FISKERIDIREKTORATETS SKRIFTER
Serie Havundersøkelser

Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations
Vol. VIII. No. 7

Published by the Director of Fisheries

TANAFJORDEN

En finnmarksfjords oseanografi

AV
EILERT THEISEN

1946

A.s John Griegs Boktrykkeri, Bergen

[820]:935

F: 736 sh/VIII, 7

Statens Fiskeriforsøksstasjon

FORORD.

Tidligere er det ikke skrevet noe om Tanafjords oseanografi.

Målet for de følgende undersøkelser er så godt som mulig å klarlegge Tanafjords oseanografi, slik at en senere, til en viss grad, kan slutte seg til de oseanografiske forhold i fjorden.

Ved hjelp av det foreliggende observasjonsmateriale er den oseanografiske situasjon den 10.—11. juni 1934 undersøkt så nøyaktig som mulig. Det mindre fyldige observasjonsmateriale fra andre tidspunkt blir så sammenholdt innbyrdes og med forholdene den 10.—11. juni 1934, for å bringe på det rene hvordan de utenforliggende forhold virker på vannmassene i Tanafjord.

Jeg takker fiskerikonsulent dr. Jens Eggvin fordi han har overlatt meg observasjonsmaterialet fra Tanafjord til bearbeidelse, og fordi han har lest igjennom og rettet på manuskriptet.

5174

INNHOLD.

Sfde

Forord 3

Innhold 5

Topografi og hydrologi 7

Beliggenhet og form 7
Dybdeforhold 8
Ferskvannstilførsel 9

Oseanografiske forhold i Tanafjord 10.—11. juni 1934 12

Strømmer og tetthetsfordeling 12
Strømberegninger ved snitt 12
Generell teori 12
Utførte strømberegninger 17
Snitt som viser fordelingen av spesifikk-volum anomalier 17
Dynamiske kart 21
Saltholdighet 28
Saltholdighetssnitt 28
Saltholdighetskart 30
Temperatur 32
Temperaturforandringer i sjøen 32
Faktorer som bestemmer overflatetemperaturen 10.—11. juni 1934 33
Temperatursnitt 36
Temperaturkart 38
Surstoff 40
Reaksjon (pH) 42
Fosfat 45

Oseanografiske forhold i Tanafjord 2. juli 1934 47

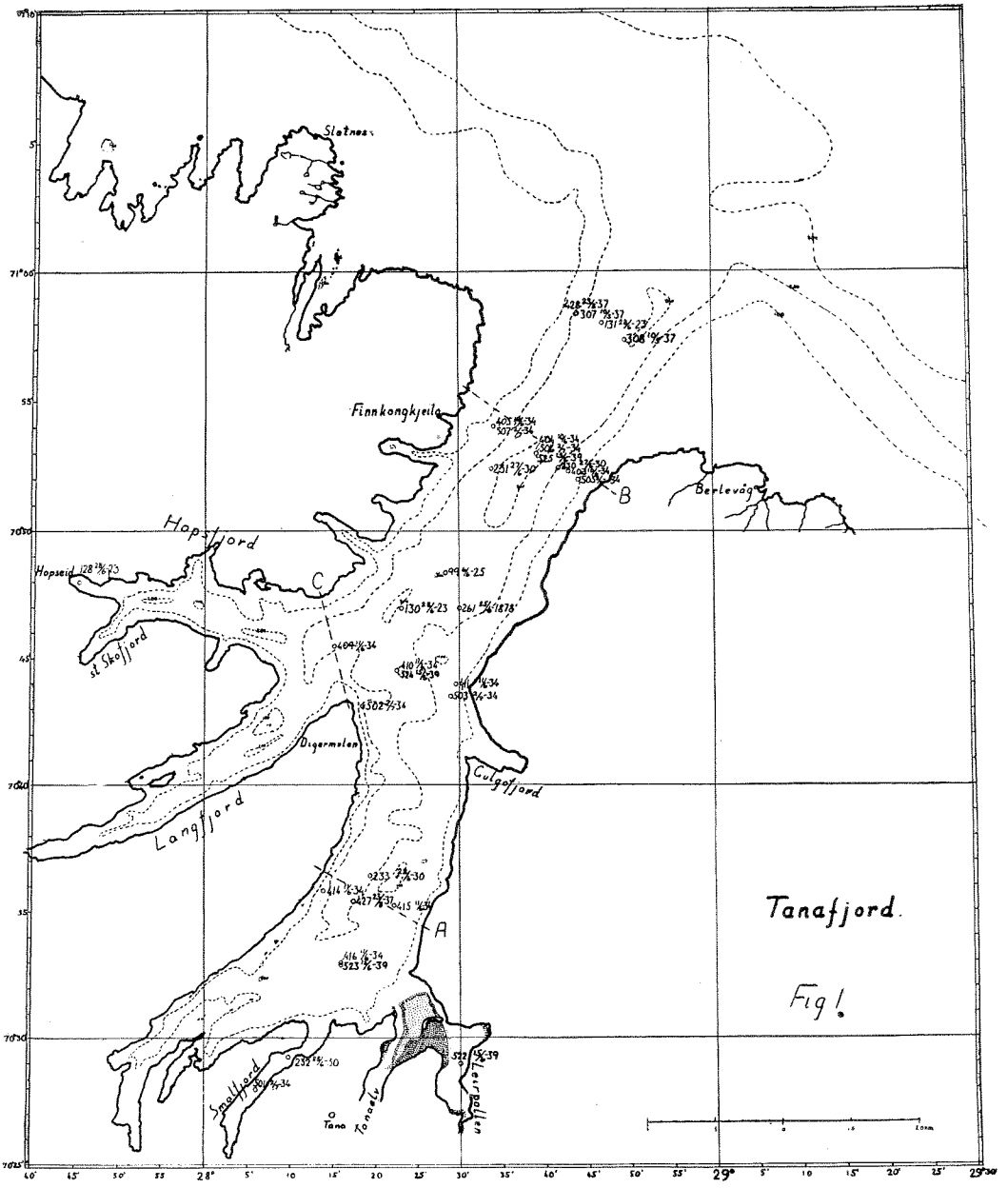
Forandringer i de oseanografiske forhold ved Tanafjords munning mellom 10. juni og 2. juli 1934 47
Strømmer og tetthetsfordeling 51
Saltholdighet 53
Temperatur 54
Surstoff 56
Reaksjon (pH) 57
Fosfat 58

Side

Oseanografiske forhold i Tanafjord 15. juni 1939 59
Vannføring og værforhold 59
Sammenlikning mellom de oseanografiske elementers størrelse ved Tanas munning den 10. juni og 2. juli 1934 og 15. juni 1939.... 59
Tetthet 60
Saltholdighet 61
Temperatur 61
Surstoff 62
Oseanografiske forhold i Tanafjord 28. juni 1923 63
Tetthet 63
Saltholdighet 63
Temperatur 64
Oseanografiske forhold i Tanafjord i 1878, 1927, 1930 og 1937 64
Oseanografiske forhold i Tanafjords sidefjorder 68
Leirpollen 68
Smalfjord 70
Hopsfjord 72
Sammendrag 72
Litteratur 78

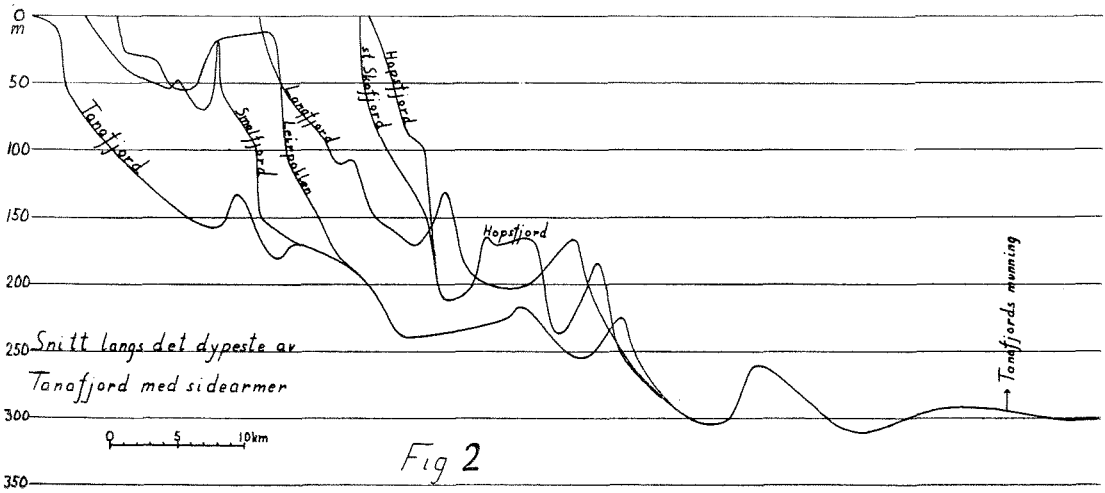
TOPOGRAFI OG HYDROLOGI.

Beliggenhet og form.



Tanafjord er en av de store Finnmarksfjordene. Dens munning ligger nær 71° NB og 29° EL, G, og den strekker seg syd—sydvestover 65 km inn i landet. I de ytterste 25 km er fjorden rett og jevnbred med en bredde på ca. 11 km. Innafor deler den seg i tre armer, nemlig Hopsfjord som går 20 km mot vest, Langfjord som strekker seg 25 km mot sydvest og Tanafjords fortsettelse mot sydsydvest i en lengde av ca. 40 km . Omtrent innerst i fjorden er det to forholdsvis små sidefjorder, Leirpollen og Smalfjord, og der munner også Tana ut.

Dybdeforhold.



Dybdeforholdene framgår av fig. 1 og 2. Fig. 1 er et topografisk kart over Tanafjord. Dybdeangivelsene er tatt ut av sjøkartene nr. 325, 109 og 110. Fig. 2 er et lengdesnitt langs djupålen av Tanafjord og sidearmene Langfjord, Hopsfjord, Store Skofjord, Smalfjord og Leirpollen.

I den ytre del av Tanafjord går dybdekotene omtrent paralelt med fjordens sider. Bunnen skråner bratt utover fra land, mens der midtfjords er et forholdsvis flatt parti. Dybden langs djupålen holder seg her omtrent konstant lik ca. 300 m. Utenfor Finnmarkskysten, på begge sider av Tanafjords munning, er der en kystbanke som strekker seg ca. 10 km ut fra land og er grunnere enn 100 m. Den faller lenger ute forholdsvis bratt ned mot ca. 300 m dyp. Tanafjords bunn fortsetter imidlertid som en ca. 300 m dyp renne gjennom kystbanken fra munningen og ut til de større dyp. I den indre del av fjorden, fra der hvor Langfjord og Hopsfjord munner ut og innover, er bunntopografien mer uregelmessig. Det går flere rygger fra land og ut i fjorden, og som framgår av fig. 2 er det også flere groper som er av-

stengt fra den utenforliggende fjord ved rygger på opptil 50 m høyde på det laveste. Stort sett avtar imidlertid dybden av Tanafjord innover langs djupålen. I den indre del av fjorden er der noen små øyer.

Smalfjord som munner ut i indre Tanafjord har en 50 m høy terskel, som når opp til 18 m under overflaten. Smalfjords største dyp er 70 m.

Leirpollen står ved en ca. 4 km lang, ganske smal og 11 — 14 m dyp renne i forbinnelse med Tanafjord like ved Tanas munning. Store mengder av sand som Tana i tidens løp har ført med seg har avleiret seg utenfor munningen av elva og dannet en stor sandbanke der. Det er denne sandbanken som har sperret av Leirpollen så denne bare står i forbinnelse med Tanafjord gjennom den nevnte renne. Leirpollens største dyp er 54 m.

I Langfjord og Hopsfjord med sidearmen Store Skofjord er det enkelte groper som er adskilt fra den utenforliggende fjord ved rygger på ca. 50 m høyde. Det er imidlertid så dypt der ryggene ligger at disse ikke når opp i mer enn 150 — 200 m dyp.

Ferskvannstilførsel.

Et forhold som har stor betydning for Tanafjords oseanografi er den rikelige ferskvannstilførsel til fjorden. I følge Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen (19) har Tana ved Polmak, som ligger 54 km fra munningen, normalt et avløp på 167 m^3/sek, regnet på grunnlag av daglige observasjoner i årene 1911—1930. Dette svarer til at Tana i vannføring er omtrent jevnstor med Rana og Pasvikelv. Av norske elver er bare Dramselv og Glomma vesentlig større.

Tanas nedslagsdistrikt ovenfor Polmak er 14 005 km^2. Størrelsen av de nedslagsdistrikter hvis nedbør føres ut i, og blandes opp med Tanafjords vann, og derpå renner ut gjennom tverrsnittene ved A, B og C (se fig. 1) er målt og funnet å være henholdsvis 17 279, 19 176 og 1053 km^2. I følge Det norske meteorologiske institutts kart over den normale årlige nedbørmengde i tiden 1876—1915 (4) og Atlas over Finnland's kart over normal årlig nedbørhøyde i tiden 1886—1915 (13) er den normale nedbørhøyde ca. 400 mm/år i Tanas nedslagsdistrikt ovenfor Polmak og mellom Polmak og A, ca. 550 mm/år mellom A og B og ca. 450 mm/år ovenfor C. Regner en med at forholdet mellom avløpene fra de forskjellige deler av nedslagsdistriktene hele tiden er konstant, finner en de verdier for de midlere månedlige avløp fra nedslagsdistriktene ovenfor Polmak, A, B og C som er angitt i tabell 1.

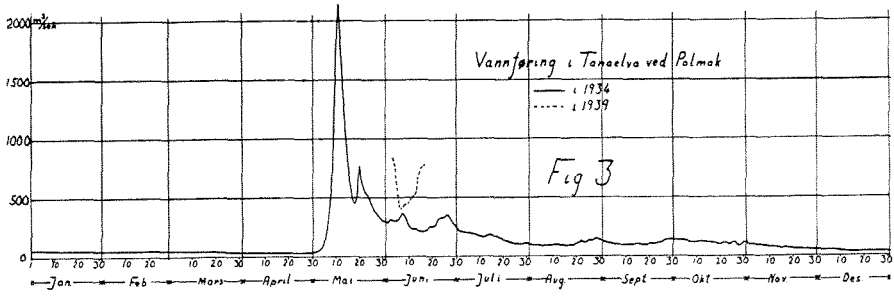
Tabell 1.

Midlere månedlig avløp (1/1 1911—31/12 1930) angitt i m³/sek.

Måned	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	År
Avløp ved Polmak	53	48	42	45	412	609	196	143	151	132	95	66	167
— gjennom A	66	59	52	55	508	752	242	176	187	162	118	81	206
— — B	76	68	60	64	585	865	278	203	215	187	135	94	237
— — C	4,5	4,0	3,6	3,8	34,8	51,5	16,6	12,1	12,8	11,1	8,1	5,6	14,1

I følge (4) og (13) er det gjennomgående ca. 200 dager i året da jorden er dekket av sne i Tanas nedslagsdistrikt. Snesmeltingen foregår meget brått og samtidig over store deler av nedslagsdistriktet, hvilket har til følge at det blir forholdsvis meget stor vannføring i Tana under snesmeltingen. Store regnmengder i enkelte perioder forårsaker aldri så stor vannføring som snesmeltingen. Den gjennomsnittlige maksimale vannføring under vårflommen i Tana i perioden 1915—30 er 1116 % av den gjennomsnittlige vannføring. I tidsrummet 1911—39 var den gjennomsnittlige kulminasjonstid i Tana 28/5, tidligste kulminasjonstid 5/5 i 1936 og seneste 19/6 i 1927.

Da de oseanografiske forhold i Tanafjord er undersøkt særlig grundig i 1934, er her tatt med en grafisk framstilling av vannføringen i Tana ved Polmak i 1934 (fig. 3)[1]. De anførte vannføringer gjelder for ca.



kl. 12 . En ser at i tiden 1/1 til 3/5 holder vannføringen seg omkring 50 m³/sek. med ubetydelige forandringer fra dag til dag. Så kommer vårflommen med et maksimum på 2157 m³/sek. den 11/5. Maksimumet i 1934 faller 17 dager tidligere enn normalt. De første dagene etter 11/5 avtar vannføringen meget raskt. Senere avtar den stort sett lang-

[1] Kurven er tegnet ved hjelp av observasjoner som er gjort og beregnet av Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen.

sommere og langsommere mot 33 m^3/sek. i slutten av desember. Om sommeren og i mindre grad også om høsten er det endel svingninger i vannføringen.

Oseanografisk observasjonsmateriale fra Tanafjord med sidefjorder.

På Den Norske Nordhavsekspedisjon i 1878 (17) ble det tatt en oseanografisk stasjon i Tanafjord. Senere har Fiskeridirektoratet i årene 1923—1939 ved en rekke tokt tatt 31 oseanografiske stasjoner i Tanafjord og dens sidearmer (se fig. 1).

I 1934 ble Tanafjord besøkt to ganger: Første gang 10.—11. juni da det ble tatt 9 stasjoner og andre gang den 2. juli da det ble tatt 6 stasjoner. Begge ganger var stasjonene slik plasert at de ga anledning til å tegne snitt både på langs og på tvers av fjorden. Mange av stasjonene var svært rikholdige. Foruten bestemmelser av saltinnhold ($S^0/_{00}$) og temperatur (t^0) ble det nemlig ved mange stasjoner også bestemt reaksjon (pH), surstoffmengde (O_2cc) og fosfatinnhold (P_2O_5)

I 1939 ble det tatt 4 stasjoner den 15. juni. Disse ga høve til å tegne snitt på langs av fjorden.

De øvrige stasjoner ligger spredt rundt omkring i Tanafjord og dens sidearmer og er tatt i årene 1923, —25, —30 og —37.

OSEANOGRAFISKE FORHOLD I TANAFJORD 10.—11. JUNI 1934.

Av de 9 stasjoner som ble tatt 10.—11. juni 1934 gir stasjonene 403, 404 og 405 høve til å tegne et tverrsnitt (snitt I) ved munningen av Tanafjord. Stasjonene 409, 410 og 411 gir høve til å tegne et tverrsnitt (snitt II) omtrent halvvegs inn mot bunnen av fjorden, og stasjonene 414 og 415 gir høve til å tegne et tverrsnitt (snitt III) et stykke utenfor Tanas utløp i Tanafjord. Stasjonene 404, 410 og 416 gir høve til å tegne et lengdesnitt (snitt IV) helt fra munningen og nesten inn til bunnen av fjorden.

Strømmer og tetthetsfordeling.

Det er ikke gjort noen strømmålinger i Tanafjord. For å få et inntrykk av strømforholdene er det foretatt strømberegninger ved hjelp av en rekke snitt, og det er tegnet dynamiske kart for en rekke isorbaflaters topografi relativt til 100 db—flaten.

Strømberegninger ved snitt.

Generell teori

Til strømberegningen ved snittene er nyttet en formel som er utledet av B. HELLAND-HANSEN og J. W. SANDSTRØM[1] ved hjelp av V. Bjerknes's cirkulasjonssats (se (22)).

$$v_n = \frac{1}{2\Omega_z} \cdot \frac{D_a - D_b}{L} \tag{1}$$

Ω_z er den lokale vertikalkomponent av jordrotasjonens vinkelhastighet. L er den horisontale avstand mellom de oseanografiske stasjoner a og b. D_a og D_b er den dynamiske høydeforskjell mellom isobarflatene p_1 og p_2 henholdsvis ved stasjonene a og b. v_n er normalkomponenten av differansen mellom de midlere hastigheter i isobarene p_1 og p_2 i snittet.

Formelen er utledet under en rekke forutsetninger. En har antatt at stasjonene er tatt vertikalt eller kvasivertikalt, og at de vertikale avstander mellom p_1 og p_2 er små i forhold til avstanden

[1] En liknende formel er gitt av H. Mohn allerede i 1887. (17).

mellom stasjonene, og likeledes har en antatt at hastighetene er meget nær horisontale. Friksjonen i vannet er satt ut av betraktning og accelerasjonen av cirkulasjonen av kurven som går gjennom isobarene og vertikalene ved stasjonene er satt lik 0. Er stasjonene usynoptiske må forholdene antaes å være stasjonære innen det tidsinterval stasjonene er tatt.

Særlig de tre siste antakelser er urimelige. Den indre friksjon i vannet er tildels betydelig. Dette gjør at også friksjonen mellom luft og vann, og dermed også vinden, har stor virkning på stømmene. Ved Tanafjords munning kan tidevannsforskjellen bli opptil ca. 3 m i høyde. Strømmålinger i andre fjorder har vist at selv en meget mindre tidevannsforskjell forårsaker store accelerasjoner (O. Mosby (18)). I en så lang fjord som Tanafjord og med så stor tidevannforskjell er venteligvis accelerasjonene store, og en ser at antakelsen om at accelerasjonen av cirkulasjonen skulle være lik 0 sansynligvis er meget langt fra å være riktig. Serieobservasjoner tatt med korte tidsinterval fra et forankret skip har vist at i andre fjorder kan de oseanografiske forhold forandres betydelig bare løpet av en times tid, og forholdene i Tanafjord hvor tidevannsforskjellen er så stor er høyst sansynlig heller ikke særlig stasjonære.

Som en rekke tidligere undersøkelser har vist, ((3) side 489) (og som vi senere skal se også fordelingen av temperatur, saltholdighet og andre elementer tyder på) må en på tross av alle ovennevnte innvendinger kunne anta at strømberegninger utført ved hjelp av formel (1) gir et bra uttrykk for de midlere strømforhold i de nærmeste dager rundt den dag da snittet ble tatt; i hvert fall det beste uttrykk en har når en ikke har direkte målinger av strømhastigheten.

I mange tilfeller ligger stasjonene over en skrånende bunn som stasjonene a og b på fig. 4. På grunn av den skrånende bunn har en ikke kunnet ta st. a så dypt som st. b. Når en vil beregne v_n (se s. 12) slik at den ene isobarflate ligger så dypt som mulig, kan en gå fram på flere måter. Metoder er gitt av H. Mohn (17), J. P. Jacobsen og A. J. C. Jensen (16), og B. Helland-Hansen (14). Ved disse metoder gjøres der forutsetninger som i mer eller mindre grad er tilfredsstillet i naturen. I det følgende skal nyttes en annen metode.

En tegner da inn på snittet en linje MN (se fig. 4) ca. 30—40 m over bunnen. Ovenfor denne linjen vil virkningen av friksjonen mot bunnen gjøre seg lite gjeldende selv om en skulle ha kommet i skade for å ha tegnet bunnen noe nedenfor det dyp hvor den skulle være på snittet. Isobarene i snittet kan betraktes som tilnærmet rette og parallelle. Ved å tegne en rekke isobarer og forbinde dem, får en en rekke små firkanter som på fig. 4.

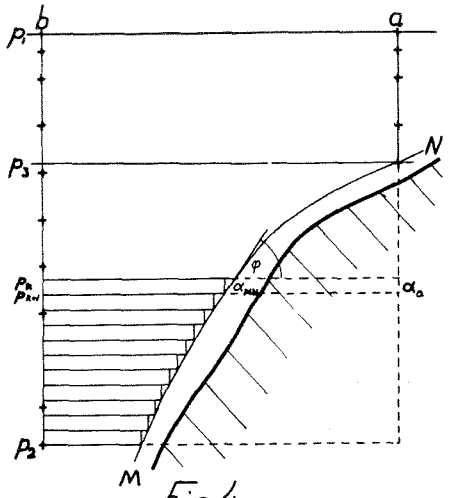


Fig. 4.

For hver av de små firkanter på figuren har en under de samme forutsetninger som ved formel (1) at

$$\bar{v}_{kn} - \bar{v}_{(k+1)n} = \frac{1}{2\,\Omega_z} \cdot \frac{\Delta h_{MN} - \Delta h_b}{m_{k+1}\,L}$$

hvor $\bar{v}_{kn}$ og $\bar{v}_{(k+1)n}$ er midlene av hastighetenes normalkomponenter over strekningen $m_{k+1}L$ regnet fra stasjonsvertikalen b i henholdsvis isobarflatene p_k og p_{k+1}. $\Delta h_{MN} - \Delta h_b$ er forskjellen mellom den dynamiske høyde av firkanten ved st. b og ved MN. Når Δp er meget liten, kan en med god tilnærmelse sette

$$\Delta h_{MN} = \int_{p_k}^{p_k+\Delta p} \alpha_{MN} \cdot dp \quad \text{og} \quad \Delta h_b = \int_{p_k}^{p_k+\Delta p} \alpha_b \cdot dp$$

hvor α_{MN} og α_b er verdien av α ved henholdsvis linjen MN og stasjonsvertikalen b.

$$\Delta p = p_{k+1} - p_k$$

$m_{k+1} = \dfrac{L_{k+1}}{L}$, d.v.s. et forholdstall som gir forholdet mellom lengden (L_{k+1}) av firkanten og avstanden (L) mellom stasjonene a og b. Ω_z er tallverdien av jordrotasjonens vertikalkomponent.

På skjæringspunktene mellom forlengelsen av stasjonsvertikalen ved st. a og forlengelsene av isobarene avsetter en α_a-verdier bestemt ved at

$$\frac{\alpha_b - \alpha_{MN}}{\alpha_b - \alpha_a} = m_k$$

Når Δp er meget liten, har en med god tilnærmelse at

$$\bar{v}_{kn} - \bar{v}_{(k+1)n} = \frac{1}{2\Omega_z} \cdot \frac{\Delta h_a - \Delta h_b}{L}$$

hvor

$$\Delta h_a = \int_{p_k}^{p_k+\Delta p} a_a dp$$

Lar en Δp gå mot 0 og summerer sammen hastighetsdifferensene, $\bar{v}_{kn} - \bar{v}_{(k+1)n}$ for alle k-verdier mellom 0 og N får en idet en setter

$$\bar{v}_{zn} - \bar{v}_{2n} = \lim_{N \to \infty} \sum_{0}^{N} \left(\bar{v}_{kn} - \bar{v}_{(k+1)n}\right) \text{ tilnærmet}$$

(2)
$$\underline{\bar{v}_{zn} - \bar{v}_{2n} = \frac{1}{2\Omega_z} \cdot \frac{h_a - h_b}{L}}$$

hvor $\bar{v}_{zn}$ og $\bar{v}_{2n}$ er normalkomponentene av de midlere hastigheter i henholdsvis isobarflatene p_z og p_2, og

$$h_a = \int_{pz}^{p_2} a_a dp \text{ og } h_b = \int_{pz}^{p_2} a_b dp$$

Forskjellen mellom den midlere normalkomponent av hastigheten i isobarflaten p_k tatt over henholdsvis strekningen L_k og L_{k+1} fra st. b er:

$$\Delta \bar{v}_{kn} = \frac{1}{L_k} \int_0^{L_k} v_{kn} dx - \frac{1}{L_{k+1}} \int_0^{L_{k+1}} v_{kn} dx$$

Av dette får en med god tilnærmelse at

$$\Delta \bar{v}_{kn} = \frac{1}{L_{k+1}} \int_{L_{k+1}}^{L_{k+1}+\Delta L} v_{kn} dx - \frac{\Delta L}{L^2_{k+1}} \int_0^{L_{k+1}} v_{kn} dx$$

hvor L_k av avstanden fra b til MN i isobarflaten p_k og $\Delta L = L_k - L_{k+1}$.

Av dette får en at feilen en begår ved å sette

$$\bar{v}_{zn} - \bar{v}_{2n} = \lim_{N \to \infty} \sum_{0}^{N} \left(\bar{v}_{kn} - \bar{v}_{(k+1)n}\right) \text{ er}$$

$$F = \frac{1}{gL} \int_{p_x}^{p_2} \frac{a_{MN}}{m_p \cdot \operatorname{tg} \varphi} \left(v_{pMNn} - \bar{v}_{pn}\right) dp$$

hvor $p_x = p_3$ når $p_z < p_3$ og $p_x = p_z$ når $p_z \geqq p_3$, g er tyngdens akselerasjon, φ er MN's hellingsvinkel, α_{MN} er det spesifikke volum ved MN og m_p og $\bar{v}_{pn}$ er henholdsvis m_k og $\bar{v}_{kn}$ i isobarflaten p. v_{pMNn} er normalkomponenten av hastigheten ved MN og i isobarflaten p.

En ser at feilen blir mindre jo større avstanden mellom a og b er.

Videre vokser den proporsjonalt med $\int_{p_x}^{p_2} \frac{\alpha_{MN}}{m_p \cdot \operatorname{tg} \varphi} (v_{pMNn} - \bar{v}_{pn})\, dp$

d.v.s. den blir i alminnelighet mindre jo mindre trykkdifferensen $p_2 - p_x$ er, den avtar når tg φ og m_p tiltar og tiltar når α_{MN} og $(v_{pMNn} - \bar{v}_{pn})$ tiltar. Hvis en ut fra α-kurvenes forløp kan se at den siste differens kan bli for stor, må ikke formel (2) nyttes da en i så fall risikerer å begå forholdsvis store feil.

Ved hjelp av formel (1) eller formel (2) finner en de midlere normalkomponenter av hastigheten relativt til hastigheten i »det størst mulige dyp« i et snitt. Hvis snittet går tvers over en fjord, kan en nytte følgende metode til å finne de absolutte verdier for normalkomponenten av hastigheten:

På grunn av tidevannet vil både vannstanden og strømhastighetene i fjorden forandre seg i løpet av ganske korte tidsrom. Imidlertid regner en som før nevnt ned at strømberegningene gir de midlere strømhastigheter rundt den tid da snittet ble tatt. Beregner en vanntransporten ved hjelp av disse midlere hastigheter, så har en at vanntransporten ut gjennom snittet

$$D = E + F$$

hvor E er vanntransporten inn gjennom snittet og F er ferskvanntilførselen til fjorden innenfor snittet. Nå er

$$D - E = \int_0^{z_0} [L_1 (v_{1n} + r_1) + L_2 (v_{2n} + r_2) + \cdots\cdots + L_i (v_{in} + r_i) \cdots\cdots] \, dz + G$$

hvor z er dybden, z_0 »det størst mulige dyp« og v_{in} og r_i er henholdsvis den beregnede midlere normalkomponent av den relative hastighet i dybden z og den midlere normalkomponent av hastigheten i dybden z_0 mellom stasjonene i stasjonsparet i eller mellom den ene av disse stasjoner og den skrånende bunn. G er differensen mellom vanntransporten henholdsvis ut og inn gjennom de deler av snittet hvor v_n ikke er kjent.

