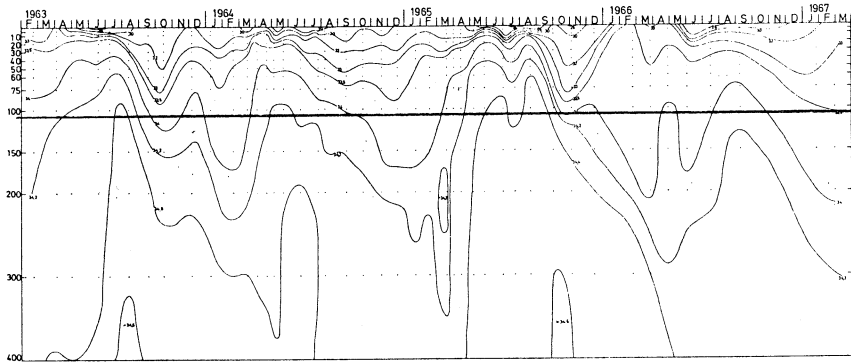


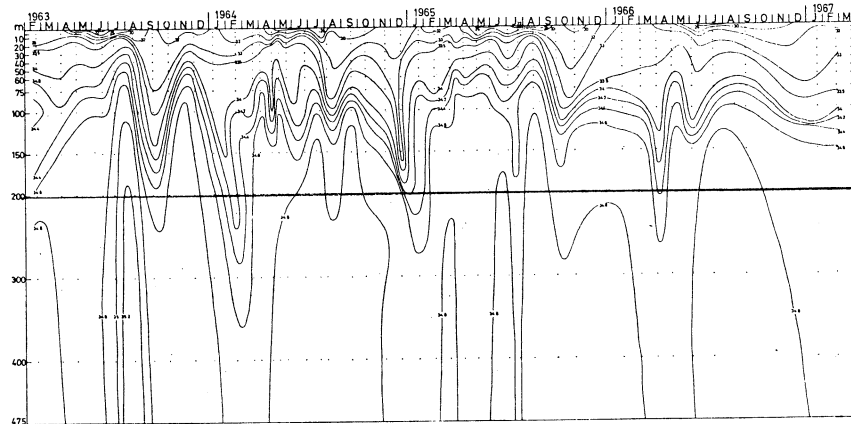
Fig. 4. Isohaliner i 1 m dyp, 11.8.1973.



Ytre fjord



Indre fjord



Beistadfjorden

Fig. 5. Isoplethdiagram for saltholdighet, 1963—66.



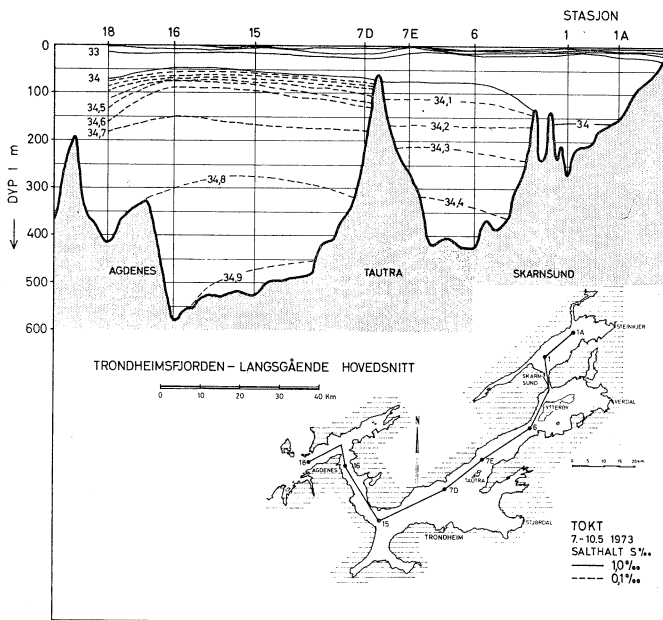
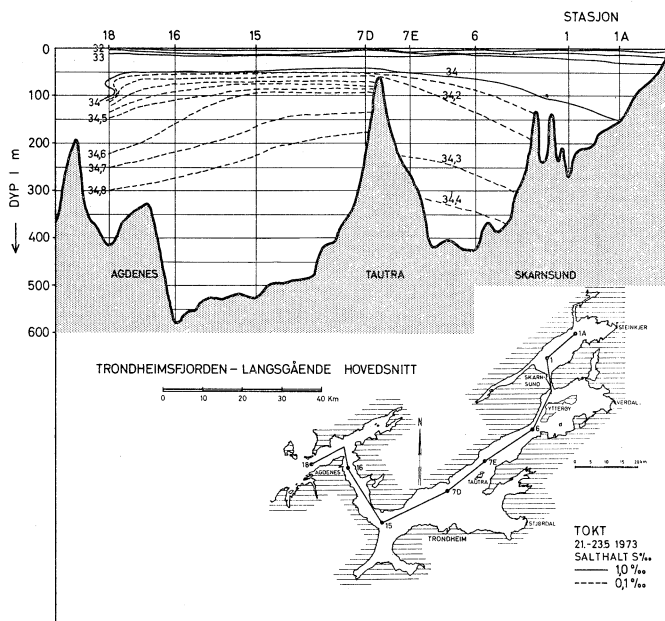