Regner en $r_1 = r_2 = \cdots\cdots\cdots = r_i = r$ får en av ovenstående likninger at

$$r = \frac{F - G - \int_0^{z_0} (L_1 v_{1n} + L_2 v_{2n} + \cdots\cdots + L_i v_{in} \cdots\cdots)\, dz}{\int_0^{z_0} (L_1 + L_2 + \cdots\cdots + L_i \cdots\cdots)\, dz}$$

Midlere normalkomponent av hastighetene i dybden z mellom stasjonsparet i er da

$$V_{in} = v_{in} + r \tag{3}$$

F er i alminnelighet forholdsvis liten og kan settes ut av betraktning. Hvis $\Delta\alpha$-fordelingen er kjent over størstedelen av snittet, kan en i regelen finne er rimelig verdi for G, eller uten å begå større feil sette den lik 0. Hvis ikke snittets bredde er for stor, vil r ikke avvike meget fra r_i og formel (3) gir forholdsvis riktige verdier.

Utførte strømberegninger

Ved hjelp av formel (1) og når det er nødvendig også ved formel (2), er det foretatt strømberegninger. Resultatene er oppgitt i tabell 2.

Tabell 2.

	Dyp m	0	10	25	50	75	100	125	150	A
Midlere hastighet mellom:	St. 403 - 404	91,2	4,5	- 1,0	1,0	1,0	1,3	1,3	0,6	190
	St. 404—405	4,1	2,9	2,7	2,2	1,8	1,8	1,2	0,6	100
	St. 409 - 410	- 2,0	—7,4	- 7,6	- 6,6	—5,4	—3,9	- 2,8	—1,7	200
	St. 410—411	72,1	17,4	4,3	- 0,8	—0,5	—0,2	0,7	1,5	170
	St. 414 - 415	2,0	17,2	—0,1	- 1,6	—1,1	0,0			100

I tabellen er hastighetene oppgitt i cm/sek. og er regnet positive ut fjorden. Mellom st. 414 og st. 415 er hastighetene oppgitt relativt til hastigheten i 100 bd-flaten, ellers er hastighetene oppgitt relativt til hastigheten i 200 db-flaten. Under A i tabell 2 er oppgitt det dyp hvortil den minst dyptgående stasjon nådde.

Snitt som viser fordelingen av spesifikk volum anomalier: (Δa-snitt).

Ved anomalien i spesifikk volum $\Delta\alpha$ forståes

$$\Delta\alpha = \alpha - \alpha_{35,0,p}$$

hvor α er det spesifike volum og $\alpha_{35,0,p}$ er det spesifikke volum av sjøvann med saltholdighet 35 $^0/_{00}$, ved 0^0 og under samme trykk (p) som α er beregnet for. $\Delta\alpha$ er på figurene angitt i $^{10^{-5}m^3}/_{tonn.}$

Pl. I a (se bakerst i heftet) er et $\Delta\alpha$-snitt på tvers av fjordmunningen (snitt I). Mens stasjonene ble tatt blåste det en lett NW bris, og i de nærmeste 2—3 dager forut hadde det blåst bris eller svak vind fra NW og NNW. Dette vil si at vinden i de nærmeste 2—3 dager før og mens stasjonene ble tatt blåste omtrent på tvers av fjorden (fra venstre til høyre på pl. I a) med en liten komponent rettet inn fjorden.

En ser at det i de øvre lag er stuvet sammen meget lett vann på østsiden av fjorden, og at vannet på vestsiden ved st. 405 er instabilt skiktet i de øverste 10 m. Det er sannsynlig at vinden forårsaker noen sammenstuving av lett overflatevann på østsiden av fjorden. Derimot er det lite sansynlig at årsaken til at vannet er instabilt skiktet i de øverste 10 m ved st. 405, bare er den at vinden forårsaker at tyngre vann fra dypere lag kommer opp til overflaten på vestsiden av fjorden ved det at den driver overflatevann over mot østsiden av fjorden. Som vi senere skal se er årsaken til instabiliteten i de øverste 10 m ved st. 405 sannsynligvis avkjøling av vannet i overflaten.

E. PALMÉN (21) har ved målinger i Finskebukta funnet at når virkningen av lufttrykket elimineres så forårsaker en lett bris en helling av overflaten på ca. 3 cm. pr. 100 km. Hvis tilsvarende vind ved snitt I i Tanafjord forårsaker samme helling, så vil dette si at høydeforskjellen mellom st. 403 og st. 405 skulle være ca. 2 mm. Ved dynamisk høydeberegning finner en at høydeforskjellen i overflaten mellom st. 403 og st. 405 er ca. 30 dyn. mm forutsatt at hastigheten er 0 i 200 m dyp. Da st. 403 og st. 405 ble tatt var Tanafjord betydelig mere stabilt skiktet i de øverste 10 m enn Finskebukta bruker å være. Dette bevirker sannsynligvis en større vindoppstuving enn 2 mm mellom st. 403 og st. 405, men likevel er det lite sannsynlig at vindoppstuvingen for noen vesentlig del kan være årsak til at høydeforskjellen mellom overflaten ved stasjonene er 30 dyn. mm.

Utenfor osen til Tana foregår der stadig en blanding mellom de vannmasser som elva fører ut og vann i fjorden. Den vanntype som derved oppstår er, som vi senere skal se, forholdsvis lett og strømmer ut fjorden i overflaten. På grunn av jordrotasjonen vil dette lette vann bli presset over mot østsidan av Tanafjord på sin veg utover. Her ligger hovedårsaken til det relativt lette vann som finnes på østsiden av fjorden i de øverste 10 m og som på pl. Ia gir seg uttrykk i den høye $\Delta\alpha$ ved st. 403.

En beregning av vanntransporten ved hjelp av hastighetsverdiene i tabell 2 gir at det ovenfor 200 m dyp strømmer 25 430 m^3/sek. mer ut enn inn av fjorden gjennom snittet mellom st. 403 og st. 405. Det er sannsynlig at det strømmer meget vann ut fjorden mellom land og st. 403. Mellom st. 405 og land strømmer det muligens noe vann inn fjorden, men neppe mere enn det strømmer ut mellom st. 403 og land. Ferskvannstilførselen til fjorden på den tid snittet ble tatt var ca. 250 m^3/sek. og er altså helt ubetydelig i forhold til den vanntransport ut fjorden som strømberegningene gir.

Det er følgelig høyst sannsynlig at hastighetene relativt til hastigheten i 200 m dyp som er oppført i tabell 2, avviker fra de virkelige

midlere hastigheter i snittet. Dette skyldes sannsynligvis for en stor del at det er en inngående strøm i 200 m dyp. Som senere vil bli omtalt er det også av andre grunner meget sannsynlig at det går en strøm inn i den dypeste del av fjorden. Regner en med at hastigheten er 2 cm/sek inn fjorden i 200 m dyp og nedenfor, får en at det transporteres like meget vann inn som ut fjorden mellom st. 403 og st. 405 . Det ser således ut til at en ved å trekke 2 cm/sek. fra hastighetene mellom st. 403 og st. 404 og mellom st. 404 og st. 405 i tabell 2 kommer til verdier som ligger nærmere opp til de absolutte hastighetsverder.

Hastighetsfordelingen når en regner med en inngående strøm på 2 cm/sek. i 200 m dyp framgår av kurvene på pl. I b. En ser at den midlere hastighet mellom st. 403 og st. 404 er stor (ca. 90 cm/sek.) og rettet ut fjorden i overflaten. Hastigheten avtar raskt nedover mot 0 i 12 m dyp, og nedenfor dette dyp er den rettet inn fjorden. I 25 m dyp er det et maksimum på 3 cm/sek. i den innadgående strøm og i 110 m dyp er det et minimum på 0,5 cm/sek. Mellom st. 404 og st. 405 er den midlere hastighet 2 cm/sek og rettet ut fjorden i overflaten. Hastigheten avtar fra overflaten og nedover mot 0 i 60 m dyp og nedenfor dette dyp er den rettet inn fjorden og tiltar nedover mot 2 cm/sek. i 200 m dyp.

Aα-snitt II (pl. IIa) er tegnet ved hjelp av st. 409, st. 410 og st. 411 tatt 11/6—34. Snittet går på tvers av fjorden, midtveis mellom munning og fjordbunn (se fig. 1). Det samme som ble sagt om vindens virkning ved foregående snitt gjelder også ved dette.

Beregner en vanntransporten ovenfor 200 m dyp mellom st. 409 og st. 411 ved hjelp av hastighetene i tabell 2, får en at den samlede vanntransport er 1174 m^3/sek. ut fjorden. Mellom st. 411 og land foregår det sannsynligvis en vanntransport ut fjorden, og på vestsiden av st. 409 foregår det muligens en transport inn fjorden. Ser en bort fra disse vannmengder eller regner med at de veier hverandre opp, så ser en at hastighetene i tabell 2 passer bra.

Hastighetsfordelingen etter tabell 2 er framstillet på pl. IIb. Likedan som ved foregående snitt ser en også her at det går en kraftig strøm i overfarten på høyre side ut fjorden. I middel mellom st. 410 og st. 411 er strømhastigheten perpendikulært på snittet 72 cm/sek. i overflaten Fra overflaten og nedover avtar den mot 0 i 40 m dyp. Nedenfor 40 m dyp er hastighetene meget små og rettet inn fjorden inntil 110 m dyp hvor den atter er 0. Mellom 110 og 200 m dyp er hastigheten rettet ut fjorden med et maksimum på 1,5 cm/sek. i 150 m dyp. I 200 m og dypere er hastigheten forutsatt lik 0. Det faktum at største dyp innenfor i fjorden bare er ca. 200 m taler også for at ovennevnte forutsetning er rimelig.

Mellom st. 409 og st. 410 er den midlere hastighetskomponent per-

pendikulært på snittet rettet inn fjorden i alle dyp. Fra overflaten hvor den er 2 cm/sek. og nedover tiltar den raskt mot et maksimum på ca. 7,8 cm/sek. i ca. 18 m dyp. Nedenfor 18 m dyp avtar den nokså jevnt mot 0 i 200 m dyp. Det samme som ble sagt om hastigheten i 200 m dyp og nedenfor mellom st. 410 og st. 411 gjelder også her.

$\Delta\alpha$-snitt III (pl. III a) er tegnet ved hjelp av st. 414 og st. 415 tatt 11/6—34. Snittet går på tvers av den innerste del av Tanafjord. Av fig. 1 framgår at st. 414 ligger nær vestsiden av fjorden mens st. 415 ligger lenger ut fra land på østsiden av fjorden, like innenfor Skarholmen.

I dagene før og mens stasjonene ble tatt, blåste det omkring NW og NNW bris. Slike vindforhold skulle bevirke no en oppstuving av lett overflatevann på østsiden, og muligens også forårsake at det i overflaten blir en vinddreven strømkomponent inn fjorden.

Pl. IIIa viser at det i overflaten er lettest vann inne ved land på vestsiden av fjorden hvilket er det motsatte av hvad en skulle vente å finne på grunn av vinden. Årsaken til denne tetthetsfordeling er sannsynligvis at det i de øverste lag går en strøm like ved land på vestsiden inn fjorden. Dypere ned, i 10 m dyp, er vannet betydelig lettere ved st. 415 enn ved st. 414, og laget med lett overflatevann er også tykkere ved st. 415 enn ved st. 414.

Vanntransportberegninger ved hjelp av hastighetene i tabell 2 tyder på at disse hastigheter avviker fra de absolutte hastigheter mellom st. 414 og st. 415. Et fradrag på 1 cm/sek. i hastighetene i tabell 2 gir sannsynligvis hastigheter som ligger nærmere opp til de absolutte hastigheter. Disse hastigheter er angitt på pl. IIIb.

Som en ser av pl. IIIb er den midlere hastighet perpendikulert på snittet mellom st. 414 og st. 415 i overflaten 1 cm/sek. og rettet ut fjorden; i 10 m dyp er den likeledes rettet utover og er da 16,2 cm/sek. som er den maksimale midlere strømhastighet i snittet. I 22 m dyp er den 0 og mellom 22 og 100 m dyp er den rettet inn fjorden med et maksimum på 2,6 cm/sek. i 50 m dyp.

Pl. IVa viser $\Delta\alpha$-fordelingen i snitt IV. Det er tegnet ved hjelp av st. 404 tatt 10/6—34 kl. 22.30, st. 410 og st. 416 tatt 11/6—34 henholdsvis kl. 3.12 og kl. 8.22. Bunntopografien langs snittet er trukket opp og projeksjonen av djupålen inn på snittet er streket opp.

Av pl. IVa framgår at i de øverste 13 m tiltar tettheten hele veien ut fjorden. Denne tiltaking er særlig stor mellom st. 416 og st. 410. Mellom 13 og 52 m dyp er tettheten størst ved st. 410 og mellom 52 og 120 m dyp er tettheten minst ytterst i fjorden og størst innerst i fjorden. Mellom 120 og 140 m dyp er tettheten minst ved st. 410, men mellom 140 og 160 m dyp er den igjen tiltakende utover fjorden. Fra 160 m dyp og så dypt ned stasjonene går er tettheten igjen størst ved st. 410.

Grunnen til ovennevnte tetthetsfordeling i de øverste 13 m er i overveiende grad den store ferskvannstilførsel innerst i fjorden. Vindens evne til å stuve lett overflatevann sammen innerst i fjorden er sannsynligvis ubetydelig ved dette snittet. I tiden før og mens stasjonene ble tatt var det nemlig som ovenfor nevnt bare forholdsvis svake vinder med små eller ingen komponenter inn i fjorden.

Grunnen til at tettheten har maksimum ved st. 410 i dypene mellom 13 og 52 m og fra 160 m og ned så dypt som st. 410 går er at det er syklonisk roterende hvirvler med akser i nærheten av st. 410. Disse hvirvler vil bli omtalt nærmere senere (side 24). Hvis en istedenfor st. 410 hadde nyttet st. 409 eller st. 411 til tegning av lengdesnittet ville ikke dette ha kommet til å gå gjennom hvirvelsenterne, og en ville ikke i noe dyp få slike utpregede tetthetsmaksima mellom st. 404 og st. 416 som ved snitt IV.

En ser at innerst i fjorden er skiktningen meget stabil i de øverste 10 m. Videre utover fjorden er skiktningen i de øverste 10 m også stabil, men stabiliteten avtar etterhvert som en kommer utover fjorden. Ved st. 404 ute ved munningen er ikke stabiliteten stort større i de øverste 10 m enn i de dypereliggende lag.

Dynamiske kart.

Når en kjenner trykkfordelingen i sjøen, kan en trekke visse slutninger om strømforholdene ved hjelp av formelen for gradientstrøm.

$$v_x = \div \frac{1}{2\Omega_z} \frac{\delta D}{\delta y} \qquad v_y = O \tag{4}$$

Koordinatsystemet er valgt med z-aksen pekende loddrett nedover og y-aksen normalt på de dynamiske høydekoter på isobarflaten på vedkommende sted hvor hastigheten ($\mathbf{v}$) skal beregnes. Ω_z er jordrotasjonens vertikalkomponent og D er isobarflatens dynamiske høyde over et dypereliggende 0-nivå. Ved utregningen av formelen har en sett bort fra friksjonen i vannet og en har antatt at bevegelsen er accelerasjonsløs.

Når en ikke kjenner isobarflatens absolutte topografi, men topografien relativt til en nedenforliggende isobarflate, blir det gradientstrømmen relativt til gradientstrømmen i den nedenforliggende isobarflate en finner.

I det følgende er nyttet kart som angir forskjellen $(\Delta \overset{n}{\underset{100}{D}})$ mellom n db-flatens dynamiske høyde over 100 db-flaten og den tilsvarende

dymamiske høyde ($\overset{n}{\underset{100}{D}}_{35,0}$) når vannet inneholder 35 ‰ salt og har temperatur 0° C. Forskjellen er angitt i dyn mm på kartene Den dynamiske høydeforskjell mellom isobarflaten n og 100 db-flaten er gitt ved likningen:

$$\overset{n}{\underset{100}{D}} = \overset{n}{\underset{100}{D}}_{35,0} + \overset{n}{\underset{100}{\Delta D}} \tag{5}$$

Da $\overset{n}{\underset{100}{D}}_{35,0}$ er konstant for en og samme isobarflate (n), ser en at isokurvene for $\overset{n}{\underset{100}{D}}$ faller sammen med isokurvene for $\overset{n}{\underset{100}{\Delta D}}$ og at $\frac{\delta \overset{n}{\underset{100}{D}}}{\delta y} = \frac{\delta (\overset{n}{\underset{100}{\Delta D}})}{\delta y}$.
Størrelsen av $\overset{n}{\underset{100}{D}}_{35,0}$ for forskjellige n framgår av (1) og er angitt i tabell 3.

Tabell 3.

n db	0	10	25	50	75
$\overset{n}{\underset{100}{D}}_{35,0}$ dyn.mm	97241,7	87515,5	72927,0	48615,1	24306,2

Ved hjelp av tabell 3 og formel (5) kan en lett beregne $\overset{n}{\underset{100}{D}}$ når $\overset{n}{\underset{100}{\Delta D}}$ kjennes.

Fig. 5, 6 og 7 er kart over $\overset{n}{\underset{100}{\Delta D}}$-fordelingen i henholdsvis 0, 10 og 25 db-flaten. I følge ovenstående framstiller disse fig. også 0, 10 og 25 db-flatenes topografi relativt til 100 db-flaten, og de blir i det følgende også betegnet som dynamiske kart over disse flater.

Ved beregning av de dynamiske høyder har en som vanlig i oseanografien sett bort fra lufttrykket. Strengt tatt er altså fig. 5, 6 og 7 ikke dynamiske kart over 0, 10 og 25 db-flatene relativt til 100 db-flaten, men dynamiske kart over ca. 10, 20 og 35 db-flatene relativt til ca. 110 db-flaten.

Trykket målt i db i to forskjellige dybder er ca. 3 % større enn dybdeforskjellen målt i m.

På tross av disse to forhold kan en likevel uten å begå noen feil som spiller noen rolle i forhold til de andre feilkilder regne med at fig. 5, 6 og 7 viser den relative helning av isobarflatene i 0, 10 og 25 m dyp i forhold til helningen av isobarflatene i 100 m dyp.

Avstanden mellom stasjonene er tildels store og observasjonsmaterialet er heller ikke synoptisk så kartene gir ikke noe helt korrekt billede av trykkfordelingen ved noen bestemt tid.

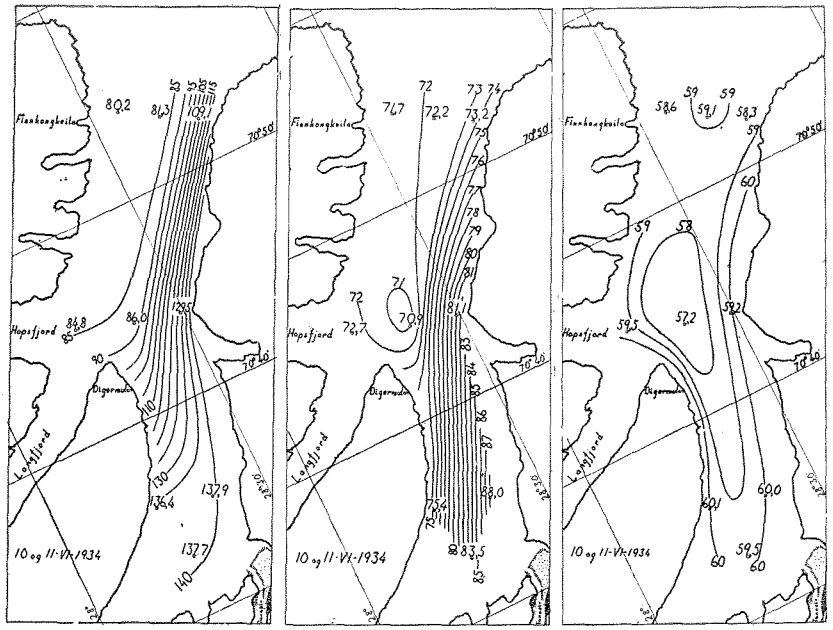


Fig. 5, fig. 6 og fig. 7. Dynamisk topografi av henholdsvis overflaten, 10 db-flaten og 25 db-flaten relativt til 100 db-flaten.

Fig. 5 er et *dynamisk kart over overflaten* relativt til 100 db-flaten. Kartet viser at det på østsiden av den ytre del av fjorden går en sterk strøm med retning parallelt med land ut fjorden. Hvordan strømforholdene er i den indre del av fjorden er mere usikkert. Utenfor munningen av Tana ligger overflaten spesielt høyt på grunn av stor tilførsel av lett elvevann. Dette lette vann strømmer utover fjorden og samler seg etterhvert mer og mer over på østsiden på grunn av coriolikraften.

Ved hjelp av snitt II er det funnet en inngående strøm i overflaten mellem st. 409 og st. 410. Dette framgår ikke av fig. 5 da kotene her bare angir høydeanomalien relativt til 100 db-flaten.

Avløpet fra nedslagsdistriktet innenfor tverrsnittet C er ca. 1/10 så stort som avløpet innenfor A (se tabell 1). I Langfjord og Hopsfjord blander det tilførte ferskvann seg med fjordens vann forøvrig og renner sannsynligvis som en brakkvannstrøm ut gjennom C. Etter å ha passert C vil dette brakkvann muligens for en del straks slutte seg til brakkvannet som strømmer ut langs østsiden av Tanafjord, men for en del vil det venteligvis bøye av til høyre rundt Digermulen og renne inn langs vestsiden av Tanafjord, passere snitt III, dreie rundt og renne ut sammen med brakkvannet som dannes i osen til Tana (se fig. 9). Den lave saltholdighet i overflaten ved st. 414 tyder på dette. Hvis så er tilfelle,

må høydekotene gå annerledes enn på fig. 5, men en mangler dessverre observasjonsmateriale til å kunne fastlegge kurvene annerledes enn slik de er tegnet.

Fig. 6 er et *dynamisk kart over 10 db-flaten* realativt til 100 db-flaten Av kartet framgår at det også i 10 m dyp er strøm på høyre side ut fjorden, men strømmen er ikke så sterk her som ved foregående kart Dette kart viser inngående strøm mellom st. 409 og st. 410 i 10 m dyp og tyder på at det er en syklonisk roterende hvirvel ved st. 410. I 10 m dyp kan det vanskelig tenkes at det går noen strøm innover langs vestsiden av den indre del av Tanafjord som i overflaten.

Fig. 7 er et *dynamisk kart over 25 db-flaten* relativt til 100 db-flaten. En ser at det også i dette dyp går en strøm ut langs østsiden av fjorden. Ved munningen av fjorden ser det etter kartet å dømme ut til å være en antydning til en antisyklonisk roterende hvirvel rundt st. 404. Strømberegningene ved snitt I (se pl. Ib) tyder også på dette. Rundt st. 410 er det en hvirvel likedan som i 10 db-flaten.

Dypereliggende isobarflater har meget liten helling relativt til 100 db-flaten. Som følge herav vil selv små feilkilder kunne gjøre seg forholdsvis sterkt gjeldende og de slutninger en trekker av de dynamiske kart blir tilsvarende usikre. Kart over dypereliggende isobarflater vil derfor ikke bli omtalt her.

V. Bjerknes gir i ((2) side 53) et uttrykk for hellingen av en isobarflate i en stasjonær cirkulær hvirvel på den roterende jord.

$$tg\,\Theta = \frac{dz}{dy} = \frac{R\omega}{g}(\omega + 2\Omega_z) \tag{6}$$

hvor Θ er isobarflatens hellningsvinkel, g tyngdens accelerasjon, R krumningsradien, ω hvirvelens rotasjonshastighet og Ω_z er jordrotasjonens vertikalkomponent. Koordinatsystemet er valgt med z-aksen pekende vertikalt oppover og y-aksen pekende radielt utover fra hvirvelsenteret.

Ved utledningen av formel (6) er der sett bort fra friksjonen i vannet og fra coriolikraftens vertikalkomponent.

Regner en med at krumningsradien er 1 km og at hastigheten er 5 cm/sek, — størrelser som vil kunne forekomme i ovennevnte hvirvel i Tanafjord, — finner en $\omega = 0{,}00005$ radianer/sek. Da $2\Omega_z$ ved 70° N. B. er 0,000137 radianer/sek, ser en at centrepetalaccelersajonen ikke er uten betydning for isobarflatens helling, men at den ikke har så stor betydning som coriolikraften.

I en cyklonisk roterende hvirvel har ω og Ω_z samme fortegn, og

isobarflaten får da ved samme hastighet større helling enn ved jevn bevegelse. Når en da anvender formel (1) (side 12) til hastighetsberegninger vil en følgelig finne for store hastigheter.

Som tidligere nevnt (side 21) er det sannsynligvis syklonisk roterende hvirvler med vertikale akser i nærheten av st. 410. For bedre å kunne

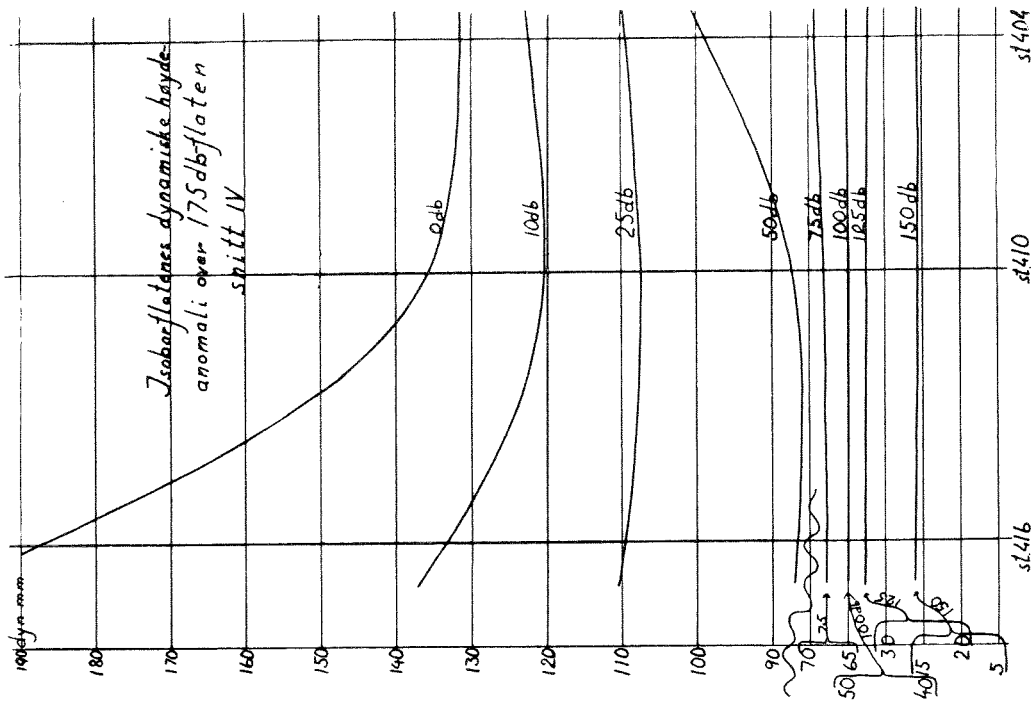


Fig. 8 b.

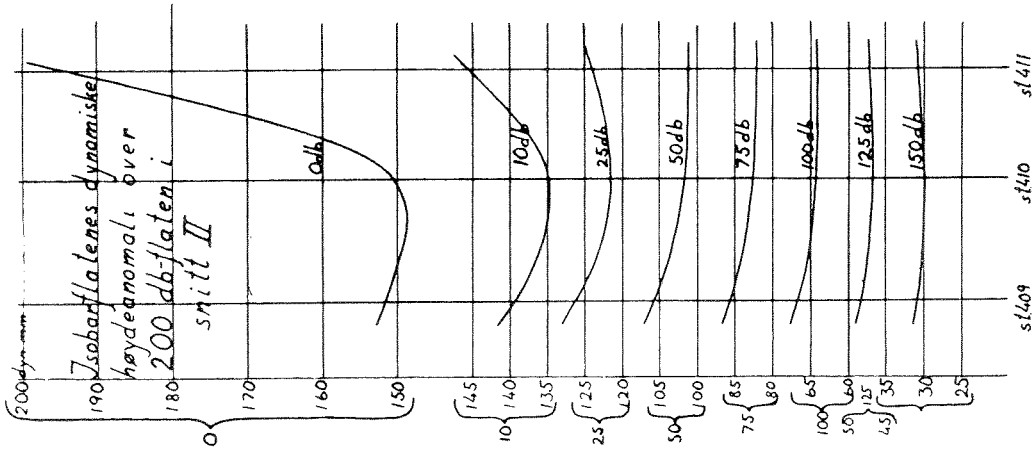


Fig. 8 a.

studere disse hvirvler er fig. 8a og fig. 8b tegnet. Fig. 8a viser $\overset{n}{\Delta D}_{200}$ for en rekke isobarflater (n) i snitt II og fig. 8b viser $\overset{n}{\Delta D}_{175}$ for de samme isobarflater i snitt IV.

Ved hjelp av formel (6) og fig. 8a og fig. 8b kan en trekke slutninger om strømmene rundt st. 410 . Stasjonene i snittene ligger ikke tett, og særlig er dette tilfelle i snitt IV. Ved dette snitt vil den sykloniske hvirvel av denne årsak i mange tilfelle tre forholdsvis utydelig fram.

Av figurene framgår at overflatevannet muligens hvirvler syklonisk rundt et sentrum mellom st. 409 og st. 410 . Dette passer godt med fig. 8a, men ikke så godt med fig. 8b. I snitt IV ligger imidlertid overflaten forholdsvis ubetydelig høyere ved st. 410 enn ved st. 404. Dette tyder på at det også i snitt IV kan være en forsenkning i overflaten ved st. 410 i forhold til deler av overflaten mellom st. 410 og st. 404. I 10 og i 25 m dyp tyder figurene på syklonisk hvirvling rundt st. 410. Fig. 8a tyder på at det er syklonisk hvirvling rundt st. 410 i 150 m dyp. Fig. 8b tyder imidlertid ikke på det samme idet $\overset{150}{\Delta D}_{175}$ er ens ved st. 404 og st. 410 og litt større ved st. 416. $\overset{150}{\Delta D}_{200}$ er imidlertid større ved st. 404 enn ved st. 410. Det er følgelig sannsynlig at det er en forsenkning i 150 db-flaten ved st. 410, og at det er syklonisk hvirvling rundt st. 410 i dette dyp.

En nærmere sammenlikning mellom $\overset{n}{\Delta D}_{175}$ ved st. 404, st. 410 og st. 416 og $\overset{n}{\Delta D}_{200}$ ved st. 404, st. 409, st. 410 og st. 411 gir at det sannsynligvis er syklonisk hvirvling ovenfor ca. 40m dyp og fra ca. 110m og ned til 200m dyp.

Hastighetene på pl. IIb er beregnet ved hjelp av formel (1). I følge det som er nevnt ovenfor, er de funne hastigheter sannsynligvis noe for store i de dyp der det er syklonisk hvirvling. Imidlertid vil ikke avvikelsene være svært store, og pl. IIb gir følgelig sannsynligvis et bra billede av strømforholdene.

Hastighetsfordelingen på pl. IIb er funnet ved hjelp av tetthetsfordelingen i snitt II. Vi skal se at den rotasjon som disse hastigheter tyder på også forklarer tetthetsfordelingen i snitt IV, likesåvel som i snitt II.

Teorien for tetthetsfordelingen i den stasjonære sirkulære hvirvel er gitt i (3). Ved syklonisk hvirvling som i hvirvlene i Tanafjord ligger isobarflatene lavest ved hvirvelaksen. Vi setter

$$\frac{\delta(\omega + 2\Omega_z)\,\omega R}{\delta z} = A \text{ og } \frac{\delta(\omega + 2\Omega_z)\,\omega q R}{\delta z} = B \text{ hvor } z,\ \Omega_z \text{ og } \omega$$

betyr det samme som før og q er vannets tetthet og R avstanden fra hvirvelaksen. Når en ser bort fra friksjonen, coriolikraftens vertikalkomponent, Ω_z's og tyngdens variasjon innen hvirvelen, får en:

1. Større helning på isosterene enn på isobarene ned mot hvirvelaksen når $A<0$ og $B<0$.

2. En mindre helning på isosterene enn på på isobarene ned mot hvirvelaksen når $A>0$ og $B<0$.

3. En hevning av isosterene opp mot hvirvelaksen når $A>0$ og $B>0$.

Pl. IIb tyder på at $A>0$ og $B>0$ fra 200 og opp til ca. 160 m dyp og fra ca. 40 og opp til ca. 15 m dyp. Tilsvarende finner en at isosterene hever seg opp ved hvirvelaksen (st. 410) i disse nivåer såvel i snitt IV som i snitt II. En ser altså at hvirvler ovenfor 40 og nedenfor 110 m dyp med en hastighetsfordeling omlag som på pl. IIb forklarer visse karakteristiske trekk ved tetthetsfordelingen i såvel snitt IV som i snitt II. (Det samme kan også sees av formel (6) og likningen for statisk likevekt).

Vanntransportberegningene ved snitt I og snitt II tyder også på at det er en hvirvel med sentrum i nærheten av snitt II. Beregner en vanntransporten ved hjelp av hastighetene på pl. Ib og IIb finner en at vanntransporten inn fjorden mellom stasjonene i snitt I er $13 \cdot 10^3 m^3/sek.$ og i snitt II $35 \cdot 10^3 m^3/sek.$ Vanntransporten ut fjorden mellom stasjonene i snitt I finner en er $12 \cdot 10^3 m^3/sek.$ og i snitt II $36 \cdot 10^3 m^3/sek.$ Selv om en ved snitt I kan gjøre regning med at det strømmer meget vann både ut og inn fjorden mellom de ytterste stasjoner og land, og selv om de såvel ut- som inngående hastigheter som er funnet ved snitt II tildels er for store, så er det likevel meget lite sannsynlig at vanntransporten ut og inn fjorden ved snitt I er så stor som ved snitt II. Da snitt I ligger lenger ut fjorden i enn snitt II, må følgelig en del av det vann som strømmer ut gjennom snitt II også komme tilbake gjennom dette snitt. Stabilitetsforholdene gjør at vanntransporten fram og tilbake gjennom snitt II må tenkes å foregå omtrent uten vertikale forskyvninger. Disse forhold tyder også på at det, som før nevnt, er hvirvler med vertikal akse i nærheten av snitt II.

Før størrelsen av forskjellige oseanografiske elementer (saltholdighet, temperatur o.s v.) og deres fordeling i tid og rum omtales, er det nyttig å gi litt teori for dette.

Som bekjent er

$$\frac{de}{dt} = \frac{\delta e}{\delta t} + \mathbf{v} \cdot \nabla e$$

hvor e er det oseanografiske element, t tiden, $\mathbf{v}$ vannets hastighet, $\frac{de}{dt}$ den individuelle variasjon, $\frac{\delta e}{\delta t}$ den lokale variasjon og ∇e ascendenten til e.

Spalter en vektorene opp i horisontale og vertikale komponenter

får en at
$$\frac{de}{dt} = \frac{\delta e}{\delta t} + \mathbf{v}_h \cdot \nabla_h e + v_z \frac{\delta e}{\delta z}$$

hvor $\mathbf{v}_h$ og $\nabla_h e$ er horisontalkomponentene av henholdsvis $\mathbf{v}$ og ∇e, og v_z og $\frac{\delta e}{\delta z}$ er tallverdiene av vertikalkomponentene av henholdsvis $\mathbf{v}$ og ∇e. Av denne formel får en at

$$\sin \alpha = \frac{\frac{de}{dt} - \frac{\delta e}{\delta t} - v_z \frac{\delta e}{\delta z}}{v_h \mid \nabla_h e \mid} \tag{7}$$

α er vinkelen mellom tangenten til isolinjene for e og hastighetens komponent i en og samme nivåflate. v_h og $|\nabla_h e|$ er tallverdien av horisontalkomponenten av henholdsvis $\mathbf{v}$ og ∇e.

v_z er i alminnelighet meget liten i sjøen. Av denne grunn blir leddet $v_z \frac{\delta e}{\delta z}$ ubetydelig. I mange tilfeller i oseanografien er også $\frac{de}{dt} - \frac{\delta e}{\delta t}$ liten i forhold til $v_h \, |\nabla_h e|$. I slike tilfeller er $\sin \alpha$ liten d. v. s. at strømlinjene omtrent faller sammen med isolinjene for e i en og samme nivåflate.

I andre tilfeller er $\frac{\delta e}{\delta t}$ og $v_z \frac{\delta e}{\delta z}$ små i forhold tll $v_h \, |\nabla_h e|$ mens $\frac{de}{dt}$ ikke er det. Retningene til strømlinjene og isolinjene for e avviker da ifølge formel (7) meget fra hverandre. Velger en er i dette tilfelle x-aksen langs $\mathbf{v}_h$ har en tilsvarende at

$$v_h \cdot \frac{\delta e}{\delta x} = \frac{de}{dt}$$

d. v. s. at e's variasjon i retningen til hastighetens horisontalkomponent multiplisert med denne hastighetskomponents skalare verdi er lik den individuelle variasjon i vannpartikkelen.

Saltholdighet.

Saltholdighetssnitt.

Pl. Ic viser saltholdighetsfordelingen i snitt I. Av figuren framgår at den største saltholdighet, 34,64 ‰, finnes ved bunnen midtfjords. Den avtar jevnt oppover mot ca. 34,5 ‰ i 50 m dyp. Videre oppover avtar den raskere. I de øverste 15 m er saltholdigheten på vestsiden av fjorden betydelig større enn på østsiden, og denne forskjell blir større

jo nærmere overflaten en kommer. Ved st. 405 på vestsiden av fjorden er saltholdigheten i overflaten 34,42 ‰, mens den ved st. 403 på østsiden bare er 27,60 ‰, og nærmere land er den sannsynligvis ennå lavere. Opprinnelsen til det saltfattige vann i de øvre lag på østsiden av fjorden er omtalt på side 18.

Som før nevnt ligger de nær å anta at den instabile skiktning i de øverste 10 m ved st. 405 skyldes at fralandsvinden på vestsiden av fjorden har forårsaket at tyngre vann fra dypereliggende lag er blitt transportert opp til overflaten. Det er mulig at vinden er årsak til at saltholdigheten i overflaten er nøyaktig den samme som i 10 m dyp. Da saltholdigheten er mindre i overflaten enn i alle andre dyp forøvrig, er årsaken til instabiliteten i overflaten sannsynligvis avkjøling av overflatevannet.

Pl. IIc viser saltholdighetsfordelingen i snitt II.

Den største saltholdighet som er funnet i snittet er 34,64 ‰. Den er påvist i 200 m dyp både ved st. 409 og st. 410. I 50 m dyp er saltholdigheten ca. 34,5 ‰. Fra dette dyp og oppover avtar den raskere etter hvert, særlig på østsiden av fjorden. Saltholdigheten er ikke mer enn 25,10 ‰ i overflaten ved st. 411 på østsiden av fjorden, mens den er 32,78 ‰ ved st. 410 og 33,60 ‰ ved st. 409 på vestsiden av fjorden. Den lave saltholdighet i overflaten på østsiden har samme forklaring som ved foregående snitt. Mellom ca. 10 og 75 m dyp og mellom ca. 150 og 200 m dyp er saltholdigheten større ved st. 410 enn både ved st. 409 og st. 411. Dette skyldes at det tyngste og i dette tilfelle også salteste vann, vil samle seg ved sentrene av de syklonisk roterende hvirvler i disse dyp.

Av snitt III (pl. IIIc) framgår at saltholdigheten i 100 m dyp er 34,54 ‰ d. v. s. omtrent det samme som ved de to andre snitt. Ovenfor 100 m dyp er derimot vannet mindre salt, i overflaten endog meget mindre salt, enn ved de to foregående snitt. Fra 100 m dyp og opp til ca. 5 m dyp er saltholdigheten størst på vestsiden av fjorden. Ovenfor ca. 5 m dyp er saltholdigheten størst på østsiden av fjorden. I overflaten er saltholdigheten 21,06 ‰ ved st. 414 og 26,18 ‰ ved st. 415. Den spesielt lave saltholdighet i de øverste 5 m ved st. 414 kan som før nevnt (side 23) forklares ved at det går en strøm av særlig saltfattig vann innover langs vestsiden av fjorden her.

Pl. IVb viser saltholdighetsfordelingen snitt IV.

Det mest karakteristiske ved snittet er den store avtaking i saltholdighet i de øvre lag fra munningen og innover fjorden. For en del, særlig mellom st. 416 og st. 410, kan avtakingen skyldes at vinden, som har en komponent inn fjorden, har en tendens til å stuve lett overflatevann sammen innerst i fjorden. Imidlertid er det overveldende sannsynlig at den store ferskvannstilførsel, særlig fra Tana, er den hovedsakelige årsak til denne karakteristiske saltholdighetsfordeling. Det lette

brakkvann som dannes utenfor Tanas munning strømmer i overflaten ut gjennom fjorden og blander seg etterhvert mer og mer med fjordens øvrige vann så det blir saltere og saltere.

Det er meget sannsynlig at saltholdigheten i de øvre lag vil avta ved stor og tilta ved liten ferskvannstilførsel til fjorden. Særlig vil variasjonene bli store innerst i fjorden.

Tetthetsfordelingen i de øvre lag skyldes for en vesentlig del denne saltholdighetsfordeling. Da denne tetthetsfordeling igjen er årsak til overflatestrømmen, ser en at denne strøm vil avhenge av ferskvannstilførselen, og på en slik måte at den er stor når ferskvannstilførselen er stor.

Mellom st. 410 og st. 416 avtar saltholdigheten innover fjorden også i alle dyp nedenfor de øvre lag. Den viktigste årsak til dette er sannsynligvis at der strømmer vannet for det meste inn fjorden og blandes på sin vei innover mer og mer med det ovenforliggende lite salte vann, men også avtakingen i saltholdighet i overflaten innover fjorden bevirker avtaking i saltholdighet innover fjorden i de dypere lag på grunn av blandingen mellom lagene innbyrdes.

Av samme grunner kunne en vente at saltholdigheten også skulle avta innover fjorden i alle dyp nedenfor de øvre lag mellom st. 404 og st. 410 Av pl. IV b framgår imidlertid at saltholdigheten i flere dyp tiltar innover fjorden mellom disse stasjoner. Disse dyp svarer omtrent til de dyp der det er syklonisk hvirvling rundt st. 410, og årsaken til tiltakingen i saltholdigheten innover fjorden i disse dyp er sannsynligvis at det forholdsvis tunge vann som samler seg rundt st. 410 i disse dyp også er forholdsvis salt.

Saltholdighetskart.

Fig. 9 viser fordelingen av saltholdighet i overflaten. En ser at i den ytre del går isohalinene omtrent parallelt med land, og at det er stuvet sammen forholdsvis saltfattig vann på østsiden av fjorden. Hvordan saltholdighetsfordelingen er innenfor snitt II er mer usikkert, men et forløp av isohalinene som antydet på fig. 9 synes mest rimelig. En ser at saltholdighetsfordelingen er i overenstemmelse med de tidligere omtalte sannsynlige strømmer.

Fig. 10 viser saltholdighetsfordelingen i 10 m dyp. En ser at strømmen som går innover langs vestsiden av den indre del av Tanafjord bare kan være et fenomen som foregår i de aller øverste vannlag. I 10 m dyp går isohalinene i den indre del av Tanafjord litt på skrå av fjorden, og saltholdigheten er størst på vestsiden. Dette passer med at vannet strømmer ut fjorden og etterhvert blandes med det dypereliggende

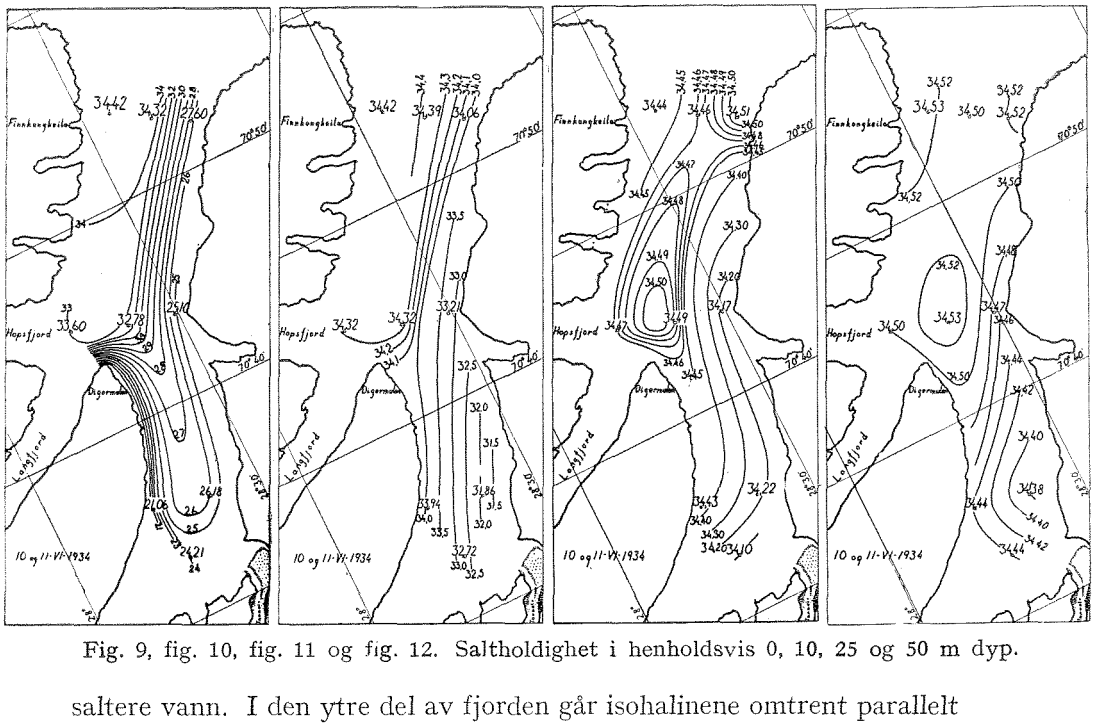


Fig. 9, fig. 10, fig. 11 og fig. 12. Saltholdighet i henholdsvis 0, 10, 25 og 50 m dyp.

saltere vann. I den ytre del av fjorden går isohalinene omtrent parallelt med land, og saltholdigheten er minst langs østsiden. Saltholdighetsfordelingen ved st. 409 og st. 410 passer med den før omtalte hvirvel på dette sted.

Fig. 11 viser saltholdighetsfordelingen i 25 m dyp. En ser at variasjonen i saltholdighet er betydelig mindre her enn i overflaten og i 10 m dyp. I den indre del av fjorden går isohalinene omtrent i fjordens lengderetning. Utenfor Digermulen tyder saltholdighetsfordelingen på at det er en hvirvel på dette sted i fjorden.

Ved munningen ser en at det er forholdsvis salt vann ved st. 403. Dette skyldes at det strømmer forholdsvis salt vann inn på østsiden av fjorden i dette dyp (se pl. I b). Dette salte vann ser ikke ut til å strømme langt inn i fjorden men det blander seg etterhånden opp med det hastig utstrømmende vann ovenfor. Denne oppblanding gjør at vannet blir mindre salt og lettere etterhvert og stiger opp og renner ut sammen med brakkvannet i overflaten. Det er følgelig sannsynligvis den hastig utstrømmende brakkvannsstrøm i overflaten som forårsaker den inngående strøm i 25 m dyp mellom st. 403 og st. 404.

Fig. 12 viser saltholdighetsfordelingen i 50 m dyp. Variasjonene i saltholdighet er i de ytre deler av fjorden så små at de ikke er større enn feilene som kan begåes ved bestemmelsen av saltholdighet. Også i dette dyp er der i saltholdighetsfordelingen en antydning til en hvirvel

rundt st. 410. Lengst inne i fjorden er saltholdigheten lavest, hvilket, som tidligere nevnt, tyder på at ferskvannstilførselen i overflaten gjør seg gjeldende også i dette dyp.

Saltholdighetsfordelingen i 75 m dyp har stor likhet med saltholdighetsfordelingen i 50 m dyp.

I 100 m dyp har også saltholdighetsfordelingen stor likhet med saltholdighetsfordelingen i 50 m dyp, men der er en fremtredende forskjell, idet det i dette dyp er et mere utpreget maksimum i saltholdighet ved st. 410 enn i 50 og 75 m dyp. Både i 75 og 100 m dyp er i ennu høyere grad enn i 50 m dyp variasjonene i saltholdighet små og isohalinenes forløp usikre.

Temperatur.

Temperaturforandringer i sjøen.

Varme tilføres og avgies fra havet og fjordene gjennom overflaten.

De *tilførende faktorer* er direkte solstråling, langbølget stråling fra atmosfæren, molekylar varmeovergang fra luften og kondensasjon av vanndamp på overflaten. Den direkte solstråling er den viktigste, og er avhengig av skydekke og solens høyde. Solstrålenes energi absorberes vesentlig i de første meterne under overflaten. Strålingen fra atmosfæren tiltar med luftens temperatur. Den molekylare varmeovergang fra luft til sjø spiller forholdsvis liten rolle. Den vil tilta med vinden da denne vil øke turbulensen i de nedre luftlag og øvre vannlag, og hvis der dannes bølger og skum på overflaten blir vannets overflate større og følgelig også den molekylare varmeovergang større. Den molekylare varmeovergang fra luft til sjø vil øke respektive avta med differensen,luft-temperatur minus overflatetemperatur. Kondensasjon av vanndamp på overflaten spiller en ubetydelig rolle.

Der *avgis varme* fra overflaten til luften ved langbølget stråling, molekylar varmeovergang og fordampning fra overflaten. De to første faktorer spiller størst rolle, mens derimot fordampningen fra overflaten spiller liten rolle, særlig så langt nord som Tanafjord ligger.

Tilførsel av elvevann og nedbør kan også spille rolle som *avkjølende eller oppvarmende faktorer.* Særlig kan en forholdsvis stor elvevannstilførsel ha stor betydning for temperaturforholdene i overflaten av en fjord.

Som *temperaturfordelende* faktorer spiller strømmer og såvel horisontal som vertikal turbulens stor rolle. Både strømmer og turbulens vil være avhengig av vind, og den vertikale turbulens vil avhenge meget av stabiliteten og på en slik måte at den avtar med økende stabilitet. Den molekylare varmeledning i vannet spiller ubetydelig rolle.

Faktorer som bestemmer overflatetemperaturen 10. og 11. juni 1934.

På grunn av den store ferksvannstilførsel er skiktningen i de øvre lag av Tanafjord som før nevnt for det meste meget stabil. Skiktningen er mere stabil jo lenger inn en kommer i fjorden.

Innerst i fjorden er klimaet av mer kontinental type enn ute ved munningen.

Av tabell 4 framgår en del meteorologiske forhold ved Sletnes like ved munningen, og Tana ved bunnen av fjorden (se fig. 1) i mai og juni 1934.

Midlene er hentet fra: Jahrbuch des Norwegischen Meteorologischen Instituts für 1934.

Tabell 4.

År 1934	Middeltemperatur		Midlere skydekke		Midlere vindstyrke	
	Mai	Juni	Mai	Juni	Mai	Juni
Sletnes	4,3	5,5	8,8	9,0	4,2	4,2
Tana	5,1	8,0	7,3	7,4	2,2	2,4
Karasjok	5,9	8,5	7,0	7,1	2,3	1,8

Middeltemperaturen er oppgitt i °C, midlere skydekke i 1/10 av himmelen dekket av skyer og midlere vindstyrke i beaufort.

En ser at både i mai og juni 1934 tiltar middeltemperaturen og avtar midlere skydekke og midlere vindstyrke innover fjorden.

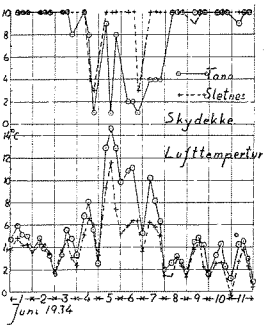


Fig. 13.

Fig. 13 viser lufttempreatur og skydekke ved Tana og Sletnes fra 1.—11. juni 1934. Ved Tana er det gjort temperatur- og skyobservasjoner kl. 8, 13 og 19, og ved Sletnes kl. 8, 14 og 19. Minimumstemperaturen

mellom kl. 8 den ene dag og kl. 8 den andre er avlest ved begge stasjoner og er på fig. 13 avsatt som om det var temperaturen kl. 24 den første dag. For å få bedre oversikt er observasjonene både ved Tana og ved Sletnes forbundet med linjer innbyrdes.

En ser at det er forholdsvis meget solskinn i tiden 4—7. juni og at dette særlig er tilfelle ved Tana.

Fra 1.—3. juni er temperaturen ved begge stasjoner omkring 4°. Fra den 4. stiger den raskt og når et maksimum den 5. for så atter å falle til ca. 2° den 8. I tiden 8.—11. juni er temperaturen omkring 2—3°. Med få unntakelser er temperaturen høyere ved Tana enn ved Sletnes og særlig er dette tilfelle i tiden 5.—7. juni.

Ovennevnte stabilitetsforhold og værforhold kunne tenkes alene å forklare hvorfor overflatetemperatuen 10.—11. juni jevnt over er så høy i Tanafjord, og hvorfor den stort sett er høyere jo lenger en kommer inn i fjorden (se fig. 14). Imidlertid skal vi se at temperaturen i det tilførte ferskvann spiller en meget stor rolle.

Som før nevnt er det tildels lav saltholdighet i de øvre lag i Tanafjord. Dette har sin vesentlige årsak i den rikelige ferskvannstilførsel fra Tana som munner ut innerst i fjorden. Regner en med at brakkvann består av en blanding av y % elvevann med temperatur t_e og forøvrig av fjordvann med temperatur t_f, får en med god tilnærmelse at brakkvannets temperatur

$$t_b = t_f + \frac{y}{100}(t_e - t_f) \tag{8}$$

Har f. eks. vannet på et sted i fjorden en saltholdighet på 25 ‰ ,så må vannet på dette sted være framkommet som en blanding av 28 % ferskvann og 72 % av vann fra fjorden hvis en regner med at dette har en saltholdighet på 34,5 ‰. Regner en med at $t_e - t_f = 4°$ så får brakkvannet i ovennevnte tilfelle over en grad høyere temperatur enn det opprinnelige fjordvann.

Av tabell 2 framgår at brakkvannstrømmens hastighet i overflaten er ca. 90 cm/sek. ut fjorden ved snitt I og ca. 70 cm/sek. ved snitt II. Ved snitt III gir ikke strømmberegningene så pålitelige resultater som ved snitt I og snitt II, men også dette snitt tyder på stor hastighet ut fjorden i de øvre lag. Regner en at brakkvannet i overflaten har en gjennomsnittshastighet på 50 cm/sek. ut fjorden, får en at det vil bruke 20 timer fra snitt III innerst i fjorden til snitt I ytterst i fjorden. En del av brakkvannet vil sannsynligvis bli oppholdt i hvirvelen midt i fjorden noen tid og vil av denne grunn komme til å bruke noe lenger tid ut fjorden. En brakkvannsmengde som strømmer ut fjorden i overflaten vil på sin vei tilblandes vann fra dypereliggende og mere langsomt

strømmende lag. Også av denne grunn vil brakkvannslaget i overflaten bruke noe lenger tid ut fjorden enn overflatehastigheten tilsier.

Regner en alt vann som holder under 34 $^0/_{00}$ som brakkvann, så er den midlere tykkelse av brakkvannslaget innenfor snitt I ca. 10 m, den midlere bredde ca. 10 km og lengde ca. 50 km. En får da at der er ca. $5 \cdot 10^9 m^3$ brakkvann i fjorden. I de øverste 10 m mellom st. 403 og st.404 strømmer der ut ca. $10^4 m^3$/sek., og så meget brakkvann kan en minst gjøre regning med at det strømmer ut fjorden pr. sek. Regner en med dette for at alt brakkvann skulle kunne strømme ut av fjorden på ca. 6 døgn, forutsatt at samme utadgående strøm holdt seg konstant hele tiden ved snitt I.

Av ovenstående framgår at en bestemt mengde brakkvann ikke blir værende lenge i fjorden,i hvert fall ikke i tiden rundt 10. juni 1934. Brakkvannet i overflaten er sannsynligvis i fjorden bare et eller to døgn, mens det dypereliggende brakkvann sannsynligvis er der noe lengere tid.

På grunn av at brakkvannet bare oppholder seg så kort tid i fjorden, er hovedårsaken til tempereaturforandringene i overflatevannet når det strømmer ut fjorden den at det etterhånden blandes mer med fjordens vann forøvrig. Temperaturen i overflatevannet vil da forandres i retning av temperaturen til det vannet det blander seg med. Imidlertid vil også andre varmetilførende og -avgivende prosesser kunne spille noen rolle.

Isen på Tana gikk opp 15. mai og vårflommen kullminerte 11. mai i 1934, og da middeltemperaturen i mai i Karasjok er 5.9° mens den bare er 4.3° på Sletnes, må en kunne anta at sneen i hvert fall ikke kan ha ligget lenger enn ut i slutten av mai måned i Tanas nedslagsdistrikt. Dett er følgelig meget sannsynlig at det ikke i den nærmeste tid før 10. juni er noen tilførsel av koldt smeltevann i Tanaelva slik at en av den grunn får avkjøling av elvevannet. I slutten av mai og før stasjonene i Tanafjord ble tatt i juni, er det en god del solskinn som forårsaker at elvevannet før det renner ut i Tanafjord blir oppvarmet i det brede grunne elveløp som strekker seg langt oppover fra munningen. Etter de varme og solrike dagene før den 8. juni kan en vente at elvevannet som renner ut i Tanafjord den 9—10 juni har en forholdsvis høy temperatur. Det er sannsynligvis dette som er hovedårsaken til at temperaturen i brakkvannet i overflaten i Tanafjord er såvidt høy som den er 10.—11. juni (se fig. 14) på tross av at det er meget overskyet vær og at lufttemperaturen ikke er mer enn ca. 2° i tiden 8.—11. juni

Om våren når oppvarmingen av sjøen er begynt og det foregår snesmeltning så elvevannet er kaldt, vil brakkvannslaget i Tanafjord sannsynligvis bli forholdsvis kaldt. JENS EGGVIN har i (6) påpekt at sjøtemperaturene vanligvis er forholdsvis lave utenfor fjordmunningene på norskekysten under snesmeltingen om våren.

Temperatursnitt.

Pl. IVc viser temperaturfordelingen i snitt IV.

En ser at overflatetemperaturen avtar jevnt utover fjorden. Dette skyldes hovedsakelig at det varme brakkvann i overflaten etterhvert som det strømmer ut fjorden blir mer og mer oppblandet med det koldere vann som ligger under. Det skyldes også for en del avkjøling av overflatevannet mens det strømmer ut fjorden. Det er denne avkjøling som er årsak til at temperaturen er lavere i overflaten enn i 10 m dyp ytterst i fjorden. Lenger inn i fjorden hvor det er et mer utpreget brakkvannslag i overflaten avtar temperaturen nedover, og innerst i fjorden hvor overflatevannet har særlig liten saltholdighet avtar den meget raskt nedover.

I lagene ovenfor 9 m dyp tiltar temperaturen innover fjorden mellom st. 410 og st. 416. Årsakene til denne tiltakingen er de samme i lagene nedenfor overflaten som i overflaten. Nedenfor 9 m dyp avtar temperaturen innover fjorden mellom st. 410 og st. 416. Hovedårsaken til dette er sannsynligvis som vi skal se at det foregår en hevning av kaldere vannmasser fra de dypere lag og opp mot overflaten. Som framgår av pl. Ib, IIb og IIIb foregår der i de dypere lag av fjorden en innstrømning av vann utenfra. På sin vei innover vil det innstrømmende vann bli mindre salt og lettere på grunn av tilblanding av mindre salt og lettere vann fra lagene ovenfor. Tilblandingen er imidlertid til å begynne med så liten at temperaturen ikke forandres synderlig. Etterhvert som det blir lettere, stiger det stadig høyere opp og tilblandes mer og mer brakkvann, og det som ikke renner ut fjorden før det når overflaten, vil stadig tilblandes mer brakkvann eller ferskvann inntil det strømmer ut fjorden i overflaten. Når det har nådd opp til 9 m dyp er tilblandingen av varmt overflatevann så stor at det tilblandede vanns temperatur som før nevnt spiller stor rolle for blandingens (brakkvannets) temperatur.

Foruten ovennevnte hovedårsak skyldes temperaturavtakingen innover fjorden nedenfor 9 m dyp mellom st. 410 og st. 416 sannsynligvis også i noen grad at sommeroppvarmingen i de øvre lag har vanskeligere for å trenge nedover jo lenger inn i fjorden en kommer på grunn av at stabiliteten, særlig i de øvre lag, tiltar meget sterkt innover fjorden.

Temperaturminimumet i 25 m dyp ved st. 416 tyder på at det der ikke foregår noen livlig dannelse av brakkvann i overflaten og oppblanding av dypereliggende vann med vann fra overflaten. Hvis så var tilfelle, ville de vinteravkjølte vannmasser i 25 m dyp heve seg forholdsvis raskt opp mot overflaten og det ville ikke være noe temperaturminimum i 25 m dyp.