Fig. 6. Innstrømming av dypvann til indre fjord.

barkart. For å framstille slike kart kreves det samtidige målinger i mange punkter. «Samtidig» er her et litt tøyelig begrep. Dersom tidevannsekskursjonen L er liten, vil målinger utført under konstante værforhold være tilstrekkelige. I områder med store tidsvannsbevegelser, derimot, er det nødvendig å ta hensyn til tidsvannsfasen for å unngå grove feil. Dette betyr at vi kan få brukbare resultater i de store fjordbassengene selv med få båter ved å strekke målingene over noen dager. Områder med strie tidevannsstrømmer, som krever samtidige (synoptiske) målinger, er vanligvis mindre og krever heller ikke nødvendigvis et stort antall båter. Til de hydrografiske observasjonene i fig. 4 ble det benyttet tre båter.

#### *Tidsvariasjoner.*

Fig. 5 viser isohaliner som tidsrekker for faste stasjoner i de tre fjordbassengene. Diagrammene er konstruert på grunnlag av månedlige observasjoner av saltholdigheten i faste måledyp på en stasjon i hvert basseng.

Terskeldypet mot det bassenget som ligger utenfor, er vist ved en horisontal strek på hvert diagram. Disse strekene deler mer eller mindre diagrammene i en øvre del med hyppige fluktuasjoner, og en nedre del med mindre variasjoner. Bassengene under terskeldypet er skjermet mot mange av de utvekslingene som finner sted i de øvre lag. Dels skyldes dette tersklene, dels det sprangskiktet som gjerne ligger omkring terskelnivået.

Det er en tydelig sesongmessig variasjon i saltholdigheten i dypvannet. Hver høst øker saltholdigheten, for så å avta igjen. Men selv om høsten er sesongen for de livligste utskiftingene, skjer det større og mindre utskiftinger når som helst i løpet av året.

#### *Lengdesnitt.*

Vertikalsnittet på fig. 6 gjennom indre fjord med inntegnede isohaliner viser innstrømming av dypvann i mai 1973. Tyngre vann utenfor Tautra er i ferd med å renne over terskelen og ned i indre fjord. De vannmassene som var her fra før, blir tvunget opp og ut over den inngående terskelstrømmen.

Det nedre snittet på fig. 6 ble tatt ca. 2 uker etter det øvre snittet, og vi ser at de nederste isohalinene har hevet seg som følge av innstrømmingen. Denne utvekslingen fortsetter så lenge vannet i terskelnivået er tyngre i ytre enn i indre basseng. Det er store vannmengder som utskiftes i løpet av få uker under disse innstrømmingene. Fjorden får ikke bare saltere og tyngre, men også oksygenrikere og friskere vann etter en slik utskifting.

Det innstrømmende vannet som fyller dypbassengene er ikke sjelden Atlanterhavsvann med høy saltholdighet. Men Kyststrømmen sender en arm inn i Trondheimsfjorden, og mesteparten av fjordvannet fornyes med vann som stammer fra Kyststrømmen. Det sier seg selv at dersom Kyststrømmen blir forurenset, vil Trondheimsfjorden i likhet med alle andre fjorder i landet importere forurensninger med kystvannet.