Mellom st. 404 og st. 410 tiltar temperaturen innover fjorden i lagene mellom overflaten og 28 m dyp av samme grunner som den tiltar

innover fjorden i overflaten. I lagene mellom 28 og 134 m dyp avtar temperaturen innover fjorden. Avtakingen er betydelig mindre her enn i tilsvarende dyp mellom st. 410 og st. 416 Dette i forbindelse med hvirvlene rundt st. 410 gjør det vanskeligere å finne årsakene til temperaturavtakingen her. Imidlertid er årsakene til denne sannsynligvis de samme her som i tilsvarende dyp mellom st. 410 og st. 416. Fra 134 m dyp og ned så dypt som st. 410 er tatt (200 m) tiltar temperaturen innover fjorden. Dette skyldes sannsynligvis at det ute ved munningen strømmer en tung vannmasse inn langs bunnen, hvilket forårsaker at de opprinnelige vannmasser ved bunnen og i lagene helt opp til ca. 100 m dyp blir hevet oppover, og at hevningen blir mindre jo lenger opp fra bunnen lagene ligger. En slik hevning vil nemlig når temperaturen avtar nedover mot bunnen forklare temperaturøkingen innover fjorden i lagene mellom 134 og 200 m dyp mellom st. 404 og st. 410. Som vi senere skal se tyder også surstoff- og pH-fordelingen på at det er slik innstrømning og hevning av vannmasser som ovenfor nevnt.

Vannmassene som strømmer inn langs bunnen ute ved munningen av fjorden er varmere enn det opprinnelige bunnvann som det fortrenger og løfter opp. Dette er årsaken til at det er et temperaturminimum i ca. 210 m dyp ved st. 404.

Pl. III d viser temperaturforholdene i snitt III.

Overflatetemperaturen er lavere på vest- enn på østsiden av fjorden på tross av at stabiliteten i de øvre lag og tilblandingen av ferskvann i overflaten er størst på vestsiden. Årsaken til dette er at overflatevannet på vestsiden skriver seg fra Hopsfjord og Langfjord og har brukt lenger tid og følgelig blitt mer avkjølet før det når snitt III enn overflatevannet på østsiden som vesentlig er blitt dannet utenfor Tanas munning.

Nedenfor 15 m dyp er det koldere på øst- enn på vestsiden. Dette kan ikke skyldes at sommeroppvarmingen har hatt vanskeligere for å forplante seg nedover gjennom vannet på øst- enn på vestsiden, for stabiliteten i de øvre lag er betydelig mindre på øst- enn på vestsiden av fjorden. Årsaken er sannsynligvis at hevningen av vannmassene i dypereliggende lag er større ved st. 415 enn ved st. 414. Hevingen er størst ved st 415 fordi blandingen mellom de saltfattige overflatelag og de dypereliggende lag foregår raskere ved og rundt om st 415 enn ved st. 414 (se pl. IIIc).

Pl. IId viser temperaturfordelingen i snitt II. Overflatetemperaturen vil bli omtalt senere.

Nedenfor 30 m dyp er det kaldest på østsiden av fjorden. Dette skyldes at hevningen av vannmassene i de dypere lag av fjorden er størst der. Dette skyldes igjen at blandingen mellom de ovenfor- og de nedenforliggende lag vil forårsake størst tetthetsavtaking i de dypere lag under den lite salte og raskt utadgående strøm i overflaten.

Pl. Id viser temperaturfordelingen i snitt I.

I den vestlige halvdel av snittet er temperaturen lavere i overflaten enn i 10 m dyp. Dette skyldes at det siden den 8. juni har været overskyet vær og ikke mer enn 2—3° i luften så vannet er blitt avkjølet i overflaten (fig 13). På østsiden er vannet i overflaten oppblandet med forholdsvis varmt elvevann og er derfor forholdsvis varmt.

Det holder seg varmest på østsiden av fjorden ned til ca. 40 m dyp. En faktor av stor betydning for temperaturfordelingen nedenfor 40 m dyp er innstrømningen av tungt vann langs bunnen som gjør at det gamle bunnvann og lagene ovenfor løftes opp. Pl. Id tyder på at hevningen er størst på vestsiden og minst på østsiden av fjorden.

I motsetning til ved snitt II og snitt III synes ikke hevning av dypereliggende lag på grunn av tilblanding av lett vann fra ovenforliggende lette vannlag å spille noen større rolle ved snitt I. Dette skyldes at vannet som strømmer inn i de dypere lag ute ved snitt I i fjordmunningen ennu ikke har rukket å blande seg med de ovenforliggende lette vannlag.

Temperaturkart.

Fig. 14 viser temperaturfordelingen i overflaten. En ser at det er varmest utenfor Tanas munning, og så avtar temperaturen utover fjorden. Årsaken til dette er nevnt ovenfor. I snitt II er det varmest ved st. 410. Dette skyldes muligens at ikke alt det vann som kommer fra Langfjord og Hopsfjord bøyer rundt Digermulneset og inn i indre del av Tanafjord, men at en del av vannet renner rett ut fjorden og passerer st. 410 på sin vei. Dette overflatevann er ikke så meget avkjølet som vannet fra indre Tanafjord som en finner ved st. 411. En annen muligens medvirkende årsak til at det er varmest ved st. 410 er at den ligger så nær hvirvelsenteret i overflaten. Videre utover fjorden ser en at det er varmest der vannet har lavest saltholdighet.

Fig. 15 viser temperaturfordelingen i 10 m dyp. Hvirvelen ved st. 410 trer ikke så tydelig fram her som ved tetthetskartet,men en finner et temperaturmaksimum ved st. 410. En ser at ytterst og innerst i fjorden er det varmest der tilblandingen av ferskvann er størst. Dette er derimot ikke tilfelle i snitt II. Ved dette snitt viser kartet temperaturavtaking innover mot land på tross av at saltholdigheten avtar. En temperaturobservasjon mellom st. 410 og st. 411 i snitt II ville sannsynligvis ha gitt en lavere verdi enn ved disse st., og da ville hvirvlen ha trådt tydeligere fram, og en ville ha funnet temperaturøkning innover mot land.

Av fig. 16 ser en at temperaturen i 25 m dyp er lavest innerst i fjorden. I den indre del av fjorden er det kaldere på øst enn på vestsiden. Dette skyldes at hevningen av dypereliggende vannlag er størst i nærheten

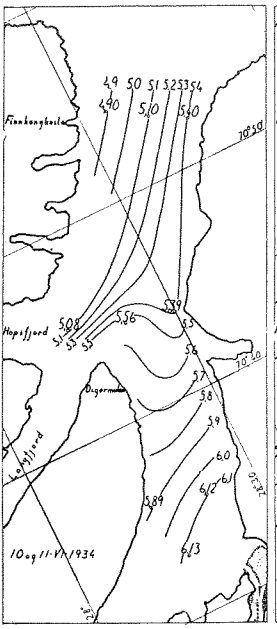


Fig. 14,

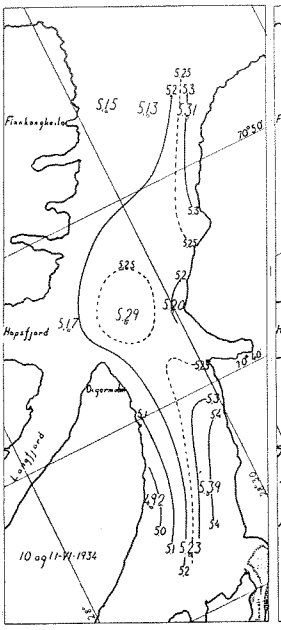


fig. 15,

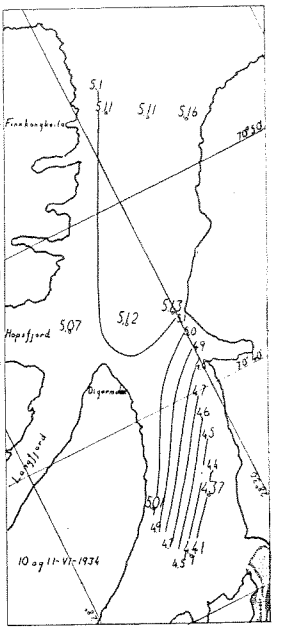


fig. 16,

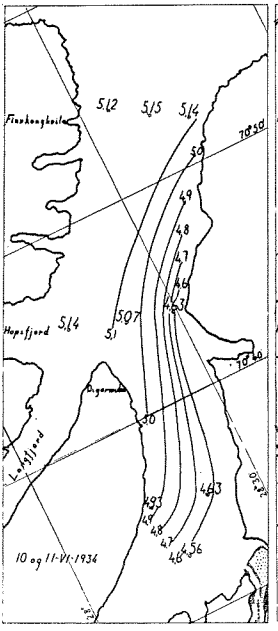


fig. 17,

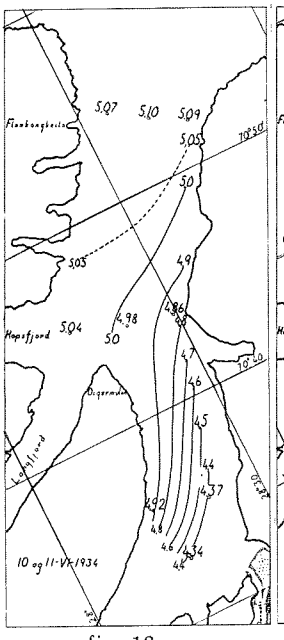


fig. 18,

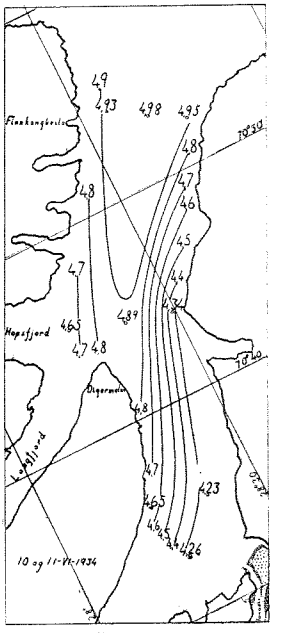


fig. 19:

Temperaturfordeling i henholdsvis 0, 10, 25, 50, 75 og 100 m dyp.

av Tanas munning og på østsiden av fjorden der overflatestrømmen er sterkest. Det er antydning til en hvirvel rundt st. 410. I den ytre del av fjorden er, i motsetning til i den indre del, temperaturen høyest på østsiden. Årsaken til dette er sannsynligvis at den innadgående strøm under brakkvannstrømmen på østsiden av fjorden fører forholdsvis varmt vann, og at hevningen på grunn av blandingsprosser som før nevnt ikke gjør seg så sterkt gjeldende så langt ute i fjorden.

Fig. 17 viser temperaturfordelingen i 50 m dyp. Den likner meget på den en fant i 25 m dyp og årsakene er stort sett de samme. I motsetning til i 25 m dyp er det i 50 m dyp ingen antydning til hvirvel rundt st. 410 hvilket jo også er i overensstemmelse med de hydrodynamiske beregninger. Den innadgående strøm på østsiden av den ytre del av fjorden gjør seg ikke så sterkt gjeldende i 50 m dyp som ovenfor, og temperaturen avtar innover mot østsiden av fjorden der. På vestsiden av fjordmunningen avtar temperaturen innover mot vestsiden. Dette skyldes sannsynligvis at det innadstrømmende vann langs bunnen har forårsaket en heving av vannmassene som gjør seg gjeldende helt opp i 50 m dyp på vestsiden av fjordmunningen.

Fig. 18 og 19 viser temperaturfordelingen i henholdsviss 75 og 100m dyp. Temperaturfordelingen i disse dyp likner på temperaturfordelingen i 50 m dyp og har de samme årsaker som denne.

Surstoff.

Den 10.—11. juni 1934 ble det gjort bestemmelser av vannets innhold av oppløst surstoff ved samtlige stasjoner unntatt st. 403.

Det framgår av fig. 1 og fig. 2 at Tanafjord ikke har noen terskler som stenger mellom fjordens vann og kystvannet utenfor . Videre har strømberegningene vist at der strømmer store vannmasser fra kysthavet og inn i fjorden og omvendt. Dette er hovedårsaken til at vannet i alle dyp av fjorden er så rikt på oppløst surstoff som observasjonene tatt 10.—11.juni 1934 viser. Den laveste surstoffprosent som ble påvist var 90 %i 200 m dyp ved st. 404 og den høyeste 119 % i overflaten ved st. 409.

Pl. IVd og e viser variasjonen av henholdsvis surstoffmengde (O_2cc) oppgitt i cm^3/l, og surstoffprosent (O_2 %) (se (10)) i snitt IV.

Et karakteristisk trekk ved fordelingen av såvel surstoffmengde som -prosent er de forholdsvis høye verdier ovenfor ca. 20 m dyp, og den forholdsvis brå overgang til lavere verdier nedenfor. Årsaken til den forholdsvis store surstoffmengde og overmetningen i de øverste 20 m er

sannsynligvis at utskillelsen av surstoff ved fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet helt overveier de surstoff-forbrukende prosesser i disse lag.

I den indre del fjorden er det et maksimum i surstoffmengde og -prosent i ca. 10 m dyp. Årsaken til dette er sannsynligvis at den store stabilitet i de øvre lag hemmer vertikalbevegelser i vannet og følgelig også motvirker transport av surstoff oppover mot overflaten. Av denne grunn vil nemlig bare det surstoffoverskudd som produseres i de øverste metere delvis kunne diffundere ut gjennom overflaten, mens det surstoffoverskudd som produseres mellom ca. 20 og ca. 5 m dyp derimot for en stor del får høve til å akkumulere seg. Lenger ute i fjorden er stabiliteten mindre, hvorfor maksimumet i 10 m dyp er mindre utpreget der. Ute ved munningen er stabiliteten meget mindre, og der er både surstoffmengde og -prosent størst i overflaten.

Om vinteren kan det tenkes at overflatevannet i Tanafjord til enkelte tider avkjøles så meget at det synker helt ned i de dypere deler av fjorden. Dette vil sannsynligvis særlig foregå i den ytre del av fjorden hvor saltholdigheten i overflaten er størst. Imidlertid er skiktningen ellers i året meget stabil ,særlig i de øvre lag ,så vannet i de dypere deler av fjorden blir lite fornyet ved tilblanding av vann ovenfra. I havet utenfor Tanafjords munning er skiktningen lite stabil så der er det til enhver tid forholdsvis megen blanding mellom, vannlagene og særlig er der megen blanding under vinteravkjølingen i overflaten. Følgen er at havvannet utenfor Tanafjords munning i alle dyp er rikt på surstoff I alle dyp sørger som før nevnt strømmer for en livlig utbytting av vann mellom Tanafjord og havet utenfor. Dette bevirker at selv om de surstoff-forbrukende prosesser sikkert alltid er i overvekt i de dypere lag, og på tross av at stabilitetsforholdene i minst to måneder har umuliggjort konveksjonsstrømmer i de dypere lag av Tanafjord, så er det stor surstoffmengde og -prosent i de dypere lag 10. og 11. juni.

I lagene nedenfor 25 m dyp finner en de største vertikale variasjoner i surstoffmengde og -prosent ute ved fjordmunningen. Ved st. 404 er det i 75 m dyp et maksimum på 7,78 cm^3/l i surstoffmengde og 110,8 i surstoffprosent og i 200 m dyp et minimum på 6,60 cm^3/l i surstoffmengde og 90,0 i surstoffprosent.

Årsaken til minimumet i 200 m dyp er at ute ved munningen strømmer som før nevnt (side 37) forholdsvis tungt vann inn langs bunnen av fjorden. Det gamle bunnvann, som på grunn av forråtnelsesprosessene og dyrelivet ved bunnen er forholdsvis surstoff-fattig, er blitt hevet opp til ca. 200 m dyp, og det nye, surstoffrikere, har leiret seg under.

Maksimumet i 75 m dyp er vanskeligere å forklare da surstoffoverskuddet her ikke kan tenkes å være oppstått på stedet, og da strømbereg-

ningene viser at det er lite strøm i dette dyp. Den mest sannsynlige forklaring er imidlertid at det er overflatevann fra havet utenfor som har seget inn i dette dyp.

Vekslingene i såvel surstoffmengde som -prosent er små nedenfor 25 m dyp i den indre del av fjorden. De minste verdier finner en som regel nærmest bunnen. Ved st. 416 er det et lite minimum både i surstoffmengde og -prosent i 25 m dyp. Årsaken til dette minimum er sannsynligvis at det ovenforliggende brakkvann er lite gjennomsiktig og hindrer oppblomstring av noe fytoplankton her, og at fornyelsen av vannet ikke er så god her som andre steder i fjorden.

Pl. Ie og f viser fordelingen av henholdsvis surstoffmengde og -prosent i vestre halvdel av snitt I. En ser at der er mindre vertikale variasjoner i størrelsen av disse elementer ved vestsiden enn midt på fjorden. Dette skyldes sannsynligvis at vertikale gradienter i surstoffmengde og -prosent lettere vil utjevnes ved vestsiden enn midt på fjorden på grunn av at vannet er mindre stabilt skiktet ved vestsiden enn midtfjords.

Pl. IIe og f viser fordelingen av henholdsvis surstoffmengde og -prosent i snitt II.

Om surstoff-fordelingen i dette snitt er lite å si utenom det som er sagt ved snitt IV og snitt I.

Pl. IIIe og f viser fordelingen av henholdsvis surstoffmengde og -prosent i snitt III. En ser at det også her er særlig stor surstoffmengde og -prosent i brakkvannslaget. Videre tyder også surstoff-fordelingen på at den før omtalte hevning av vannmassene innerst i fjorden foregår raskere på østsiden enn på vestsiden av fjorden.

Reaksjon. (pH).

10—11. juni 1934 ble det gjort pH-bestemmelser ved samtlige stasjoner unntatt st. 403 og st. 416. Bestemmelsene ble utført kolorimetrisk med fenolftalein som indikator og ved hjelp av et kilekolorimeter av Sunds modell (23). I de øverste 10 m av fjorden reagerte vannet ved flere stasjoner så basisk at fargeoppløsningen i kolorimeterets fargekile var for svak til at en kunne få bestemt vannets pH, men en måtte nøye seg med å konstatere at pH var over 8.33 + saltfeil; det vil f. eks. si 8.12 når saltholdigheten er 32—36 $^0/_{00}$.

Som nærmere omtalt under surstoff, sørger strømmer i alle dyp for en livlig utbytting av vann mellom Tanafjord og det godt utluftede og forholdsvis homogene hav utenfor. Det er ikke noe sted funnet stillestående vannmasser hvor kulldioksyd som blir dannet ved forråtnelsesprosesser og dyrs respirasjon kan samle seg opp så det blir lav pH.

De øverste 20 m av fjorden står i en særstilling på grunn av at i disse lag foregår fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet livlig, og fordi tilblandingen av ferskvann — særlig fra Tana — spiller stor rolle der. Vannets kullsyreinnhold vil avta, og som følge derav vannets pH tilta, ved fytoplanktons kullsyreassimilasjon. Som nevnt ved omtalen av surstoff-forholdene er det sannsynligvis forholdsvis meget fytoplankton og assimilasjonsvirksomhet i lagene ovenfor 20 m dyp. Undergrunnen i Tanas nedslagsområde består overveiende av sure og langsomt forvitrende grunnfjellsbergarter (12). Det er følgelig sannsynlig at Tanas vann er surt og har meget lav alkalinitet (d.v.s. meget fattig på jordalkalier og alkalier bundet til kullsyre), og at tilblandingen av dette vann i de øvre lag av Tanafjord forårsaker noen senkning av pH i disse lag.

Ovennevnte to faktorers balanse i forhold til hverandre og stabilitetsforholdene er avgjørende for reaksjonsforholdene i de øverste lag i fjorden. De kullsyreproduserende prosesser og kullsyreutvekslingen med atmosfæren overveies av de ovennevnte faktorer.

Pl. IVf viser pH-fordelingen i den ytre del av snitt IV. Som før nevnt er det ikke gjort pH-bestemmelser ved st. 416 og bestemmelsene ved st. 414 eller st. 415 er ikke nyttet i steden. Et slikt pH-snitt ville allikevel ikke bli sammenlignbart med surstoffmengde- og surstoffprosentsnittene på langs av fjorden.

En ser at i de øverste 10 m er pH forholdsvis stor. I overflaten er pH over 8,12. Dette skyldes sannsynligvis at fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet er livlig her, og at tilblandingen av ferskvann i overflaten ikke er særlig stor.

Dypere ned er det bare små variasjoner i pH . Ved st. 404 ser en at det er et minimum på 8,00 i 200 m dyp. Som før nevnt er det gamle bunnvann løftet opp til dette nivå ved at det har strømmet tyngre vann inn langs bunnen. Det gamle bunnvann har forholdsvis lav pH på grunn av forråtnelsesprosesser i organiske avleiringer på bunnen og bunndyrenes respirasjon. En ser at det er lavere pH i 270 m enn i 250 m dyp, likesom det også var lavere surstoffmengde og surstoffprosent i 270 m enn i 250 m dyp. Dette skyldes sannsynligvis at dyrelivet og forråtnelsesprosessene også i det innstrømmende vann har øket kulldioksydinnholdet nærmest bunnen. Mellom 25 og 200 m dyp ved st. 404 er der en rekke mindre vekslinger i pH. Disse vekslinger viser ingen samstemmighet med surstoff-forholdene og kan vanskelig forklares ved hjelp av organismers livsvirksomhet, og forøvrig er observasjonsmaterialet for sparsomt til at en kan finne årsaken. Som før nevnt er det funnet at maksimum i surstoffmengde i 75 m dyp ved st. 404,og det ble nevnt som en mulig forklaring på dette at det var surstoffrikt overflatevann fra havet som

hadde trengt inn i dette nivå. Hvis dette var tilfelle skulle en ha ventet å finne et pH-maksimum i dette dyp, hvilket det imidlertid ikke er. Det er mulig at det er begått en feil i surstoffanalysen ved prøven fra 75 m ved st. 404.

Ved st. 410 er det nedenfor 25 m dyp en forholdsvis jevn avtaking i pH nedover mot bunnen.

Pl. Ig viser pH-fordelingen i den vestlige del av snitt I.

Det er størst pH i overflaten. Årsaken til dette er sannsynligvis at fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet er størst der. På vestsiden av fjorden er verdiene ved pH-maksimumet i overflaten betydelig mindre enn midt ute på fjorden. Årsaken til dette er sannsynligvis at stabiliteten er meget mindre ved st. 405 enn ved st. 404 så der er mer vertikalbevegelser og blanding av vannmassene.

Pl. IIg viser pH-fordelingen i snitt II. Også her er det høy pH i de øvre lag. I overflaten ved st. 409 og st. 410 er pH større enn 8,12. I overflaten ved st. 411 er den 8,15. En forholdvis lav overflate-pH her er sannsynlig på grund av den store tilblanding av vann fra Tana.

Nedenfor de lag hvor fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet gjør seg sterkt gjeldende og hvor tilblandingen av ferskvann ikke er særlig stor er det vanskelig å trekke slutninger om årsakene til variasjonen i pH. Stort sett er det imidlertid en avtaking i pH nedover mot bunnen, som en vanligvis finner i sjøen.

Pl. IIIg viser pH-fordelingen i snitt III. I de øverste 10 m er det forholdsvis høye pH-verdier på vestsiden av fjorden ved st. 414. På østsiden av fjorden ved st. 415 er derimot pH-verdiene forholdsvis små. I overflaten ved st. 415 er det funnet pH= 7,95, som er den laveste pH-verdi som ble påvist i Tanafjord 10.—11. juni 1934.

Årsaken til de forholdsvis høye pH-verdier i de øvre lag på vestsiden av fjorden er sannsynligvis at fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet her er den dominerende faktor. Årsaken til den forholdsvis lave pH-verdi i overflaten ved st. 415 er sannsynligvis at den store tilblanding av vann fra Tana er den dominerdende faktor der. Det kunne kanskje tenkes at det skyldes at det er lite fytoplankton og assimilasjonsvirksomhet der, men den store surstoffmengde og -prosent i overflaten ved st. 415 (pl. IIIe og f) tyder imidlertid på at det er meget fytoplankton og at assimilasjonsvirksomheten foregår livlig der. Når vannet likevel har lav pH i overflaten ved st. 415 må dette skyldes at virkningen av tilblanding av vann fra Tana er enda større enn virkningen av assimilasjonsvirksomheten. Saltholdigheten er mindre i overflaten ved st.414 enn ved st. 415. Dette viser at overflatevannet er mer oppblandet med ferskvann ved st. 414 enn ved st. 415. En skulle kanskje vente at den større tilblanding av ferskvann i overflaten ved st. 414 skulle betinge en lavere pH-verdi

der enn i overflaten ved st. 415. Når så ikke er tilfelle kan dette skyldes at overflatevannet ved st. 415 er blandet med surt Tanaelvsvann med lav alkalinitet, mens overflatevannet ved st. 414 er blandet med ferskvann som renner ut i Hopsfjord og Langfjord. Dette vann kommer fra et nedslagsdistrikt hvor undergrunnen for en del består av mer basiske bergarter (15) som forvitrer lettere og inneholder mer jordalkalier enn undergrunnen i Tanas nedslagsområde. Dette ferskvann vil følgelig sannsynligvis ha større alkalinitet enn vannnet i Tana. Årsaken til den forholdsvis høye pH i overflaten ved st. 414 er altså sannsynligvis ikke bare fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet men, også at det tilblandede ferskvann har høyere alkalinitet her enn ved st. 415.

Om forholdene nedenfor det omtalte øvre skikt gjelder det samme som ved foregående snitt.

Fosfat.

Ved alle stasjoner unntatt st. 403 ble det gjort bestemmelser av fosfatinnholdet etter Atkins metode ved hjelp av et Sunds kilekolorimeter. På figurene og i teksten er fosfatinnholdet angitt som mg P_2O_5 pr. m^3. Nedenfor ca. 20 m dyp forbrukes det sannsynligvis bare helt ubetydelige mengder fosfat, mens derimot betydelige mengder må antaes å tilføres ved dekomposisjon av organisk materiale ved bunnen og tildels også i selve vannmassene. Likedan som for surstoff og reaksjon (pH) spiller den stadige utskiftning av vannmasser mellom Tanafjord og havet utenfor en avgjørende rolle for fosfatinnholdet nedenfor 20 m dyp. På grunn av denne utskiftning kan det fosfat som frigjøres ved dekomposisjon av organisk materiale ikke i noe dyp samle seg opp i større mengder, men fosfatinnholdet i Tanafjord vil være omlag det samme som i havet utenfor. Det største påviste fosfatinnhold er 60 mg/m^3 som ble funnet i 200 m dyp ved st. 410.

I lagene mellom overflaten og ca. 20 m dyp er det som nevnt i de to foregående avsnitt tydeligvis en livlig oppblomstring av fytoplankton. Det er sannsynlig at dette forbruker meget fosfat i disse lag. De fosfatproduserende prosesser overveies øyensynlig av dette forbruk. Dette i forbinnelse med den store stabilitet som hemmer vertikal blanding ved turbulens, er det som forårsaker den raske avtaking fra et fosfatinnhold på ca. 30 mg/m^3 i 25 m dyp til meget små verdier i overflaten; ved mange stasjoner mindre enn de minste påvisbare mengder ved Atkins metode: 1mg/m^3. En medvirkende årsak til disse lave fosfatinnhold kan også være at ferskvannet, som er blandet til i overflaten, muligens er fosfatfattig.

Pl. IVg viser fordelingen av fosfat i snitt IV. En ser at i de øverste 25 m avtar fosfatinnholdet raskt oppover. Årsaken til dette framgår av det som er sagt ovenfor. Betrakter en variasjonen i de enkelte nivåer i de øverste 25 m, ser en at fosfatinnholdet er størst ved munningen (st. 404) og avtar innover mot et minimum ved st. 410, for så atter å tilta litt innover mot bunnen av fjorden (st. 416). Årsaken til det forholdsvis store fosfatinnhold ved munningen er sannsynligvis at stabiliteten er forholdsvis liten der så vannet i de øvre lag blandes mer med de nedenliggende fosfatrikere lag. Det er også mulig at det for en del også kan skyldes at fytoplanktonet trives dårligere ved munningen enn lenger inn i fjorden på grunn av at det er forholdsvis meget vertikalbevegelse i vannet, lavere sjøtemperatur og mindre klarvær der. Innerst i fjorden er stabiliteten større, temperaturen høyere og der er muligens også mer klarvær enn lenger ut i fjorden ved st. 410. Der er altså mange betingelser til stede for at fosfatinnholdet skulle være mindre i de øvre lag innerst i fjorden enn ved st. 410. Når det motsatte er tilfelle skyldes dette sannsynligvis at det innerst i fjorden foregår en livlig nydannelse av overflatevann ved blanding mellom tilført ferskvann og fosfatrikt fjordvann som hever seg opp fra dypereliggende lag av fjorden. Denne blandingen er forholdsvis fosfatrik. Fra de indre deler av fjorden strømmer stadig slikt overflatevann ut fjorden. På veien utover mot st. 410 forbruker fytoplanktonet dets fosfatinnhold.

Variasjonene i fosfatinnhold nedenfor 25 m dyp er ikke særlig store. Det ser ut til at vannet som strømmer inn langs bunnen ute ved fjordmunningen har omtrent samme fosfatinnhold som det vann det fortrenger.

Pl. Ih viser fosfatfordelingen i vestre halvdel av snitt I.

En ser at de vertikale variasjoner i fosfatinnhold er meget mindre på vestsiden enn midt ute på fjorden. Dette skyldes sannsynligvis at stabiliteten er minst på vestsiden så den vertikale blanding ved turbulens kan foregå lettere der enn midtfjords. Det samme er muligens også årsaken til at fosfatinnholdet ovenfor 20 m dyp er større og nedenfor 20 m mindre ved st. 405 enn ved st. 404.

Pl. IIh viser fosfatfordelingen i snitt II.

En ser at de øverste 50 m av snittets vestlige del gjør de samme forhold seg gjeldende som ved foregående snitt. I den østlige del av snittet foregår det en blanding mellom den raskt utstrømmende brakkvannstrøm i de øvre lag og det nedenforliggende saltere og fosfatrikere vann. Dette er sannsynligvis årsaken til at fosfatinnholdet er større i 10 m dyp ved st. 411 enn ved st. 410.

Pl. IIIh viser fosfatfordelingen i snitt III.

En ser at fosfatinnholdet er 0 mg/m^3 i overflaten ved st. 414 mens den er 3 mg/m^3 ved st. 415. Dette kommer sannsynligvis av at brakk-

vannet i overflaten ved st. 415 nylig er dannet ved Tanas os så fytoplanktonet ikke har fått tid til å bruke opp alt fosfatet i overflaten mens brakkvannet ved st. 414 kommer strømmende utenfra fjorden, og det er lenger siden det ble dannet så fytoplanktonet har fått tid til å forbruke alt fosfatet i overflaten her.

Ved st. 414 er fosfatinnholdet forholdvis ens nedenfor 10 m dyp. Ved st. 415 derimot avtar det temmelig meget mellom 10 og 25 m dyp. Dette kommer sannsynligvis av at stabiliteten er forholdsvis liten nedenfor 10 m dyp ved st. 414, mens den derimot er forholdsvis stor ved st. 415.

Av ovenstående kapitler om surstoff, reaksjon og fosfat framgår det med stor sannsynlighet at det i tiden før 10. juni 1934 må ha foregått en livlig oppblomstring av fytoplankton i lagene ovenfor 20 m dyp i Tanafjord. En begrensende faktor for fytoplanktonoppblomstringen er at de fosfatmengder som er tilstede, er så små at de hurtig blir oppbrukt.

OSEANOGRAFISKE FORHOLD I TANAFJORD 2. JULI 1934.

Ikke fullt en måned etter at de stasjoner som er omtalt ovenfor ble tatt, ble der tatt en ny serie stasjoner i Tanafjord. Denne serie var ikke fullt så rikholdig som den første, idet det denne gang bare ble tatt 5 stasjoner mens det første gang ble tatt 9 stasjoner i selve Tanafjord. Stasjonenes fordeling framgår av fig. 1 En ser at st. 505, st. 506 og st. 507 gir anledning til å tegne et tverrsnitt (snitt V) som faller omtrent sammen med snitt I. Ved hjelp av st. 502 og st. 503 er også tegnet et tverrsnitt (snitt VI) og ved hjelp av st. 502 og st. 506 er tegnet et lengdesnitt (snitt VII).

Før disse snittene omtales, skal først fig. 20 omtales.

Forandringen i de oseanografiske forhold ved Tanafjords munning mellom 10. juni og 2. juli 1934.

Ute ved munningen av Tanafjord ble det den 10. juni og 2. juli foretatt observasjoner på nøyaktig samme sted. På fig. 20 er observasjonene fra disse stasjoner (st. 404 og st. 506) tegnet inn sammen med observasjonene fra st. 524 tatt 15. juni 1939 på samme sted.

Av fig. 20c ser en at temperaturen *har steget 1°.6 i 270 m dyp, 10 m over bunnen* fra 10. juni til 2. juli 1934.. Som allerede nevnt under omtalen av snitt I og snitt IV foregår det sannsynligvis allerede den 10. juni en innstrømning av en ny forholdsvis varm vanntype langs bunnen. Det er tydeligvis denne innstrømning som har fortsatt, og som er årsak til den store temperaturøkning i de dypere lag av fjorden. Temperaturforholdene

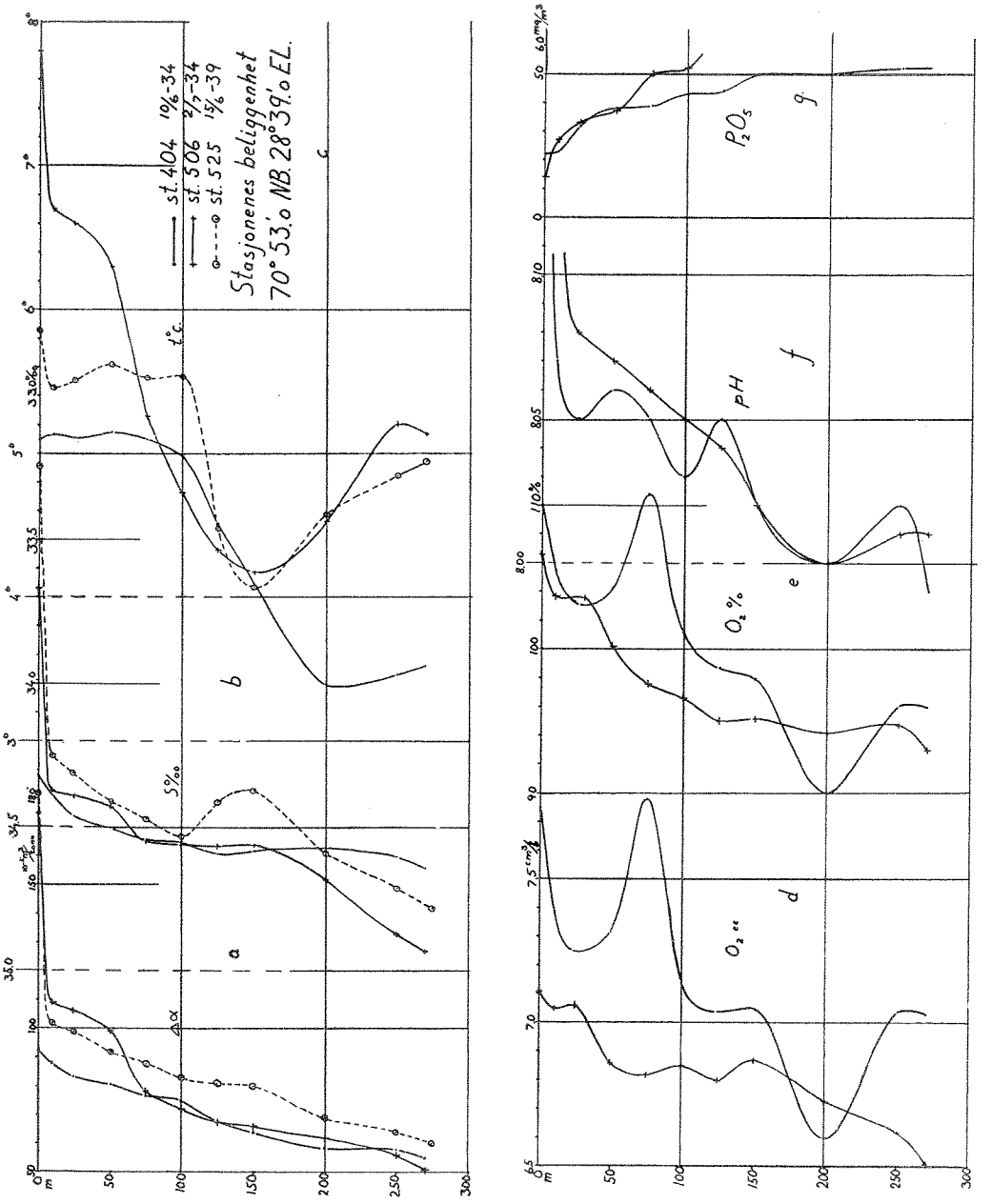


Fig. 20.

den 2. juli tyder på at det mellom 250 og 150 m dyp er et skikt hvor vannmassene er framkommet ved blanding mellom de inntrengende vannmasser og de opprinnelige. I ca. 150 m dyp er temperaturen den samme den 2. juli som den 10. juni. En temperaturavtaking på ca. 0°.2 i alle dyp

mellom 150 og 100 m dyp tyder på at vannmassene som trenger inn langs bunnen har hevet vannmassene i disse dyp og sannsynligvis også de nærmest ovenforliggende vannmasser 10—15 m mellom 10. juni og 2. juli. Ovenfor 80 m dyp har sommeroppvarmingen gjort seg gjeldende så temperaturen har øket i alle lag, og mere jo nærmere en kommer overflaten. I overflaten har temperaturen tiltatt med 2°.7 fra 5°.1 til 7°.8.

Av fig. 20 b ser en at saltholdigheten har tiltatt betydelig nedenfor 150 m dyp i nevnte tidsrum. I 270 m dyp har den tiltatt med 0,3 ‰. Denne tiltaking skyldes at det forholdsvis varme vann som har strømmet inn langs bunnen også er forholdsvis salt. Den 2. juli tyder også saltholdighetsfordelingen på at et blandingsskikt mellom det inntrengende vann og det ovenforliggende strekker seg opp til ca. 150m dyp. Mellom 150 og 60 m dyp er saltholdigheten omtrent den samme den 2. juli som den 10. juni, og den vertikale variasjon i saltholdighet er i begge tilfeller meget liten der. Mellom 60 og 10 m dyp har saltholdigheten avtatt litt (ca. 0,07 ‰). Dette skyldes sannsynligvis oppblanding med mindre salt vann. I overflaten har saltholdigheten avtatt med 0,65 ‰ hvilket også må skyldes tilførsel av mindre salt vann.

Fig. 20a viser at det innstrømmende vann ved bunnen har større tetthet enn det vann det fortrenger. Tetthetsforskjellene mellom de opprinnelige vannmasser og de innstrømmende vannmasser ved bunnen er ikke store i forhold til forskjellene i temperatur og saltholdighet.

Både temperatur- og saltholdighetskurvene tyder på at det ved st. 506 er et skikt med blandingsvann mellom 250 og 150 m dyp. $\triangle\alpha$-kurvene tyder på at det til å danne dette blandingsvann ikke kan ha gått med meget av det vann som var mellom 250 og 150 m dyp 10. juni, for hvis så var tilfelle ,måtte blandingen være tyngre enn den er. Med de observasjoner som står til rådighet er det imidlertid vanskelig fullt ut å forklare avtakingen i tetthet mellom 225 og 130 m dyp.

Kurvene for surstoffmengde og -prosent (fig. 20d og e) viser at fjorden ved munningen såvel den 2. juli som den 10. juni må betegnes som godt utluftet. Årsaken til dette er sannsynligvis i begge tilfeller den gode forbinnelse med havet utenfor. Fordelingen av surstoffmengde og -prosent ved st. 404 den 10. juni og årsaken til fordelingen er omtalt på side 40. Den høyeste surstoffprosent som ble påvist den 2. juli var 106,6 i overflaten, og den laveste 93,0 i 270 m dyp. Av fig. 20d ser en at surstoffmengden i tiden mellom 10. juni og 2. juli har avtatt i alle dyp unntatt i i laget mellom 174 og 219 m dyp. Surstoffprosenten har avtatt i alle dyp unntatt i lagene mellom 20 og 32 m og mellom 168 og 238 m dyp.

I de øverste 20 m hvor en oppblomstring av fytoplankton gjorde at surstoffmengde og -prosent var meget store 10. juni, ser en at surstoffmengden har avtatt meget fra 10. juni til 2.juli, men at surstoffprosenten

er omtrent den samme. Årsaken til avtakingen i surstoffmengde i disse lag er sannsynligvis at vannet er blitt så meget oppvarmet at det av den grunn får lettere for å avgi det oppløste surstoff. Medvirkende årsaker til avtakingen i surstoffmengde er sannsynligvis at det også i disse lag nå er mer zooplankton som forbruker surstoff, og at livsbetingelsene for fytoplanktonet er dårligere der i tiden 10. juni til 2. juli enn før 10. juni, på grunn av at meget av de produksjonsbegrensende næringsstoffer for fytoplanktonet er oppbrukt allerede den 10. juni.

Årsaken til at surstoffprosenten i de øverste 20 m er omtrent like høy den 2. juli som 10. juni på tross av avtakingen i surstoffmengden er oppvarmingen av vannet.

Også nedenfor de lag hvor fytoplanktonet gjør seg sterkt gjeldende, helt ned til 170 m dyp, har surstoffmengden avtatt meget. Dette skyldes sannsynligvis en økning i mengden av det surstoff-forbrukende zooplankton i disse lag. Årsaken til avtakingen i surstoff-prosenten i de samme lag er avtaking i surstoffmengde.

I 200 m dyp er der den 10. juni et minimum i surstoffmengde og -prosent som sannsynligvis skyldes at surstoffrikere vann, som trenger inn ved bunnen, har løftet det gamle bunnvann opp til dette nivå (se side 41). Noe tilsvarende minimum finner en ikke den 2. juli. Mellom 270 og 250 m dyp, i vannet som strømmer inn langs bunnen av fjorden,har såvel surstoffmengde som -prosent avtatt. Dette skyldes sannsynligvis surstoff-forbruk ved forråtnelsesprosesser ved bunnen og livsprosessene til bunndyrene. Lagene mellom 250 og 150 m dyp ved st. 506 består som ovenfor nevnt sannsynligvis av blandingsvann hvori det opprinnelige vann fra disse lag sannsynligvis utgjør en meget liten del. Dette passer godt med fordelingen av verdiene for surstoffmengde og -prosent, da disse mellom 250 og 150 m dyp viser en forholdsvis jevn overgang fra verdiene nedenfor til verdiene ovenfor, hvilket kan forklares ved en blanding som ovenfor nevnt.

Fig. 20g viser at fosfatinnholdet har holdt seg omtrent konstant i lagene mellom overflaten og 50 m dyp. Mellom 50 og 100 m dyp har det tiltatt med ca. 10 mg/m^3.

J. Eggvin omtaler i (5), (7), (8), og (9) at der i mai—juni enkelte år er et framstøt av store mengder relativt varmt vann av atlantisk opprinnelse østover langs kysten av Finnmark. Dette var særlig utpreget i 1934 og 1939.

Den tydelige utskifting av bunnvannet i den ytre del av Tanafjord, som allerede hadde begynt 10. juni og som har fortsatt mellom 10. juni og 2. juli, skyldes utvilsomt at en del av de ovennevnte vannmasser på sin vei østover strømmer inn i fjorden.

Strømmer og tetthetsfordeling.

Ved hjelp av formel (1) er det utført strømberegninger ved snitt V og snitt VI. De beregnede hastigheter er angitt i tabell 5 hvor de er oppgitt i cm/sek. og er regnet positive ut fjorden.

Tabell 5.

	Dyn. m	0	10	25	50	75	100	125	150	200
Midlere hastighet mellom	St. 502 og st. 503....	11,2	4,4	6,6	3,7	—0,9	—3,2	—3,7	—,31	0,0
	St. 505 og st. 506....	16,6	7,0	4,6	5,9	4,0	0,0			
	St. 506 og st. 507....	10,6	3,9	3,5	1,8	0,6	0,0			

Pl. Va viser fordelingen av spesifik-volum anomalier i snitt V. Likedan som ved snitt I er det også her i overflaten stuvet sammen meget lett vann på østsiden av fjorden, men tetthetsforskjellene i overflaten er ikke så store i dette snitt som i snitt I. Årsaken til denne sammenstuvning er, likedan som 10. juni, jordrotasjonen som forårsaker at det lette vann som i overflaten strømmer ut fjorden presses over på fjordens østside. Under omtalen av snitt I ble de nordvestlige vinder som hersket i tiden før og mens snitt I ble tatt, nevnt som en medvirkende årsak til sammenstuvningen av lett overflatevann på østsiden av fjorden. Mens stasjonene i snitt V ble tatt, blåste det nordøstlig lett bris, d. v. s. vinden blåste omtrent rett inn fjorden med en liten komponent fra øst til vestsiden (etter observasjoner gjort ved de oseanografiske stasjoner) og i de nærmeste to dager forut var det (ifølge opplysninger fra Det norske meteorologiske institutt) ved Sletnes laber østlig bris, d. v. s. vinden hadde en forholdsvis stor komponent fra østsiden mot vestsiden av fjorden, og en annen mindre komponent inn fjorden. De forholdsvis svake vinders virkning på overflaten er sannsynligvis liten, men de vil i noen grad søke å motvirke en sammenstuvning av lett overflatevann på østsiden av fjorden.

I de øverste 10 m er det meget stabil skiktning på østsiden av fjorden. Det samme er tilfelle i noen mindre grad midtfjords. På vestsiden av fjorden derimot er ikke skiktningen i de øverste 10 m på langt nær så stabil. Nedenfor 25 m dyp er stabilitetsforholdene temmelig ens i hele snittet. Mellom ca. 50 og ca. 75 m dyp er det et skikt som er betydelig mer stabilt enn lagene nedenfor og laget mellom 25 og 50 m dyp.

Hverken st. 505 eller st. 507 nådde dypere ned enn til 100 m dyp. Det er derfor bare mulig å finne hastighetene relativt til hastigheten i 100 m dyp. Det er disse hastigheter som er angitt i tabell 5 og på pl. Vb. Da hastighetene i 100 m dyp sannsynligvis er betydelig mindre enn hastighetene i de øverste lag, gir sannsynligvis de relative hastigheter også et inntrykk av størrelsen av de absolutte hastigheter i de øverste lag. Av pl. Vb ser en da at både mellom st. 505 og st. 506 og mellom st. 506 og st. 507 strømmer vannet i overflaten ut fjorden. Strømhastigheten i overflaten kan dreie seg om ca. 10—20 cm/sek, altså betydelig mindre enn den 10. juni. På grunn av at strømhastighetens absolutte verdi ikke er kjent, er det lite formålstjenlig å gå nøye inn på dette. Her skal bare nevnes at ferskvannstilførselen til fjorden (se fig. 3 side 10) mens, og i de nærmeste 10 dager før snitt I ble tatt, bare var ubetydelig større enn da snitt V ble tatt. Den større hastighet i snitt I kan altså ikke forklares ved større ferskvannstilførsel til fjorden da snittet ble tatt. Da snitt I ble tatt var vinden slik at den ville søke å skyve det lette overflatevann over på østsiden av fjorden, mens da snitt V ble tatt var vinden slik at den søkte å skyve det lette overflatevann over på vestsiden. Av disse grunner får en for store hastigheter ut fjorden i overflaten når hastigheten beregnes ved snitt I, og litt for små ved snitt V. Det er imidlertid lite sannsynlig at vindforholdene kan forklare hele den ovennevnte forskjell mellom overflatehastighetene i snitt I og snitt V selv om de kan forklare en del.

Fra overflaten og ned til 10 m dyp avtar strømhastigheten betydelig.

Pl. VI a viser $\Delta\alpha$-fordelingen i snitt VI.

En ser at $\Delta\alpha$-fordelingen i snitt VI har stor likhet med $\Delta\alpha$-fordelingen i snitt III som ble tatt 11. juni lenger inne i Tanafjord. Ved begge snitt er vannet i overflaten meget lett både på øst- og vestsiden av fjorden, og ved begge snitt er det i overflaten lettest vann på vestsiden av fjorden, mens det i 10 m dyp er lettere på østsiden.

Det lette vann i overflaten på vestsiden av fjorden i snitt VI er sannsynligvis brakkvann fra Hopsfjord og Langfjord som strømmer innover langs vestsiden av den indre del av Tanafjord. Denne strøm er sannsynligvis ikke særlig bred. Dens saltfattige vannmasser er bare blitt påvist i snitt III og snitt VI fordi både st. 414 og st. 502 ligger så nær land. Hvis en i snitt VI hadde tatt en stasjon litt lenger ut mot midten av fjorden ville en sannsynligvis der ha funnet lavere $\Delta\alpha$ i overflaten enn både ved st. 502 og st. 503. De herskende vindforhold vil som nevnt ved omtalen av snitt V ha en tendens til å samle lett overflatevann på vestsiden av fjorden den 2. juli. Imidlertid er det lite sannsynlig at vinden er annet enn medvirkende årsak, mens derimot strømforholdene som ovenfor nevnt er hovedårsaken til ansamlingen av særlig lett over-

flatevann på vestsiden av fjorden ved snitt VI. Likedan som den 10.—11. juni dreier sannsynligvis det vann som strømmer inn langs fjordens vestside rundt innerst i fjorden og renner sammen med brakkvannet som dannes utenfor Tanas munning ut langs østsiden av fjorden. Denne utadgående strøm er sannsynligvis meget bredere, og som $\Delta\alpha$ fordelingen i snitt VI tyder på, mektigere enn den innadgående strøm på vestsiden av fjorden.

Også nedenfor overflatelaget er tetthetsfordelingen meget lik i snitt VI og snitt III. Mellom 50 og 100 m dyp er det i begge til feller lettest vann på vestsiden av fjorden.

Snitt VI viser at det er meget stor stabilitet i de øverste 20 m av fjorden, spesielt i de øverste 10 m. Nedenfor 20 m dyp er stabiliteten betydelig mindre enn ovenfor.

Av tabell 5 og pl. VIb framgår hastighetene i de forskjellige nivåer relativt til hastigheten i 200 db-flaten. Beregner en vanntransporten mellom st. 502 og st. 503 ved hjelp av ovennevnte hastigheter, får en at det er en transport på 1500 m^3/sek. ut fjorden. Dette kan tyde på at det er en ganske liten hastighet — under 1 cm/sek. — rettet inn fjorden i 200 m dyp, men stort sett er sannsynligvis ovennevnte hastigheter nær lik de absolutte.

En ser at ovenfor 70 m dyp strømmer vannet ut fjorden, mens det mellom 70 og 200 m dyp strømmer inn fjorden. Selv om en regner med at det i overflaten går en liten strøm inn langs vestsiden av fjorden, ser en av hastighetsberegningene at hastigheten på østsiden av fjorden sannsynligvis ikke kan være så stor som den 10.—11. juni (sammenlikn snitt II og snitt III).

Pl. VIIa viser $\Delta\alpha$-fordelingen i snitt VII.

Som pl. Va og pl. VIa viste, varierer tettheten i et bestemt dyp på tvers av fjorden. Hvordan $\Delta\alpha$-forholdene blir i et lengdesnitt avhenger meget av hvilke stasjoner i tverrsnittene nyttes når lengdesnittet tegnes. Imidlertid er ikke tetthetsvariasjonene i snitt V og snitt VI større i forhold til variasjonene i fjordens lengderetning enn at pl. VIIa viser de store trekk i forandringene i $\Delta\alpha$ i fjordens lengderetning.

Pl. VIIa viser at stabiliteten tiltar og at tettheten stort sett avtar i de øvre lag innover fjorden.

Saltholdighet.

Pl. Vc viser saltholdighetsfordelingen i snitt V.

En ser at det lette vann i de øverste 10 m på østsiden av fjorden likedan som i snitt I består av brakkvann. Dette lette brakkvannet er imidlertid ikke sammenstuvet ved østsiden av fjorden i den grad som i

snitt I. Årsaken til denne forskjell er sannsynligvis for en del vindforholdene. Disse er omtalt ovenfor sammen med tetthetsfordelingen i snitt V. På vestsiden av fjorden er saltholdigheten i de øvre lag nær den samme som ved st. 506 som er omtalt ovenfor.

Pl. VIc viser saltholdighetsfordelingen i snitt VI.

I overflaten er saltholdigheten forholdsvis lav — 29,18 ‰ ved st. 502 på vestsiden av fjorden og 31,04 ‰ ved st. 503 på østsiden av fjorden. Der er altså saltere overflatevann på øst- enn på vestsiden. I 10 m dyp derimot er saltholdigheten 33,74 ‰ ved st. 502 og 33,25 ‰ ved st. 503, altså saltere på vest- enn på østsiden av fjorden. En ser at forholdene her er akkurat likedan som ved snitt III, og årsakene er sannsynligvis også de samme ,nemlig at brakkvannsstrømmen som kommer fra Hopsfjord og Langfjord fører saltfattigere vann og er mindre mektig enn brakkvannsstrømmen som kommer innenfra fjorden og renner utover langs østsiden.

Ved en eventuell stasjon mellom innadgående og utadgående strøm i overflaten ville en sannsynligvis ha funnet høyere saltholdighet i overflaten enn en fant ved st. 502 og st. 503.

I 25 m dyp er saltholdigheten 34,33 og 34,39 ‰ henholdsvis ved st. 502 og st. 503, og fra 25 m dyp og nedover tiltar saltholdigheten temmelig jevnt mot ca. 34,56 ‰ i 180 m dyp.

Pl. VIIb viser saltholdighetsfordelingen i snitt VII.

I de øverste 25 m avtar saltholdigheten raskt innover fjorden og i særlig stor grad er dette tilfelle i de øverste 10 m.

Også nedenfor 25 m dyp avtar saltholdigheten i alle nivåer innover fjorden, men avtakingen er mindre der. Fra 200 m dyp og nedover er avtakingen i saltholdighet en del større enn i lagene ovenfor. Dette kommer av at det som før nevnt i de dypere lag strømmer forholdsvis salt vann inn ved munningen av fjorden.

Temperatur.

Av tabell 4 (side 33) framgår at ved Sletnes og Tana er luftens middeltemperatur i juni 1934 henholdsvis 5,°5 og 8,°0 og midlere skydekke angitt i tiendedeler av himmelen dekket av skyer henholdsvis 9,0 og 7,4. Av de nærmeste 10 dager før 2. juli er det bare 2 som er helt overskyet ved Tana og 5 ved Sletnes. I de samme 10 dager er middeltemperaturen i luften ca. 6,°5 ved Sletnes og 9,°5 ved Tana. Den døgnlige amplitude er forholdsvis stor, særlig ved Tana.

Pl. Vd viser temperaturfordelingen i snitt V. Temperaturfordelingene ved dette snitt og snitt I har stor likhet med hverandre.

I overflaten er det i snitt V enda større forskjell mellom temperaturen på østsiden av fjorden og temperaturen på vestsiden enn ved snitt I. Årsaken til den forholdsvis høye temperatur i brakkvannslaget 2. juli er sannsynligvis både tilførselen av varmt ferskvann, solskinnet og den høye lufttemperatur i forbindelse med brakkvannslagets store stabilitet. En medvirkende årsak er at det er høyere lufttemperatur og mer solskinn lenger inne i fjorden enn ved munningen.

På vestsiden av fjorden ved st. 507 er det lavere temperatur i overflaten (6,°50) enn i 10 m dyp (6,°62). Årsaken til dette kan vanskelig tenkes å være avkjøling av vannet i overflaten. Sannsynligvis er vannet i overflaten ved st. 507 forholdsvis kaldt vann som strømmer inn i fjorden fra det kjøligere hav utenfor.

Temperaturforholdene ved st. 506 er omtalt ved omtalen av fig. 20. Nedenfor 25 m dyp er temperaturforholdene i de andre deler av snittet meget lik temperaturforholdene ved st. 506. I 100 m dyp er imidlertid temperaturen forholdsvis lav ved st. 506. Som før nevnt har temperaturen ved st. 506 på grunn av hevning av vannmassene avtatt i dypene mellom ca. 150 og ca. 80 m dyp siden st. 404 ble tatt 10. juni. Sannsynligvis har der bare vært liten eller ingen slik hevning ved st. 505 og st. 507 og turbulensen har sannsynligvis transportert noen varme ned til 100 m dyp. Tilsammen har dette bevirket at siden 10. juni har det vært temperaturøkning i 100 m dyp ved st. 505 og st. 507.

Pl. VId viser temperaturfordelingen i snitt VI.

Temperaturfordelingen ved dette snitt likner meget på temperaturfordelingen ved snitt III.

En ser at brakkvannslaget ovenfor ca. 20 m dyp er særlig varmt. Årsakene til brakkvannslagets høye temperatur er de samme som ved foregående snitt. I motsetning til ved snitt III er det brakkvann som strømmer inn i overflaten langs vestsiden av fjorden varmere enn det som strømmer ut på østsiden av fjorden. Grunnen til at overflatetemperaturen er høyere ved st. 502 enn ved 503 er sannsynligvis at tilblandingen av ferskvann og at stabiliteten i de øverste metre er størst ved st. 502

Forklaringen på temperaturfordelingen i snittet forøvrig er omtrent den samme som ved snitt III.

Pl. VIIc viser temperaturfordelingen i snitt VII.

En ser at temperaturen i brakkvannslaget er høy og tiltar innover fjorden. Forklaringen vil framgå av det som er sagt ovenfor om snitt V og snitt VI.

Innstrømmingen av varmt vann langs bunnen av fjorden har fortsatt siden 10. juni og har allerede gjort seg gjeldende i 230 m dyp ved st. 502. Mellom 50 og 150 m dyp tiltar temperaturen innover fjorden. Dette

kommer av den før nevnte hevning av vannmassene som har foregått mellom ca. 150 og ca. 50 m dyp ute ved fjordmunningen.

Surstoff.

Likesom 10.—11. juni må fjorden også 2. juli betegnes som godt utluftet i alle dyp. Den laveste surstoffprosent som er påvist er 80,5. Et annet karakteristisk trekk ved surstoff-fordelingen den 10.—11. juni var de store verdier i de øverste ca. 20 m. Det samme finner en den 2. juli da det ble funnet surstoffprosenter på opptil 117,3 i de øvre lag.

Pl. Ve og f viser fordelingen av surstoffmengde og -prosent i snitt V. En ser at såvel surstoffmengde som -prosent er størst i de øverste lag, og at de er særlig store i brakkvannslaget på østsiden av fjorden. Årsaken til de forholdsvis store verdier i de øvre lag, er at de surstoffproduserende prosesser sannsynligvis på grunn av fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet er i overvekt i de øverste lag der det er meget lys. At de største verdier er å finne i brakkvannslaget skyldes sannsynligvis at fytoplanktonet trives best i det, muligens fordi det er mindre vertikal turbulens i det enn i vannmassene forøvrig.

I 100 m dyp ved st. 505, ikke mer enn ca. 10 m over bunnen, er funnet forholdsvis store verdier for surstoffmengde og -prosent. Det er meget vanskelig å forklare hvorfor disse har så store verdier der.

Fordelingen av surstoffmengde og -prosent forøvrig framgår av pl. Ve og f og det som tidligere er sagt om st. 506 ved omtalen av fig. 20.

Fordelingen av surstoffmengde og -prosent i snitt VI framgår av pl. VIe og f.

I de øverste 25 m er det stort sett stor surstoffmengde og -prosent. De største verdier finner en i 10 m dyp. Grunnene til dette er de samme som grunnene til de liknende forhold en finner i snitt II, snitt III og snitt IV og som er gjort rede for ved omtalen av surstoff-fordelingen i snitt IV (side 41). Grunnen til at surstoffmengde og -prosent har større verdier og et mer utpreget maksimum i 10 m dyp ved st. 502 enn ved st. 503 er sannsynligvis at stabiliteten ved st. 502 er betydelig større enn ved st. 503. Også mellom 25 og 50 m dyp synes fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet tildels å gjøre seg gjeldende ved surstoffoverskudd.

På grunn av at det er tatt så få stasjoner i snittet gir det lite detaljer i såvel surstoff-fordeling som tetthetsfordeling. Dette gjør at strømforholdene i snittet er lite kjent, hvilket igjen gjør det vanskelig å forklare hvordan den surstoff-fordeling en finner i de dypere lag av snittet er kommet i stand.

Pl. VIId og e viser fordelingen av henholdsvis surstoffmengde og prosent i snitt VII.

Årsakene til surstoffordelingen i dette snittet vil i det vesentlige framgå av det som er sagt om snitt V og VI og om st. 506.

Reaksjon (pH).

Det generelle som er sagt om pH-fordelingen den 10.—11. juni (side 42) gjelder også stort sett for fordelingen 2. juli. En forskjell er det imidlertid idet det kullsyreproduserende zooplankton sannsynligvis gjør seg mere gjeldende den 2. juli såvel i de øvre lag som i lagene ned til ca. 200 m dyp (side 50).

Pl. Vg viser fordelingen av pH i snitt V.

En ser av figuren at pH-verdiene er forholdsvis store i de øverste 25 m, og at de er størst i brakkvannslaget. Årsakene til de forholdsvis store pH-verdier ovenfor 25 m dyp er sannsynligvis at fytoplanktonets kullsyreforbruk overveier de kullsyreproduserende faktorer. Årsaken til at de største pH-verdier er å finne i brakkvannslaget er sannsynligvis at livsbetingelsene for fytoplanktonet er best der, og at et eventuelt kullsyreunderskudd ikke så lett kan utfylles ved tilførsel fra luften på grunn av at den store stabilitet i brakkvannslaget hemmer vertikal turbulens der.

Nedenfor 25 m dyp er der sannsynligvis også en del fytoplankton som driver assimilasjonsvirksomhet, men på grunn av mangel på lys er der ikke så meget som ovenfor ,og zooplanktonets kullsyreproduksjon spiller sannsynligvis forholdsvis større rolle her. Resultatet er som pl. Vg viser, en langsom avtaking i pH nedover mot 100 m dyp.

Det innstrømmende vann i den dypeste del av fjorden har en forholdsvis lav pH.

Pl. VIg viser pH-fordelingen i snitt VI.

Likedan som ved snitt V og av samme årsak er det høy pH i de øverste 25 m. Virkningen av den før omtalte sannsynligvis lave alkalinitet i det ferskvann som er tilblandet i brakkvannet ,oppveies tydeligvis helt av fytoplanktonets kullsyreassimilasjon så en allikevel får høy pH i disse lag.

Fra 25 m og nedover mot bunnen avtar pH. Ned til ca. 50 m dyp gjør sannsynligvis fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet seg en del gjeldende, for der er forholdsvis store pH. Nedenfor 50 m dyp er pH-verdiene forholdsvis konstante inntil en kommer nær bunnen. Ved st. 503 avtar pH forholdsvis raskt fra 7,99 i 150 m dyp til 7,92 i 180 m dyp 6 m over bunnen. Årsaken til den lave pH-verdi nær bunnen er sannsynligvis bunndyrenes respirasjon og kullsyreproduksjonen ved forråtnelses-

prosesser ved bunnen. Ved st. 502 er det ikke lav pH nær bunnen,og der er antydning til økning i pH fra 200 til 230 m dyp. Årsaken til dette er sannsynligvis at det vann som langs bunnen trenger inn i fjorden har nådd så langt inn som til st. 502 i snitt VI, og har fyllt ut de dypeste deler av fjorden der. De før omtalte temperaturforhold i snitt VI tyder også på dette.

Pl. VIIf viser pH-fordelingen i snitt VII.

Årsakene til denne pH-fordelingen framgår av det som er sagt ovenfor om snitt V og snitt VI.

Fosfat.

Pl. Vh viser fosfatfordelingen i snitt V.

En ser at fosfatinnholdet er minst i overflaten og tiltar nedover mot 100 m dyp. Årsaken til dette er at fytoplanktonet som forbruker fosfatet trives best i de lag hvor det er mest lys.

Videre ser en at det er lavest fosfatinnhold i brakkvannslaget på østsiden av fjorden. Dette kommer sannsynligvis av at den forholdsvis stabile skiktning i brakkvannslaget gjør at dette i langt mindre grad enn overflatevannet på vestsiden av fjorden blander seg med det fosfatrikere lag nedenfor. Medvirkende årsak er også muligens at brakkvannslaget er mest stabilt så fytoplanktonet trivet best der.

Nedenfor ca. 100 m dyp er fosfatinnholdet større enn 62mg/m^3. På grunn av for svak fargeoppløsning i kolorimeterkilen kunne ikke fosfatinnholdet bestemmes når det var større enn 62 mg/m^3.

Pl. VIh viser at fosfatinnholdet i snitt VI tiltar fra overflaten og ned til ca. 80 m dyp. Både ved st. 502 og st. 503 er det et minimum mellom 80 og 125 m dyp, og fra 125 m dyp og nedover tiltar fosfatinnholdet mot 62 mg/m^3 i 150 m dyp. Nedenfor 150 m dyp er fosfatinnholdet større enn 62 mg/m^3.

Ovenfor 80 m dyp er det de samme forhold som i den østre halvdel av snitt V som betinger fosfatfordelingen. På grunn av at detaljer i strømforhold og fosfatfordeling er lite kjent i snittet er det vanskelig å forklare fosfatfordelingen nedenfor ca. 80 m dyp.

Pl. VIIg viser fosfatfordelingen i snitt VII.

En skal ikke gå nærmere inn på fordelingen og dens årsaker da dette framgår av det som allerede er nevnt ved omtalen av snitt V og snitt VI.

OSEANOGRAFISKE FORHOLD I TANAFJORD 15. JUNI 1939.

Den 15. juni 1939 ble det i Tanafjord tatt tre stasjoner, st. 523, st. 524 og st. 525, på de samme steder som henholdsvis st. 416, st. 410 og st. 404 ble tatt den 10.—11. juli 1934. Det ble gjort surstoffbestemmelser ved st. 523. Forøvrig ble det bare målt temperatur og gjort bestemmelser av saltholdighet.

St. 523, st. 524 og st. 525 gir høve til å tegne et snitt på langs av fjorden (snitt VIII).

Vannføring og værforhold.

Vårflommen i Tana kullminerte 28. mai ved Polmak, d.v.s. samme dag som den gjennomsnittlige kullminasjonstid. I 1934 kulminerte den alt 11. mai. Vårflommen i 1939 var ikke så voldsom som i 1934. Isen på Tana ved Polmak gikk opp 2. juni i 1939 mens den i 1934 gikk opp allerede 15. mai. Vannføringen i Tana 3.—16. juni 1939 framgår av fig. 3 (side 10). Fra 3. til 7. juni var vannføringen i ferd med å avta etter vårflommen. Fra 7. til 15. juni steg vannføringen raskt, og den 15. juni var vannføringen i Tana 3 ganger større enn den 10. juni 1934, og nesten 4 ganger større enn 2. juli 1934.

I mai 1939 var middeltemperaturen i luften ved Sletnes og Tana henholdsvis 2°,5 og 2°,8 mens den i mai 1934 var henholdsvis 4°,3 og 5°,1. Middeltemperatur og midlere skydekke i første halvdel av juni var omtrent de samme i begge år.

Middeltemperaturen de siste 10 dager før 15. juni 1939 var ca. 4° både ved Sletnes og Tana. Temperaturforholdene varierte lite fra dag til dag, og den døgnlige amplitude var forholdsvis liten.

Bare i 4 av de 10 dager var det helt overskyet.

Sammenlikning mellom de oseanografiske elementers størrelse ved Tanafjords munning 10. juni og 2. juli 1934 og 15. juni 1939.

Fig. 20 viser som før nevnt temperatur ,saltholdighet og tetthetsfordeling ved st. 404 tatt 10. juni 1934, st. 506 tatt 2. juli 1934 og st. 525 tatt 15. juni 1939. En sammenlikning mellom st. 404 og st. 506 er gjort før (side 47).

Av fig. 20c framgår at sommeroppvarmingen har begynt i overflaten ved st. 525 og at temperaturen har nådd 5°,86 der.

Fra 10 m dyp og ned til 100 m dyp er temperaturen omtrent konstant lik 5°,5. Her likner temperaturfordelingen på den en fant ved st. 404 med den forskjell at temperaturen er ca. 0°,4 høyere. Vinteravkjølingen i overflaten er sannsynligvis årsak til dette forhold. Fra

100 til 150 m dyp avtar temperaturen meget raskt fra 5°,54 til 4°,07. Fra 150 m dyp og nedover tiltar temperaturen raskt mot 4°,95 i 275 m dyp. Temperaturfordelingen mellom 100 og 270 m dyp likner meget på temperaturfordelingen mellom samme dyp ved st. 506 i 1934. Det ligger nær å slutte at det likedan som i 1934 også i 1939 er innstrømming av varmere vann langs bunnen av fjorden om forsommeren.

Ved st. 525 er saltholdigheten i alle dyp lavere enn ved st. 506, og ovenfor ca. 200 m dyp er den også lavere ved st. 525 enn ved st. 404. Nedenfor 200 m dyp er den større ved st. 525 enn ved st. 404. Saltholdighetsfordelingen ved st. 525 og st. 506 likner meget på hverandre. Dette tyder på at det vannet som muligens strømmer inn langs bunnen i den ytre del av Tanafjord foruten å være varmere, likedan som i 1934 også er saltere enn det vann det fortrenger.

Av fig. 20a framgår at vannet ved st. 525 i alle dyp er lettere enn ved st. 404 og, unntatt mellom ca. 5 og 60 m dyp, også ved st. 506. Som før nevnt har sommeroppvarmingen gjort seg sterkt gjeldende ovenfor 60 m dyp ved st. 506. Dette er årsaken til at vannet mellom ca. 5 og 60 m dyp er lettere ved st. 506 enn ved st. 525.

Tetthet.

Pl. VIIIa viser $\Delta\alpha$-fordelingen i snitt VIII.

Ved sammenlikning med tetthetsfordelingen i snitt IV (pl. IVa) ser en at tettheten på alle tilsvarende steder er større i snitt IV enn i snitt VIII. Forøvrig likner $\Delta\alpha$-fordelingen i snitt VIII og snitt IV meget på hverandre og har sannsynligvis også de samme årsaker ved begge snitt. Den 15. juni 1939 er ikke tetthetsfordelingen i fjorden så godt kjent som den 10. og 11. juni 1934. Av den grunn kan en ikke forklare tetthetsfordelingen så inngående som da.

Av pl. VIIIa ser en at tettheten i de øvre lag tiltar mer innover fjorden i snitt VIII enn i snitt IV. Mens, og i tiden før snitt IV ble tatt, blåste det bris omtrent på tvers av fjorden, fra vest- mot østsiden. Det kunne kanskje tenkes at vinden her spilte noen rolle som årsak til tetthetsavtakingen i overflatevannet innover fjorden. I de nærmeste dager før snitt VIII ble tatt, blåste det bris med komponent inn fjorden, men mens snitt VIII ble tatt, blåste det svak vind ut fjorden. Tettheten i overflaten avtar meget raskere innover fjorden i snitt VIII enn i snitt IV. Det er følgelig sannsynlig at vindforholdene spiller forholdsvis liten rolle for tetthettsfordelingen i fjordens lengderetning. Den dominerende årsak er tydeligvis ferskvannstilførselen fra Tana, der som før nevnt er betydelig større i tiden før snitt VIII ble tatt enn i tiden før snitt IV ble tatt.

En ser videre at stabiliteten er meget stor og betydelig større i de øvre lag ved snitt VIII enn ved snitt IV. Årsaken til dette er hovedsakelig at tilførselen av lett elvevann var større da snitt VIII ble tatt enn da snitt IV ble tatt.

Saltholdighet.

Pl. VIIIb viser saltholdighetsfordelingen i snitt VIII.

En sammenlikning med pl. IVb gir at saltholdigheten på alle tilsvarende steder i fjorden, untatt nedenfor ca. 200 m dyp ute ved munningen, er lavere i snitt VIII enn i snitt IV. Forøvrig likner saltholdighetsfordelingen stort sett meget på hverandre ved de to snitt, og har sannsynligvis stort sett samme årsaker. Årsaken til de forholdsvis store saltholdigheter nedenfor ca. 200 m dyp ute ved munningen i snitt VIII er som før nevnt sannsynligvis at det har strømmet inn særlig salt vann langs bunnen ute ved munningen.

Temperatur.

Pl. VIIIc viser temperaturfordelingen i snitt VIII. Dette snitt er tatt bare 5 dager senere på året enn snitt IV i 1934 og tilsvarende stasjoner ligger på nøyaktig samme sted ved begge snitt. Temperaturfordelingen ved de to snitt likner meget på hverandre.

Overflatetemperaturen i den indre del av fjorden ar ca. 0°,3 lavere i snitt VIII enn i snitt VI. Dette skyldes sannsynligvis at det elvevann som tilføres fjorden er kaldere i dagene før 15. juni 1939 enn før 10. juni 1934 på grunn av at smeltingen av vintersneen foregikk senere på året, og på grunn av at det falt mer sne i første halvdel av juni i 1939 enn i 1934. Stabilitetsforholdene, lufttemperaturforholdene og værforholdene forøvrig i den nærmeste tid før snitt VIII ble tatt skulle ellers betinge minst like høy overflatetemperatur i den indre del av snitt VIII som i snitt IV.

Det brakkvann som dannes innerst i fjorden strømmer likedan som 10. juni 1934 også 15. juni 1939 ut i overflaten av fjorden. Etterhvert som det strømmer utover, blandes det mer og mer med kaldere vann nedenfor. Når temperaturen i overflaten likevel er omtrent ens i hele snittet, så skyldes dette sannsynligvis at vannet oppvarmes på sin vei ut fjorden.

Fra overflaten og ned til 5—10 m dyp avtar temperaturen raskere enn i andre lag. I 10 m dyp er det i størstedelen av snittet litt lavere temperatur enn i lagene ovenfor og nedenfor. Årsaken til dette er at sommeroppvarmingen ikke har rukket å forplante seg dit ned enda.

I alle dyp avtar temperaturen innover fjorden. Bortsett fra øverste lag og nedenfor 150 m dyp i den ytre del av fjorden er årsaken

til denne temperaturavtaking likedan som ved snitt IV sannsynligvis at det har foregått en hevning av fjordens vannmasser, og at hevningen er større jo lenger inn en kommer i fjorden. Årsaken til hevningen er sannsynligvis at de dypereliggende tunge vannmasser blander seg med de ovenforliggende lettere vannmasser likedan som ved snitt IV (se side 36). Som før nevnt foregår det sannsynligvis en innstrømning av forholdsvis varmt vann langs bunnen ute ved munningen av fjorden. Ved st. 525 er det mellom 150 og 200 m dyp blandingsvann mellom dette vann og det ovenforliggende. Dette blandingsvann har en forholdsvis høy temperatur hvilket er årsak til den særlig store temperaturavtaking innover fjorden i nivående mellom 150 og 200 m dyp mellom st. 525 og st. 524.

Surstoff.

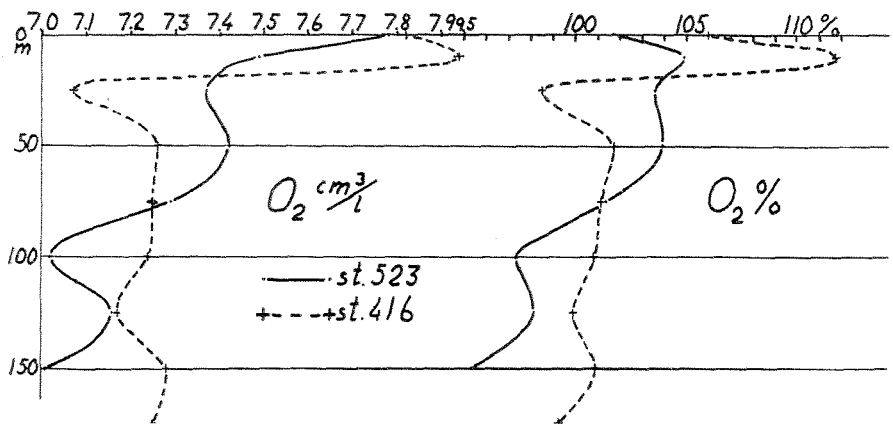


Fig. 21.

Fig. 21 viser fordelingen av surstoffmengde og -prosent ved st. 523 tatt 15. juni 1939 og st. 416 tatt 11. juni 1934.

En ser at i de øverste 20 m har såvel surstoffmende som -prosent store verdier både ved st. 523 og st. 416. Dette skyldes sannsynligvis en livlig oppblomstring av fytoplanktonet i disse lag. Videre ser en at både surstoffmengde og -prosent i de øverste 20 m er mindre ved st. 523 enn ved st. 416 på tross av at st. 523 er tatt nærmere sommersolhverv enn st. 416, og på tross av at det så vidt en vet har vært like meget solskinn i tiden før st. 523 ble tatt som før st. 416 ble tatt. Årsaken til dette er muligens for en del at fytoplanktonet på grunn av lavere sjøtemperatur eller saltholdighet ikke trives så godt i tiden før st. 523 ble tatt som før st. 416 ble tatt. Det er imidlertid mest sannsynlig at årsaken er den at ferskvannstilførselen til fjorden før st. 523 ble tatt er større enn før st. 416 ble

tatt, slik at brakkvannet strømmer raskere ut fjorden, og at fytoplanktonet selv om det blomstrer livlig opp innerst i fjorden, ikke får tid til å frembringe så stort surstoffoverskudd i de øvre lag ved st. 523 som ved st. 416.

På grunn av at strømforholdene ikke er kjent ,skal ikke her gjøres noe forsøk på å forklare surstoff-fordelingen nedenfor 20 m dyp.

OSEANOGRAFISKE FORHOLD I TANAFJORD 28. JUNI 1923.

I 1923 ble det ved to stasjoner, st. 130 og st. 131, i Tanafjord målt temperatur og bestemt saltholdighet.

Ved hjelp av disse observasjoner er det tegnet et snitt på langs av den ytre del av fjorden (snitt IX).

I de nærmeste 10 dager før dette snitt ble tatt, var vannføringen i Tana ved Polmak henholdsvis 1.5 2.8 og 3.2, ganger større enn i de nærmeste 10 dager før snitt VIII, snitt IV og snitt VII bre tatt.

Tetthet.

Pl. VIIId viser $\Delta\alpha$-fordelingen i snitt IX.

En ser at tettheten i alle dyp avtar innover fjorden. Snitt IX ligger like i nærheten av snitt IV og snitt VIII. Sammenlikner en $\Delta\alpha$-fordelingen i snitt IX og snitt IV og snitt VIII, ser en at i samme dyp og like langt fra fjordmunningen er tettheten stort sett større i snitt IV enn i snitt IX og mindre i snitt VIII enn i snitt IX.

I de øverste 20 m er stabiliteten stor. På tross av at snitt IV ligger litt lenger over mot vestsiden av fjorden enn snitt IV, og snitt VIII er stabiliteten i de øvre lag i snitt IX større enn i disse snitt. Dette skyldes at saltholdigheten er mindre og temperaturen høyere i overflaten i snitt IX enn i de andre snittene.

Årsaken til ovennevnte $\Delta\alpha$-fordeling vil i hovedtrekkene framgå av det som før er sagt om snitt IV snitt VII og snitt VIII.

Saltholdighet.

En ser at saltholdigheten i alle dyp tiltar innover fjorden. Likedan ser en at saltholdigheten tiltar nedover alle steder. Fra overflaten og ned til 20 m er tiltakingen særlig rask.

Årsakene til denne saltholdighetsfordeling er de samme som ved snitt IV, snitt VII og snitt VIII.

Temperatur.

Pl. VIIIf viser temperaturfordelingen i snitt IX.

En ser at det er forholdsvis varmt i de øverste 20 m. Saltholdigheten i overflaten ved st. 130 og st. 131 er henholdsvis 31,65 ‰ og 33,14 ‰ og tyder altså på at tilblandingen av ferskvann ikke er svært stor. Ferskvannets temperatur kan altså ikke spille stor rolle for overflatetemperaturen i snitt IX. De forholdsvis høye temperaturer i de øverste 20 m må skyldes varmetilførsel ved stråling og ledning, og at den forholdsvis store stabilitet hemmer blanding mellom de øvre lag og lagene nedenfor.

OSEANOGRAFISKE FORHOLD I TANAFJORD I ÅRENE 1878, 1925, 1930 og 1937.

Den 10. mai 1937 ble det tatt to stasjoner, st. 307 og st. 308 ved munningen av Tanafjord (se fig. 1).

Tetthetsfordelingen framgår av fig. 22a. En ser at skiktningen er meget lite stabil ved de to stasjoner. Dette betinger megen blanding mellom de forskjellige vannlag, og av fig. 22b ser en at saltholdigheten ved de to stasjoner bare langsomt tiltar med 0,1 — 0,2 ‰ fra overflaten og ned til 240 m dyp, hvilket tyder på at vannlagene er godt blandet. Temperaturen holder seg omkring 4° i de øverste 100 m og har et minimum med ca. 1° lavere temperatur i 200 m dyp. En ser altså at våroppvarmingen i de øverste lag ikke har begynt 10. mai 1937. Fig. 22f viser at pH-verdiene er forholdsvis små i de øverste 75 m. Fig. 22g viser at fosfatinnholdet unntatt nedenfor ca. 60 m dyp ved st. 308, holder seg konstant på omlag 39 mg/m^3. pH og fosfatverdiene tyder på at det den 10. mai 1937 ennu ikke har foregått noen større oppblomstring av fytoplankton ved st. 307 og st. 308 og at vannet er godt blandet.

Den 23. aug. 1937 ble st. 427 tatt innerst i Tanafjord, og st. 428 på samme sted som st. 307 tidligere på året.

I overflaten ved st. 427 var $\Delta a = 307 \cdot 10^{-5}$ m^3/tonn. Forøvrig viser fig. 22a Δa-fordelingen ved st. 427 og st. 428. En ser at skiktningen ved de to stasjoner er meget stabil, særlig i de øvre lag ved st. 427, som ligger innerst i fjorden. Nedenfor ca. 20 m dyp er tettheten omtrent ens ved de to stasjoner. Ovenfor 20 m dyp derimot er den meget mindre ved st. 427 enn ved st. 428 på grunn av stor tilblanding av elvevann fra Tana.

Sammenlikner en st. 428 med st. 307 som er tatt på samme sted 3½ måned tidligere, ser en at tettheten har avtatt meget ovenfor 150 m dyp. Dette skyldes avtaking i saltholdighet og økning i temperatur i løpet av sommeren.

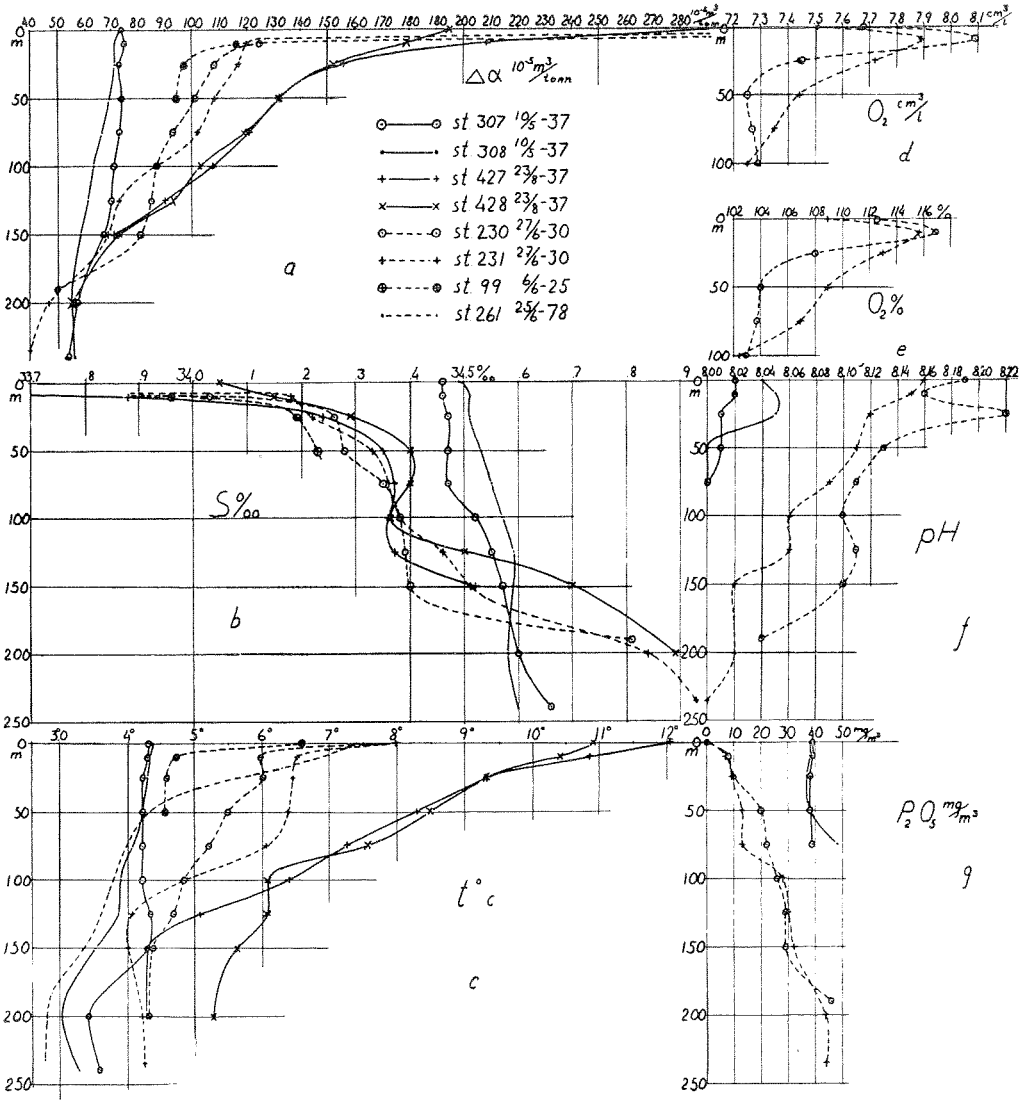


Fig. 22.

Saltholdigheten er 32,80 ‰ i overflaten ved st. 427. Forøvrig framgår saltholdigheten ved st. 427 og st. 428 av fig. 22b. 10. juni 1934 var saltholdigheten ca. 24 ‰ og den 15. juni 1939 ca. 22 ‰ i overflaten på samme sted som st. 427 ble tatt. Årsaken til den forholdsvis store saltholdighet i overflaten ved st. 427 er at ferskvannstilførselen til fjorden var forholdsvis liten i tiden før stasjonen ble tatt. (Det var lett bris fra nord da st. 427 ble tatt og i dagene før var det vekslende bris). Vannføringen

i Tana ved Polmak var rekordmessig lav, ikke mer enn ca. 50 m^3/sek., i de nærmeste 10 dager før st. 427 ble tatt, mens den var ca. 310m^3/sek. før 10. juni 1934 og ca. 600 m^3/sek. før 15. juni 1939. Både ved st. 427 og st. 428 tiltar saltholdigheten raskt ned til ca. 50 m dyp, for så å holde seg omtrent konstant til ca. 100 m dyp. Fra dette dyp av og så dypt som stasjonene er tatt tiltar saltholdigheten igjen raskt.

Oppvarmingen av vannet i overflaten om sommeren (se fig. 22c) gjør at skiktningen blir mer stabil etterhvert. Dette bevirker at det blir mindre blanding mellom de forskjellige lag så vertikale forskjeller i saltholdighet vanskeligere utgjevnes. Dette er sannsynligvis årsaken til at variasjonen i saltholdighet er så meget større langs vertikalen ved st. 428 enn ved st. 307.

Fig. 22c viser at temperaturen ovenfor 100 m dyp er omtrent ens ved st. 427 og st. 428. Ved begge stasjoner avtar temperaturen jevnt fra 11—12° i overflaten til ca. 6°,2 i 100 m dyp Nedenfor 100 m dyp er det en del varmere ved fjordmunningen ved st. 428 enn inne i fjorden ved st. 427. Ved å sammenlikene st. 428 med st. 307 ser en at sommeroppvarmingen har gjort seg sterkt gjeldende ovenfor 100 m dyp.

27. juni 1930 ble det tatt to stasjoner, st. 230 og st. 231, ved munningen av fjorden.

I overflaten ved st. 230, som ligger nærmest østsiden av fjorden, er $\Delta\alpha = 444 \cdot 10^{-5}$ m^3/tonn, mens den ved st. 231, som ligger mer over mot vestsiden, er $526 \cdot 10^{-5}$ m^3/tonn. Forøvrig framgår tetthetsfordelingen av fig. 22a. I de øverste 10 m er skiktningen i høy grad stabil. Også nedenfor 10 m dyp er skiktningen meget stabil.

I overflaten var saltholdigheten ved st. 230 og st. 231 henholdsvis 30,10 og 28,99 $^0/_{00}$. Forøvrig framgår saltholdighetsfordelingen av fig. 22b. En ser at saltholdigheten avtar meget raskt nedover i de øverste 10 m ved begge stasjoner. Fra 10 m til 150 m tiltar den langsommere og mer ugjevnt, men fra 150 til 200 m dyp tiltar den igjen raskt.

Temperaturfordelingen (fig. 22c) tyder på at sommeroppvarmingen gjør seg gjeldende i lagene ovenfor 100 m og særlig sterkt ovenfor 10 m dyp

Fordelingen av surstoffmengde og -prosent i de øverste 100 m framgår av henholdsvis fig. 22d og e. En ser at det er overmetning i alle lag helt til 100 m dyp, og at overmetningen er størst i de øverste 25 m. Fig. 22f viser pH-fordelingen ved de to stasjoner. pH har forholdsvis store verdier i de øvre lag og avtar nedover. Fig. 22g viser at fosfatinnholdet tiltar forholdsvis jevnt fra 0 mg/m^3 i overflaten til ca. 45 mg/m^3 i 200 m dyp. Fordelingen av surstoff, pH og fosfat tyder på megen assimilasjonsvirksomhet og stort fosfatforbruk i de øverste 25 m; hvilket igjen tyder på at det har vært en livlig oppblomstring av fytoplankton der.

Også nedenfor 25 m dyp synes fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet og fosfatforbruk å gjøre seg noe gjeldende; i hvert fall ned til 50 m dyp. At fosfatinnholdet er 0 mg/m³ i overflaten tyder på at mangel på fosfat er en begrensende faktor for fytoplanktonproduksjonen der.

6. juni 1925 ble det tatt en stasjon, st. 99, midt i den ytre del av Tanafjord. Den ble ikke tatt lenger ned enn til 50 m dyp. I overflaten var $\Delta\alpha = 1098 \cdot 10^{-5}$ m³/tonn. Forøvrig framgår $\Delta\alpha$-verdiene av fig. 22a. En ser at stabiliteten var meget stor i de øverste 15 m og mindre nedenfor.

Saltholdigheten i overflaten var 21,18 ‰. Det er usedvanlig lavt til å være på dette sted i fjorden. Bare to ganger er det i Tanafjord påvist mindre saltholdighet, og det var 21,06 ‰ og 20,03 ‰ som ble påvist innerst i fjorden henholdsvis den 10. juni 1934 og 15. juni 1939, begge ganger ca. 20 dager etter vårflommen i Tana. Årsaken til den lave saltholdighet ute ved st. 99 er sannsynligvis stor ferskvanntilførsel til fjorden. Vårflommen i Tana kulminerte ved Polmak 3 dager før st. 99 ble tatt, og var noe over middels stor.

Saltholdighetsfordelingen fra 10 m dyp og nedover framgår av fig. 22b. Figuren viser at helt ned til 50 m dyp er saltholdigheten usedvanlig lav.

Fig. 22c viser at temperaturen holder seg omtrent konstant lik 4.°6 nedenfor 10 m dyp. Fra 10 m dyp og oppover tiltar temperaturen mot 6°.58 i overflaten.

På Den norske nordhavsekspedisjon 1876—1878 ble der 25. juni 1878 tatt en stasjon (st. 261) litt over på den vestre halvdel av den ytre del av Tanafjord. Temperaturen ble målt med et Negretti og Zambra vendetermometer. Det var et godt termometer for sin tid, men det gir allikevel ikke temperaturene så nøyaktig som de termometrene som er nyttet ved de andre stasjonene. Temperaturfordelingen ved st. 261 framgår av fig. 22c. En ser at sommeroppvarmingen har gjort seg gjeldende i de øverste 50 m. Fra 75 m og så dypt ned st. 261 er tatt er de funne temperaturer de laveste som er observert i Tanafjord enda mange stasjoner er tatt tidligere på året enn st. 261. Det er mulig at termometeret viste noe for små verdier.

OSEANOGRAFISKE FORHOLD I TANAFJORDS SIDEFJORDER.

Til slutt skal enkelte spredte stasjoner i Tanafjords sidearmer omtales.

Leirpollen.

15. juni 1939 ble det tatt en stasjon, (st. 522) i Leirpollen. Leirpollen står som før nevnt i forbinnelse med Tanafjord ved en 4 km lang renne som bare er 11 m dyp der den er grunnest (se fig. 1 og 2). Julelva fører vann til pollen, og Tana munner ut like i nærheten av der rennen munner ut i Tanafjord.

Ved st. 522 er $\Delta\alpha$ i overflaten lik $2263 \cdot 10^{-5}$ m³/tonn. Tetthtsfordedelingen forøvrig framgår av fig. 23a. En ser at skiktningen er ytterst stabil i de øverste 5 m. Fra 5 m dyp og nedover avtar stabiliteten raskt og mellom 35 og 45 m dyp er skiktningen nesten indifferent. Sammenlikner en $\Delta\alpha$ ved st. 522 med $\Delta\alpha$ ved st. 523 i Tanafjord, ser en at forskjellen i tilsvarende dyp ikke er større enn de kan være i et snitt på tvers av Tanafjord undtagen i de øverste 1—2 m.

Saltholdigheten i overflaten er bare 4.29 ‰, men som framgår av fig. 23b, tiltar den meget raskt nedover i de øverste 5 m og er 30.55 ‰ i 5 m dyp. Fra 5 m dyp og nedover tiltar saltholdigheten først raskt, så etterhvert langsommere, og mellom 35 og 45 m dyp er saltholdigheten omtrent ens. Årsaken til den lave saltholdighet i de øverste lag er ferskvannstilførselen til pollen. Sammenliknes saltholdigheten i tilsvarende dyp ved st. 522 og st. 523, ser en at forskjellene er større enn en finner i noe snitt i fjorden.

At forskjellene er såvidt store som de er ovenfor 11m dyp, skyldes at forbindelsen med Tanafjord er så lang og trang. På grunn av den store stabilitet i lagene ovenfor, vil vannet nedenfor 11 m dyp bare langsomt blandes opp med de ovenforliggende. Fornyelse av vannet nedenfor 11 m dyp kan bare skje ved innstrømning gjennom den lange 11 m dype renne. Dette vil skje når vannet utenfor rennens munning er forholdsvis tungt. Det vil være tyngst når vannføringen i Tana er liten, og når det blir meget avkjølt. En eventuell fornyelse vil derfor sannsynligvis skje i mars eller april måned.

Fig. 23c viser at det i alle dyp er kaldere i Leirpollen enn i fjorden utenfor. I de dypere lag av Leirpollen er temperaturen ikke mer enn ca. 3.2°. Dette viser at fornyelsen av bunnvannet har foregått mens ferskvannstilførselen var liten om vinteren, ikke når ferskvannstilførselen var liten om sommeren, for da ville det ha vært høyere temperatur i bunnvannet. Den forholdsvis lave overflatetemperatur skyldes sannsynligvis for en del at ferskvannet som ble tilført pollen i de nærmeste dager før st. 522 ble tatt var forholdsvis kaldt. Temperaturen i 5 m dyp er

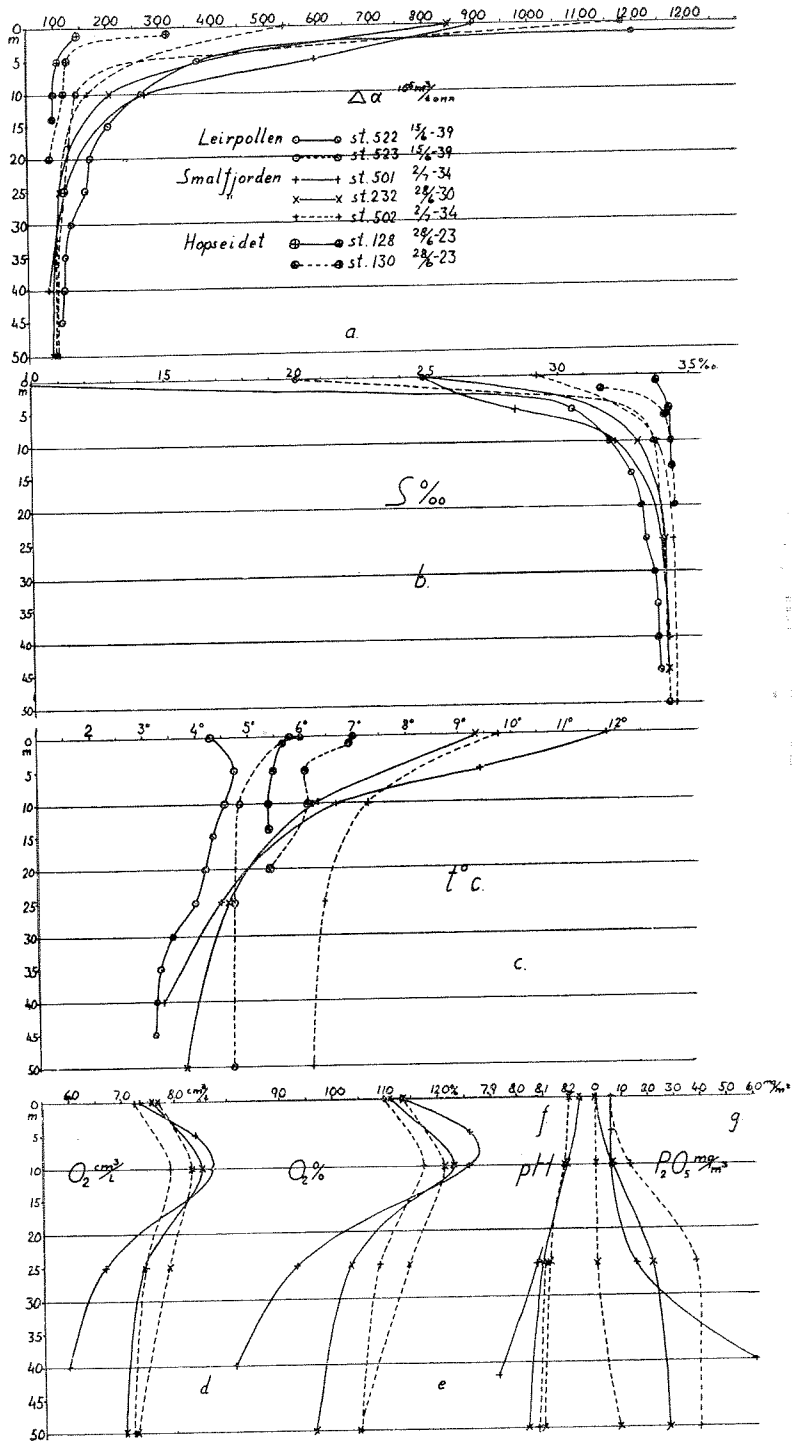

Leirpollen st. 522 15/6-39
st. 523 15/6-39
Smaltfjorden st. 501 2/1-34
st. 232 28/6-30
st. 502 2/1-34
Hopseidet st. 128 28/6-23
st. 130 28/6-23
a.
S‰
b.
t° C.
c.
d
e
f
g

Fig. 23.

høy i forhold til i overflaten og i 10 m dyp. Årsaken til dette er at den tilstrålte energi for en del absorberes i dette lag og så forblir varmen i laget på grunn av at den store stabilitet hemmer den vertikale turbulens. Denne såkalte »drivhuseffekt« vil sannsynligvis bevirke at en får meget høye temperaturer i 5 m dyp lenger ut på sommeren.

Smalfjord.

Smalfjord har ikke så stor tilførsel av ferskvann som Leirpollen, og forbinnelsen med Tanafjord skjer gjennom et ganske kort sund. Dette sund er både bredere og dypere enn rennen mellom Leirpollen og Tanafjord, og det munner ut lenger fra Tana enn rennen fra Leirpollen. Sundet er 18 m dypt ved det grunneste sted på djupålen.

Det er tatt to stasjoner i Smalfjord, st. 232, 28. juni 1930 og st. 501, 2. juli 1934.

Fig. 23a viser at ved begge stasjoner er $\Delta\alpha$ stor i overflaten, så avtar den raskt inntil 10 m dyp, og nedenfor 10 m dyp avtar den langsommere og langsommere. Tilsvarende er stabiliteten meget stor i de øverste 10 m, avtar så mer og mer videre nedover, og i 40—50 m dyp er skiktningen omtrent indifferent. Fig. 23a viser at det er meget liten forskjell mellom $\Delta\alpha$ i Smalfjord og Tanafjord nedenfor 18 m dyp den 2. juli 1934. Fornyelsen av vannet nedenfor 18 m dyp i Smalfjord vil skje betydelig lettere enn i Leirpollen, og da vann fra helt ned til 18 m dyp kan trenge inn fra Tanafjord, er også tettheten større i bunnvannet i Smalfjord enn i Leirpollen.

Fig. 23b viser at ved begge stasjoner er saltholdigheten liten i overflaten, tiltar raskt nedover til 10 m dyp, hvoretter den tiltar langsommere og langsommere, og fra 25 m dyp og nedover er den omtrent konstant. En ser at saltholdigheten i de dypere lag er større i Smalfjord enn i Leirpollen. Dette kommer av at Smalfjordens terskeldybde er 18 m, mens Leirpollens bare er 11 m.

Da stasjonene ble tatt hadde sommeroppvarmingen gjort seg sterkt gjeldene. Av fig. 23c ser det ut som den har gjort seg gjeldene helt ned i 40 m dyp. En ser at også i Smalfjord er temperaturen lav i dypere lag. Dette tyder på at fornyelsen av bunnvannet i Smalfjord likedan som i Leirpollen skjer om vinteren.

Fig. 23d og e viser fordelingen av henholdsvis surstoffmengde og -prosent ved de to stasjoner. Ikke i noe dyp ved de to stasjoner kan vannet betegnes som surstoff-fattig.

Ved st. 232 ser en at det er stor surstoffmengde og -prosent i de øvre lag. Vannet er overmettet med surstoff helt ned til 31 m dyp. Såvel surstoffmengde som -prosent har et maksimum i 10 m dyp. Årsaken

til alt dette er sannsynligvis fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet, stor stabilitet i øverste 10 m og sommeroppvarmingen i de øvre lag. En ser at maksimumet i surstoffmengde og -prosent i 10 m dyp er betydelig mere utpreget i Smalfjord enn i Tanafjord. Årsaken til dette er sannsynligvis at stabiliteten i de øverste 10 m er større i Smalfjord enn i Tanafjord. I de dypere lag er surstoffmengde og -prosent litt mindre i Smalfjord enn i svarende dyp i Tanafjord, men selv i 50 m dyp, bare ca. 10 m over bunnen, er surstoffprosenten 96.4.

Fordelingen av surstoffmengde og -prosent ved st. 501 likner meget på fordelingen ved st. 232. En forskjell er det idet begge disse størrelser nedenfor de lag der fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet gjør seg sterkt gjeldene, er betydelig mindre ved st 501 enn ved st. 232. 3 m over bunnen ved st. 501 er surstoffprosenten ikke mer enn 81.2 . I tilsvarende dyp i Tanafjord er samtidig surstoffprosenten ca. 105.

Årsakene til den forholdsvis lave surstoffmengde og -prosent i de dypere lag ved st. 232 og st. 501 i Smalfjorden er surstoff-forbruk ved forråtnelsesprosesser og dyrs respirasjon, stor stabilitet som hemmer den vertikale blanding meget og terskelen som forårsaker at vannmassene ikke til stadighet fornyes ved tilstrømming fra Tanafjord. Ved begge stasjoner er surstoffmengde og -prosent i de dypere lag så store at de tyder på at bunnvannet i Smalfjord ble fornyet både vinteren 1930 og 1934.

Fig. 23f viser at det er forholdsvis lav pH i de dypere lag av Smalfjord ved begge stasjoner. Dette har de samme årsaker som de forholdsvis lave surstoffmengder og -prosenter som en finner i de samme dyp. Ovenfor 25 m dyp er ikke pH målt ved st. 501. Ved st. 232 er pH forholdsvis stor i de øvre lag. Dette skyldes sannsynligvis fytoplanktonets kullsyreassimilasjon i disse lag.

Fig. 23g viser at fosfatinnholdet i de øvre lag er lite. Dette skyldes fytoplanktonets fosfatforbruk under oppblomstringen. I de dypere lag er fosfatinnholdet forholdsvis stort, for det meste større enn i tilsvarende dyp utenfor i Tanafjord. Ved st. 501 er det i 40 m dyp, d. v. s. 3 m over bunnen, påvist 21 mg/m^3 mer fosfat enn i tilsvarende dyp ved st. 502. Dette skyldes sannsynligvis at fosfater, som i særlig grad frigjøres ved forråtnelsesprosesser ved bunnen, akkumuleres i det stagnerende bunnvann i Smalfjorden. Ved st. 232 er der i alle dyp mer fosfat enn i tilsvarende dyp ved st. 233 i Tanafjord.

Hopsfjord.

Ved Hopseidet innerst i Hopsfjord er det tatt en stasjon, st. 128, 28. juni 1923.

Fra Tanafjord og innover Hopsfjord til Hopseidet er der ca. 25 km, og fjorden er bred og åpen og uten terskler av betydning for de dyp st. 128 når ned til (se fig. 1 og 2). Det er liten ferskvannstilførsel til fjorden.

Fig. 23a viser at skiktningen mellom 1 og 14 m dyp ved st. 128 ikke er så stabil som i Tanafjord på samme tid, og heller ikke som i de før omtalte sidefjorder. Dette kommer av at ferskvannstilførselen til fjorden er så liten at der ikke dannes noe stabilt brakkvannslag i overflaten (fig. 23b). Den vertikale turbulens blir av denne grunn livligere og forårsaker forholdsvis stor blanding mellom de forskjellige vannlag. Dette gjør at temperaturen varierer lite i de øverste 14 m.

SAMMENDRAG.

Tanafjord er en av de store Finnmarksfjordene. Dens størrelse og dybdeforhold framgår av fig. 1 og 2 (side 7 og 8).

Ferskvannstilførselen spiller stor rolle for Tanafjords oseanografi. Mesteparten av det ferskvann som tilføres fjorden kommer med Tana. De midlere månedlige avløp fra nedslagsdistriktene ovenfor Polmak og innenfor tverrsnittene A, B og C (se fig. 1) framgår av tabell 1 (side 10). Det karakteristiske for vannføringen i Tana er den voldsomme vårflom. Tanas vannføring ved Polmak i 1934 framgår av fig. 3 (side 10).

I alt er det tatt 32 oseanografiske stasjoner i Tanafjord i årene mellom 1878 og 1939. Deres beliggenhet og tidspunktene når de er tatt framgår av fig. 1.

Tetthetsfordeling.

Pl. IVa, VIIa, VIIIa og VIIId (bakerst i heftet) viser $\Delta\alpha$-fordelingen omtrent langs midten av fjorden ($\Delta\alpha = \alpha - \alpha_{35,0,p}$ hvor α er det spesifikke volum og $\alpha_{35,0,p}$ er det spesifikke volum av sjøvann med saltholdighet 35 ‰ ved 0° og samme trykk (p) som α er beregnet for). Innerst i fjorden er der i disse snitt forholdsvis lett vann og meget stabil skiktning i de øverste 10—20 m. Etterhvert som en kommer utover fjorden blir tettheten i dette lag større og skiktningen mindre stabil. Hovedårsaken til denne tetthetsfordeling er tilførselen av lett elvevann med Tana som munner ut innerst i fjorden. Alle ovennevnte figurer viser forholdene om forsommeren når det er forholdsvis høy lufttemperatur, sterkt solskinn og stor ferskvannstilførsel. Om vinteren er ovennevnte forhold langt mindre utpreget og enkelte steder kan skiktningen i de øverste 10—20 m endog tenkes å være indifferent eller instabil da.

Nedenfor 10—20 m dyp er stabiliteten og tetthetsvariasjonene i fjordens lengderetning meget mindre enn ovenfor. Av pl. IVa og VIIIa framgår at tettheten på tilsvarende steder er betydelig høyere 11. juni 1934 enn 15. juni 1939. Av fig. 20a framgår at tettheten kan forandres meget på et sted i løpet av forholdsvis kort tid, men forskjellene i tetthet mellom 11. juni 1934 og 15. juni 1939 er såvidt store at en må anta at det i juni måned er betydelig tyngre vann i Tanafjord i 1934 enn i 1939.

Pl. Ia, IIa, IIIa, Va og VIa viser $\Delta\alpha$-fordelingen i snitt på tvers av fjorden. Snittene viser at i den indre del av fjorden strekker det ovenfor nevnte 10—20 m tykke skikt i de øvre lag seg tvers over hele fjorden. Lenger ute i fjorden samles dette lette vann seg mer og mer over på østsiden. Dette har til følge at det i den ytre del av fjorden er meget stabil skiktning i de øvre lag på østsiden av fjorden, mens det derimot på vestsiden er betydelig mindre stabil skiktning. I snitt I (pl. Ia) er skiktningen i de øvre lag på vestsiden av fjorden endog instabil i de øverste 10 m på grunn av at vannet i overflaten er blitt avkjølt.

Strømmer.

I tabell 2 (side 17) og tabell 5 (side 51) er angitt den beregnede midlere normalkomponent av hastigheten relativt til den midlere normalkomponent av hastigheten i nærmere angitte dyp for en rekke stasjonspar. Disse hastigheter er beregnet ved hjelp av formel (1) (side 12) eller formel (2) (side 15). Formel (2) er utledet for det tilfelle at begge stasjoner i et stasjonspar ikke når like dypt, og en vil finne hastighetene relativt til hastigheten i størst mulig dyp.

Ved hjelp av formel (3) (side 17) finner en i en rekke tilfeller midlere normalkomponenter av hastigheten mellom en rekke stasjoner. De funne verdier framgår av pl. Ib, IIb, IIIb, og VIb. På pl. Vb er verdiene fra tabell 5 inntegnet.

Ved hjelp av fig. 5, 6 og 7 som viser topografien av henholdsvis overflaten, 10 og 25 db-flaten relativt til 100 db-flaten 11. juni 1934, får en et godt inntrykk av strømmens retning i disse dyp. Ut fra disse kart og hastighetsberegningene ved snittene, og understøttet av sluttninger en kan trekke ut fra fordelingen av temperatur, saltholdighet og andre elementer er strømmene i Tanafjord forholdsvis godt kjent 11. juni 1934. Da renner det lette brakkvann som er dannet utenfor Tanas munning ut fjorden i de øvre lag. Det samler seg etter hvert som det renner utover, mer og mer over på østsiden av fjorden. Hastigheten i denne strøm er opptil 90 cm/sek. i overflaten, men den avtar

raskt nedover. Brakkvann som kommer fra Hopsfjord og Langfjord strømmer rundt neset ved Digermulen og forener seg der for en del straks med den utadgående brakkvannsstrøm i Tanafjord. En annen del strømmer innover langs vestsiden av den indre del av Tanafjord. Innerst i fjorden dreier denne strøm rundt og dens vannmasser blander seg med brakkvannet utenfor Tanas munning. Hastigheten i denne strøm avtar raskt fra overflaten og nedover ,og allerede i 10 m dyp er det ingen innadgående strøm. Utenfor Digermulen hvor selve fjordens form i forbindelse med den utadgående strøm langs østsiden av fjorden synes å ligge vel til rette for dannelsen av en hvirvel, er det påvist en syklonisk roterende hvirvel med vertikal akse i lagene mellom overflaten og ca. 40 m dyp (fig. 8a og b). Nedenfor ca. 100 m dyp er det for det meste innstrømning i hele fjorden. Ute ved fjordmunningen foregår det en innstrømning av forholdsvis tungt vann langs bunnen. Denne innstrømming skyldes sannsynligvis en plutselig tetthetsforandring som har foregått i de dypere lag i havet utenfor (se (5)). Dette innstrømmende vann løfter det gamle bunnvann og de ovenforliggende lag opp. Størstedelen av det vann som strømmer inn fjorden i de dypere lag forøvrig løftes underveis mer og mer opp på grunn av tilblanding av lett vann ovenfra, og til slutt strømmer denne blandingen ut i de øvre lag. Hevingen er størst på østsiden av fjorden for tilblandingen av lett vann er størst under den utadgående brakkvannstrøm.

Ovennevnte tilblanning er sannsynligvis også årsaken til de innadgående strømmer i de dypere lag av fjorden, bortsett fra ovennevnte innstrømning i de nærmeste lag over bunnen ute ved munningen. J. Eggvin har påvist at ved Vestfjorden og Eidsfjorden sender kyststrømmen en gren inn i fjorden. Denne strømgren går med land på høyre side inn fjorden, dreier rundt og går ut fjorden igjen fremdeles med land på høyre side. Slik synes ikke å være tilfelle i Tanafjord, derimot synes det som om kyststrømmen i enkelte dyp (fig. 7) muligens danner en liten bakevje ved munningen.

Dette var strømforholdene den 11. juni 1934. Observasjoner gjort ellers i sommerhalvåret både i 1934 og andre år tyder på at strømforholdene vanligvis likner meget på de ovenfor beskrevne om sommeren. En unntakelse danner her innstrømningen av forholdsvis tungt vann langs bunnen ute ved munningen av fjorden. Denne er betinget av forholdene i havet utenfor som veksler meget fra tid til annen og fra år til år. De år den er påvist ser den ut til å ha begynt om våren eller forsommeren og så fortsatt utover sommeren.

Om vinteren er det mindre tetthetsforskjell mellom overflatelagene og de dypere lag, og strømforholdene kan av denne grunn bli noe annerledes enn om sommeren.

På side 28 er utledet en formel (7) for relasjonen mellom strømlinjer og isolinjer for oseanografiske elementer (saltholdighet, temperatur, o. s. v.).

Saltholdighet.

Pl. Ic, IIc, IIIc, IVb, Vc, VIc, VIIb, VIIIb og VIIIe viser saltholdighetsfordelingen i snitt både på langs og på tvers av fjorden og til forskjellige tider, og fig. 9, 10, 11 og 12 viser saltholdighetsfordelingen i henholdsvis overflaten, 10, 25 og 50 m dyp 11. juni 1934.

I den indre del av fjorden er der stor ferskvannstilførsel fra Tana. Dette forårsaker at det i de øvre lag innerst i fjorden er et tykt brakkvannsskikt hvor det i overflaten er påvist saltholdigheter på helt ned til 20.03 $^0/_{00}$. På sin vei utover fjorden blandes brakkvannet noe opp med saltere vann, men det har likevel på hele veien utover en forholdsvis lav saltholdighet. Etterhvert som brakkvannet strømmer ut fjorden samler det seg mer og mer over på østsiden. Dette gjør at saltholdigheten helt ned til ca. 20 m dyp er forholdsvis lav på østsiden av den ytre del av fjorden. I de øverste ca. 5 m i den indre del av Tanafjord er det påvist lavere saltholdigheter i den innadgående brakkvannsstrøm fra Hopsfjord og Langfjord enn i den utadgående brakkvannsstrøm.

Bortsett fra ved enkelte uregelmessigheter som skyldes hvirvelen utenfor Digermulen og innstrømmingen av en ny vanntype langs bunnen ute ved munningen er det også i de dypere lag stort sett avtaking i saltholdighet innover fjorden. Dette skyldes at på sin vei innover fjorden vil vannet i de dypere lag blandes mer og mer opp med det ovenforliggende saltfattigere vann, og delvis skyldes det også at saltholdigheten i de øvre lag avtar innover fjorden slik at ved blanding mellom øvre og nedre lag, vil de nedre lag få lavere saltholdighet jo lenger inn i fjorden det skjer. Jo mindre ferskvannstilførselen til fjorden er, dess mindre gjør ovennevnte forhold seg gjeldende.

Temperatur.

Pl. Id, IId, IIId, IVc, Vd, VId, VIIc, VIIIc, og VIIIf viser temperaturfordelingen i snitt både på langs og på tvers av fjorden og til forskjellige tider, og fig. 14, 15, 16, 17, 18 og 19 viser temperaturfordelingen i henholdsvis overflaten, 10, 25, 50, 75 og 100 m dyp 11. jun i 1934.

Da brakkvannet bruker kort tid på å strømme ut fjorden, spiller det tilførte elvevanns temperatur stor rolle for temperaturen i brakkvannslaget. I sommerhalvåret når stasjonene i Tanafjord er tatt, betinger dette en høy temperatur i brakkvannslaget. Om vinteren og under smeltingen om våren derimot vil brakkvannet bli kaldt av denne grunn.

I lagene nedenfor brakkvannslaget er temperaturen lavest der hevningen av vannmassene er størst. I alminnelighet vil dette si at temperaturen avtar innover fjorden. Innstrømningen av tungt vann langs bunnen ute ved munningen bringer forstyrrelser i dette forhold der. 10. juni 1934 har den forårsaket at de opprinnelige vannmasser ved fjordmunningen er blitt hevet opp, hvilket igjen er årsaken til at temperaturen tiltar innover fjorden i de dypere lag av den ytre del av fjorden, og at den er lavest på vestsiden av fjorden ute ved munningen. Det innstrømmende vann langs bunnen har forholdsvis høy temperatur.

Dette var temperaturforholdene nedenfor brakkvannslaget om sommeren. Hvordan de er om vinteren er vanskelig å si da en mangler observasjoner.

Surstoff.

Pl. Ie og f, IIe og f, IIIe og f, IVd og e, Ve og f, VIe og f og VIId og e viser fordelingen av surstoffmengde og -prosent i snitt både på langs og på tvers av fjorden til forskjellige tider, og fig. 21 og 22d og e viser fordeling av surstoffmengde og -prosent på forskjellige steder til forskjellige tider.

Alle observasjoner er gjort om sommeren mellom 10. juni og 2. juli, og de viser, slik som en vanligvis finner i sjøen om sommeren, et maksimum i surstoffmengde og -prosent i de øvre lag. Årsaken til dette er sannsynligvis hovedsakelig at fytoplanktonets surstoffutskillelse under assimilasjonsvirksomheten overveier de surstoff-forbrukende prosesser der. Tykkelsen av skiktet med de store surstoffverdier er ca. 20 m, og overgangen til de lavere verdier nedenfor er meget brå, særlig i den indre del av fjorden hvor skiktningen i de øvre lag er meget stabil. I disse øverste 20 m har surstoffmengde og -prosent store verdier. Det er påvist surstoffprosenter på opptil 119.0. I de indre deler av fjorden der stabiliteten i de øvre lag er stor er det som regel et maksimum i surstoffmengde og -prosent i ca. 10 m dyp. Den store stabilitet hemmer vertikalbevegelser i vannet så det surstoffoverskudd som fytoplanktonet produserer der får anledning til å akkumulere seg der.

På grunn av at det ikke er noen terskler i Tanafjord, og fordi strømmer sørger for megen utveksling av vannmasser mellom Tanafjord og det surstoffrike hav utenfor, er også de dypereliggende lag av Tanafjord til enhver tid godt utluftet.

Forholdene sommeren 1934 tyder på at såvel surstoffmengde som -prosent avtar i lagene ovenfor ca. 200 m dyp utover sommeren. For de dypere lags vedkommende skyldes dette sannsynligvis bare en oppvekst av zooplanktonet. I de øvre lag spiller også oppvarmingen av vannet og manglende tilgang på næringsstoffer for fytoplanktonet en rolle.

Reaksjon (pH).

Pl. Ig, IIg, IIIg, IVf, Vg, VIg og VIIf viser pH-fordelingen i snitt både på langs og på tvers av fjorden, og fig. 22f viser pH-fordelingen på forskjellige steder og tidspunkt.

pH-fordelingen i Tanafjord har stor likhet med surstoff-fordelingen, d.v.s. stor pH i de øverste 20 m og brå overgang til lavere verdier nedenfor. Dette kommer av at vekslingene i begge elementers verdier som bekjent for en stor del skyldes de samme ting, nemlig bl. annet fytoplanktonets assimilasjonsvirksomhet, zooplanktonets respirasjon, forråtnelse og gassarters avtagende oppløselighet ved stigende vanntemperatur. Et forhold som bevirker en liten uoverensstemmelse er at det tilførte ferskvann, særlig det fra Tana, har lav pH og liten alkalinitet. Dette gjør at der tilblandingen av elvevann fra Tana er stor som f. eks. i overflaten i østre halvdel av snitt I og II, er pH forholdsvis lav.

Fosfat.

Pl. Ih, IIh, IIIh, IVg, Vh, VIh og VIIg viser fosfatfordelingen i snitt tatt både på langs og på tvers av Tanafjord 10. juni og 2. juli 1934.

Alle snittene viser at det er lavt fosfatinnhold i de øverste 20 m. Særlig lavt er det i de øverste metre der stabiliteten er stor som i den indre del av fjorden og i den østre halvdel av den ytre del av fjorden. På flere av disse steder er de fosfatmengder som er tilstede mindre enn den minste mengde som kan påvises ved Atkins metode: 1 mg/m^3. I den vestre halvdel av den ytre del av fjorden er det, på grunn av mindre stabilitet, mer blanding mellom de øvre fosfatfattige og de dypere fosfatrikere lag, og som følge derav større fosfatinnhold i overflaten. Årsaken til det lave fosfatinnhold i de øvre lag er sannsynligvis fytoplanktonets fosfatforbruk. Sommeren 1934 hadde det sannsynligvis allerede før 10. juni foregått en livlig fytoplanktonoppblomstring i de øverste 20 m. At fosfatinnholdet flere steder er 0 mg/m^3 tyder på at fosfatene opptrer som begrensende faktor for fytoplanktonproduksjonen i de øverste 20 m i Tanafjord.

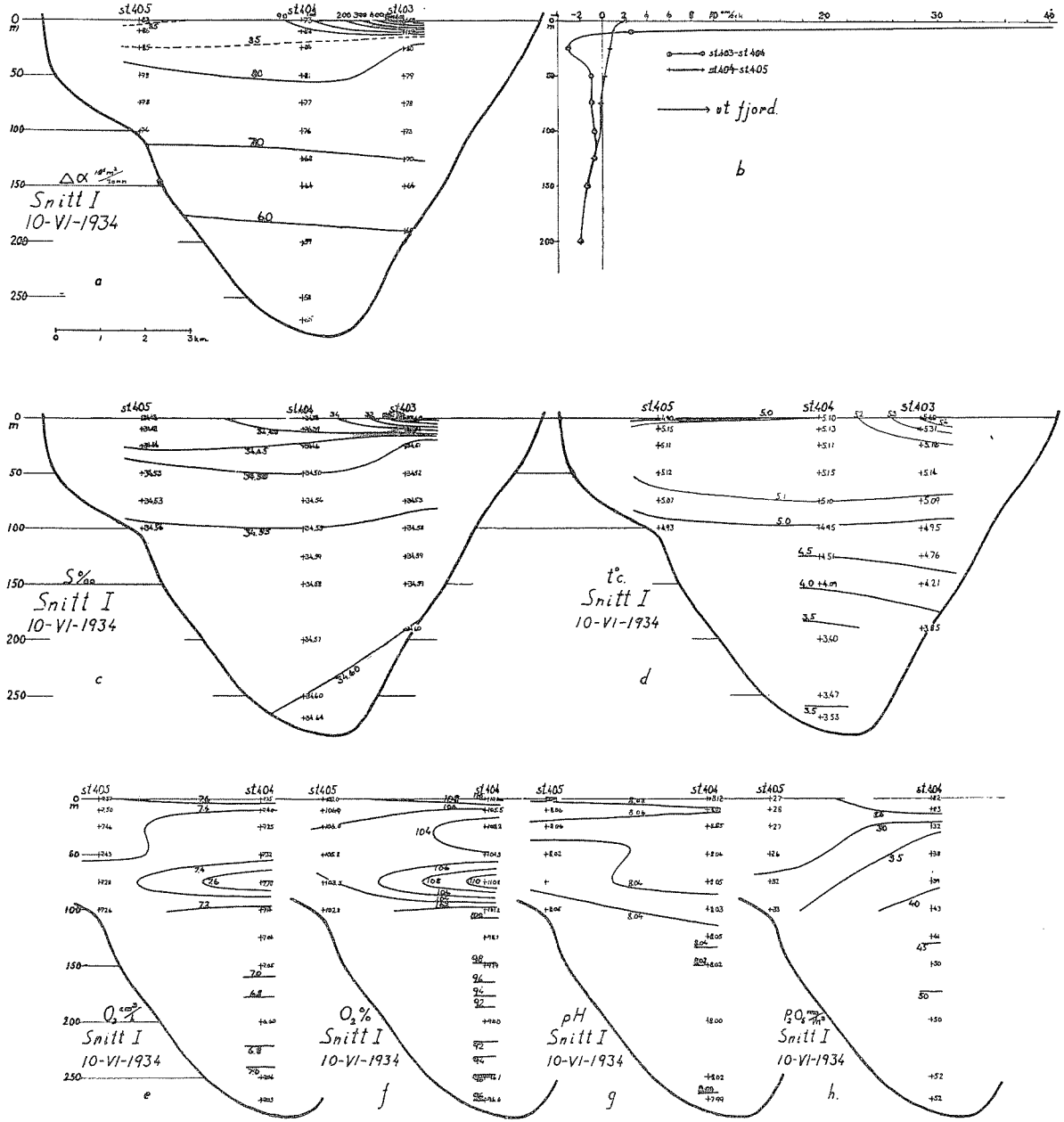
Nedenfor de dyp der lysforholdene gjør en livlig fytoplanktonoppblomstring mulig er fosfatinnholdet større. 10. juni er det ca. 50 mg/m^3 nedenfor 100 m dyp og 2. juli er det ca. 60 mg/m^3 eller større nedenfor 100 m dyp. Tiltakingen skyldes sannsynligvis fosfatfrigjørelse ved forråtnelsesprosesser og zooplanktonets livsprosesser.

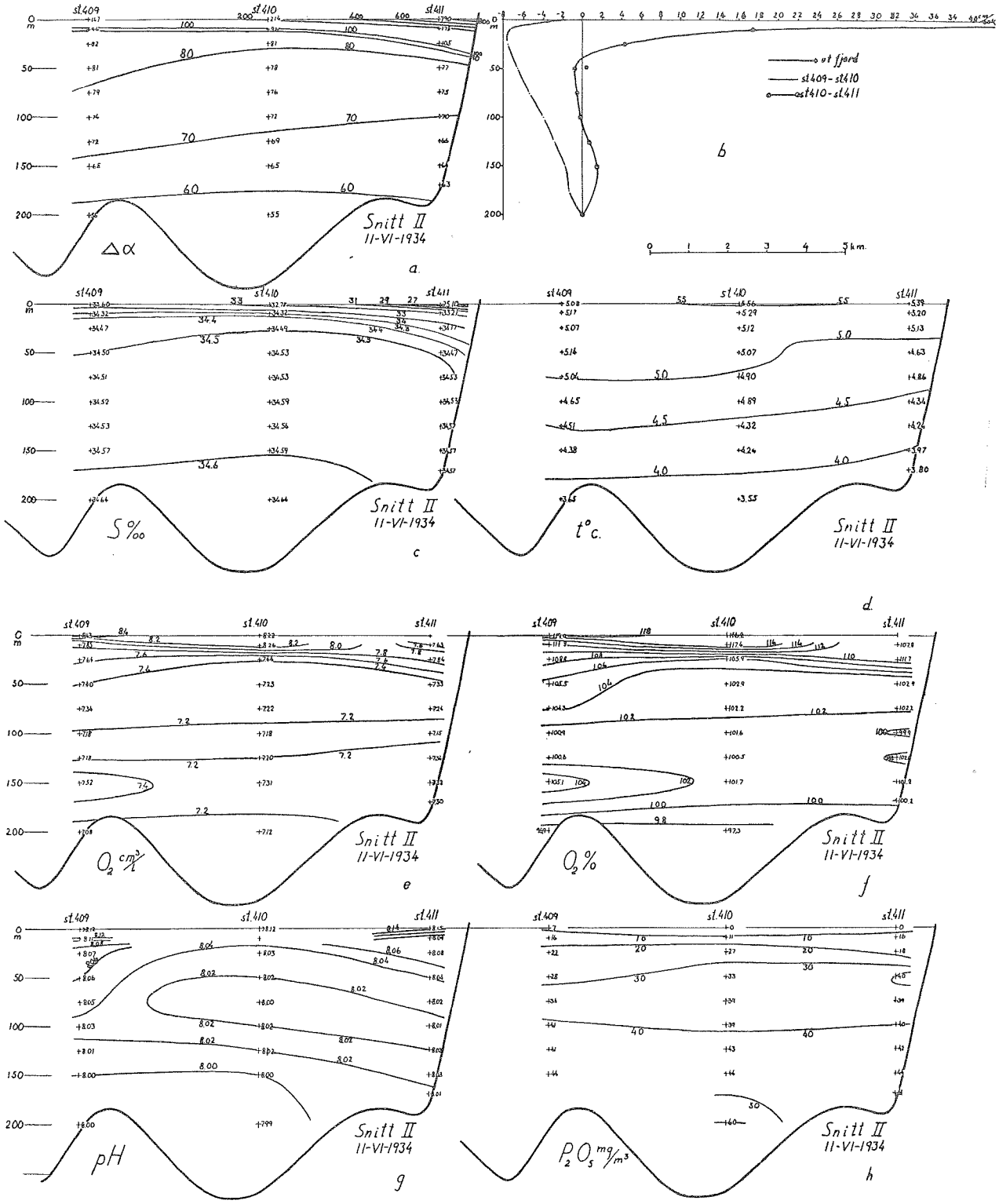
10. mai 1937 ble det gjort fosfatbestemmelser ved to stasjoner i Tanafjords munning (fig. 22g). Ved disse stasjoner er fosfatinnholdet ca. 40 mg/m^3 fra overflaten og ned til 75 m dyp. Dette tyder på at fytoplanktonoppblomstringen ikke har begynt så tidlig som 10. mai. Imidlertid kan det forholdsvis store fosfatinnhold i overflaten også skyldes at stabiliteten er liten.

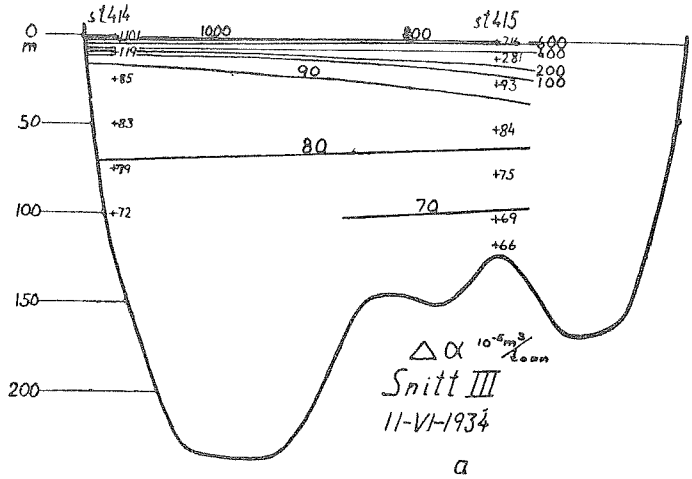
LITTERATURLISTE.

1. Bjerknes, V. Dynamische Meteorologi und Hydrographie. Braunschweig 1912.
2. Bjerknes, V. On the dynamics of the circular vortex with applications to the atmosphere and atmospheric vortex wave motions. Geof. Publ. Vol. II Nr. 4 1921.
3. Bjerknes, V. Bjerknes, J., Solberg, H. og Bergeron, T. Physikalische Hydrodynamik. Berlin 1933.
4. Det norske meteorologisk institutt. Nedbøriaktagelser i Norge. Tillegshefte 1921.
5. Eggvin, J. Bunntemperaturen langs Norges kyst og i den nordlige del av Nordsjøen.
6. Eggvin, J. The Movements of a Cold Water Front. Fiskeridirektoratets skrifter. Vol VI. Nr. 5. 1940.
7. Eggvin, J. New Oceanographic Investigations in the Northern North Sea. Rapp. et Proc.-Verb. Vol. CV, 1937.
8. Eggvin, J. Oceanografiske forhold i Nordnorge under lofot- og finnmarksfisket 1936. Årsberetning vedk. Norges Fiskerier 1936, hefte 2.
9. Eggvin, J. Trekk av Nord-Norges oceanografi sett i sammenheng med torskefisket. Fiskeridirektoratets skrifter. Vol. V, Nr. 4.
10. Gaarder, T. De vestlanske fjorders hydrografi. I. Surstoffet i fjordene. Bergens Mus. Årb. 1915—16. Nr. 2.
11. Gaarder, T. De vestlandske fjorders hydrografi. II. Die Hydroxylzahl des Meerwassers Bergens Mus. Årb. 1916—17. Nr. 3.
12. Gavelin, A. og Magnusson, N. H. (Under medvirkning av de nordiske lands geologiske undersøkelser.) Geologisk Översiktskarta över Norden.
13. Geografiska sälskapet i Finnland. Atlas över Finnland 1925.
14. Helland-Hansen, B. The Sognefjord Section. Reprintet from the James Johnstone Memorial Volume. The University Press of Liverpool 1934.
15. Holtedal, Olav. Bidrag til Finnmarkens geologi. Norges geologiske undersøkelser. Nr. 84.
16. Jacobsen, J. P. og Jensen, A. J. C. Examination of Hydrographical Measurements from the Research Vessels »Explorer« and »Dana« during the Summer 1924. Rapp. et. Proc.-Verb. Vol. 39 1926.
17. Mohn, H. Den Norske Nordhavs-Exspedition 1876—78, 2. Christiania 1883.
18. Mosby, Olav. Strømmålinger i fjordene ved Bergen. Bergens Mus. Årb. 1930. Nr. 1.
19. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. Hydrografiske undersøkelser i Norge. Oslo 1934.
20. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. Vannstandsiakttagelser i Norge 1924—1939.
21. Palmén, E. Über die Einwirkung des Windes auf die Neigung der Meeresoberfläche. Sos. Scient. Fennica. VI. 14. 1932.
22. Sandstrøm, J. W. og Helland-Hansen, B. Ueber die Berechnung von Meeresströmungen. Report on Norw. Fish. and Mar.-Invest. Vol.II. No.4. 1902.
23. Sund, Oscar. Colometry at Sea, with a discription of a new Colorimeter. Journ. Conseil. Vol. VI. Nr. 2, 1931.

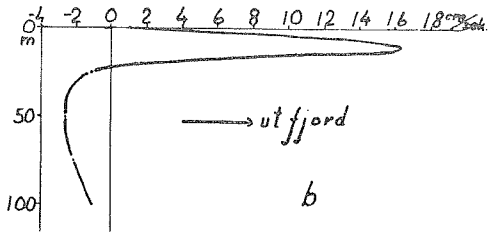
PL. I.


st405
st404
st403
Snitt I
10-VI-1934
a
st403-st404
st404-st405
ut fjord.
b
S‰
c
t°C.
d
e
f
g
h.

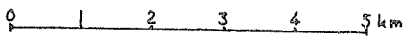

st.409
st.410
st.411
Δα
Snitt II
11-VI-1934
a.
ut fjord
st.409-st.410
st.410-st.411
b
0 1 2 3 4 5 km.
S‰
c
t°C.
d.
O_2 cm³/l
e
O_2 %
f
pH
g
P_2O_5 mg/m³
h

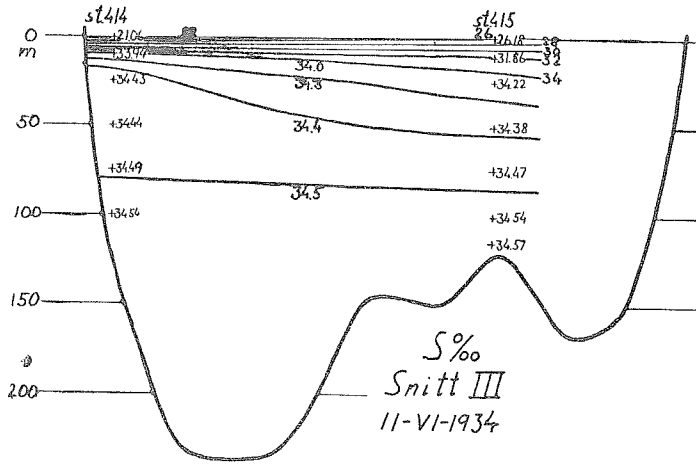

st414
st415
0 m
50
100
150
200
1000
800
600
400
200
100
90
80
70
+85
+83
+79
+72
+84
+75
+69
+66
Δα 10⁻⁶m³/1000m
Snitt III
11-VI-1934

a

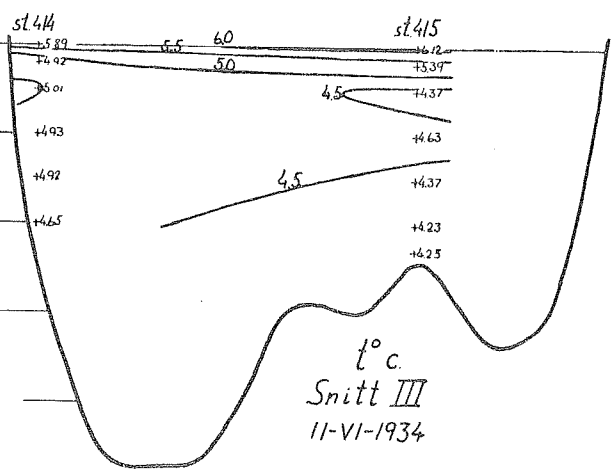

-4 -2 0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 cm/sek
0 m
50
100
ut fjord

b

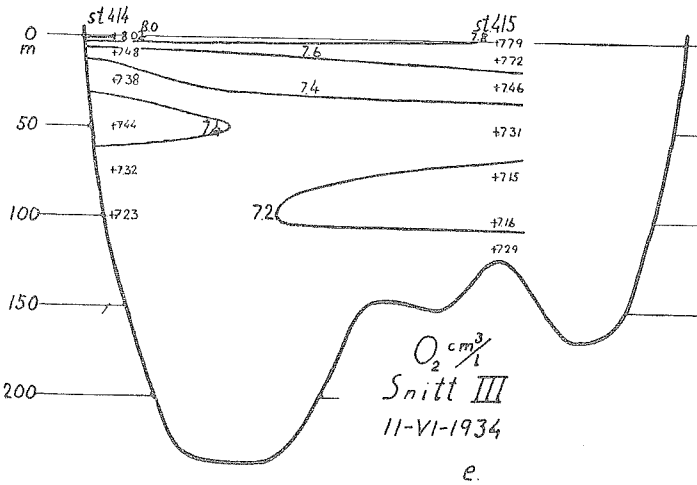

0 1 2 3 4 5 km


st414
st415
0 m
50
100
150
200
34.0
34.3
34.4
34.5
+34.45
+34.44
+34.49
+34.54
+34.22
+34.38
+34.47
+34.54
+34.57
S‰
Snitt III
11-VI-1934

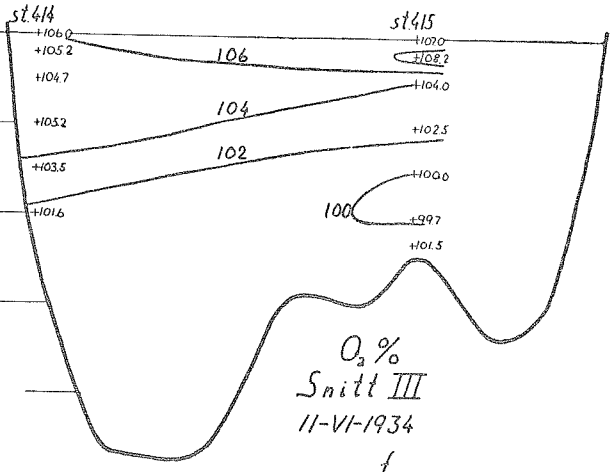
c.


st414
st415
60
5.5
5.0
4.5
4.5
+5.89
+4.92
+5.01
+4.93
+4.92
+4.65
+6.12
+5.39
+4.37
+4.63
+4.37
+4.23
+4.25
t° C.
Snitt III
11-VI-1934

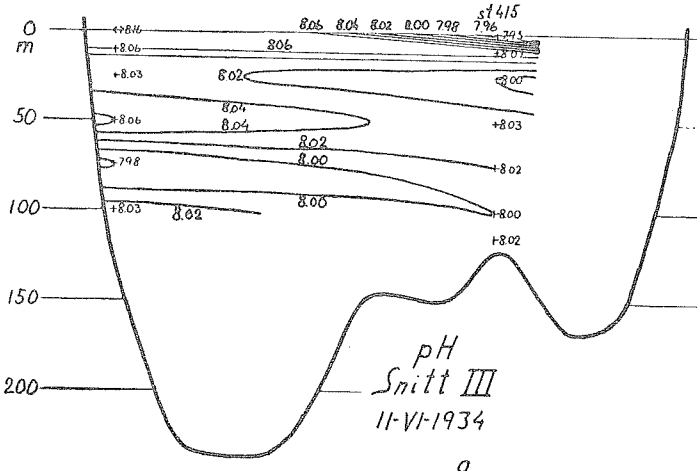
d


st414
st415
0 m
50
100
150
200
7.6
7.4
7.4
7.2
+7.48
+7.38
+7.44
+7.32
+7.23
+7.79
+7.72
+7.46
+7.31
+7.15
+7.16
+7.29
O₂ cm³/l
Snitt III
11-VI-1934

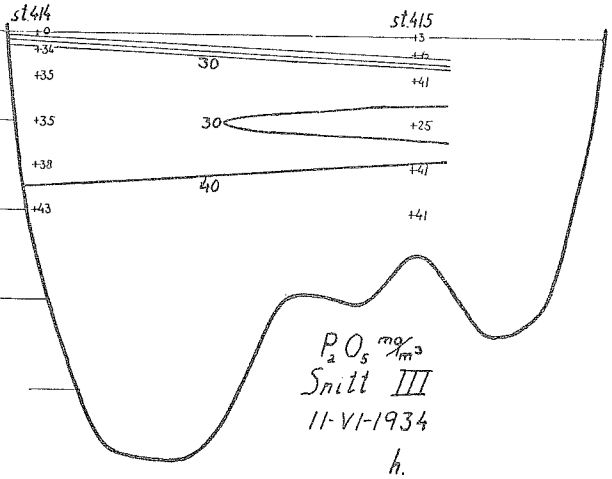
e.


st414
st415
106
104
102
100
+106.0
+105.2
+104.7
+105.2
+103.5
+101.6
+107.0
+108.2
+104.0
+102.5
+100.0
+99.7
+101.5
O₂ %
Snitt III
11-VI-1934

f.

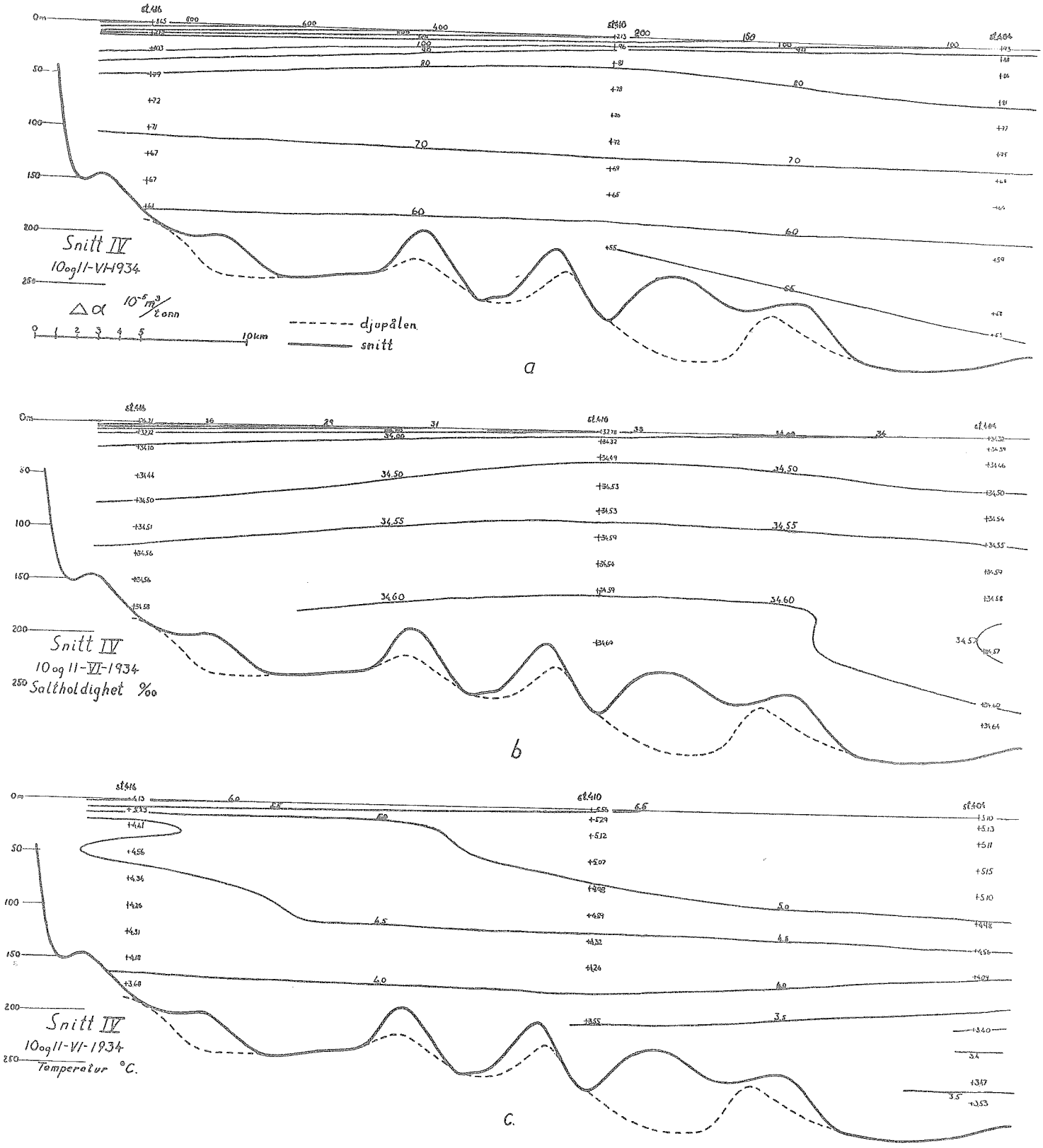

st415
0 m
50
100
150
200
8.06
8.04
8.02
8.00
7.98
7.96
+8.16
+8.06
+8.03
+8.06
+8.03
+8.03
+8.02
+8.00
+8.02
pH
Snitt III
11-VI-1934

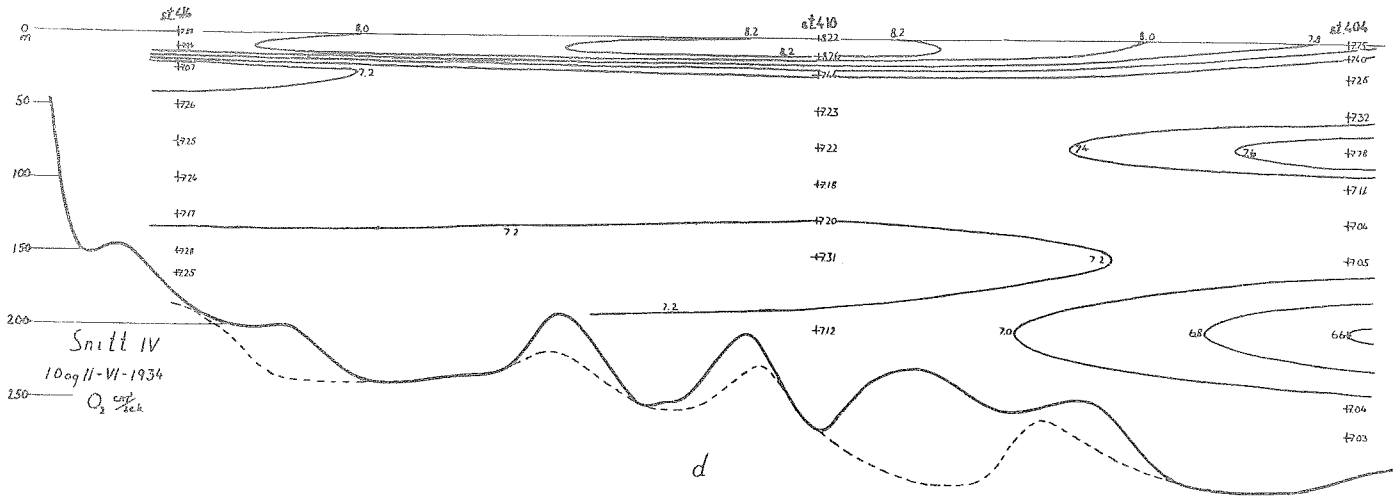
g.


st414
st415
30
30
40
+34
+35
+35
+38
+43
+41
+25
+41
+41
P₂O₅ m%/m³
Snitt III
11-VI-1934

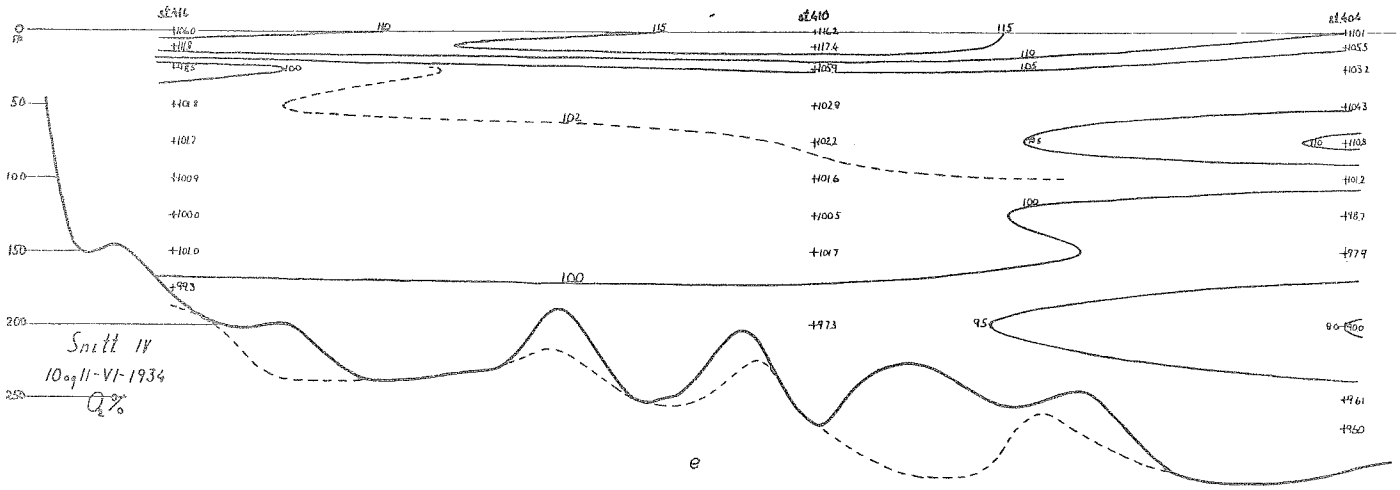
h.

PL. IV.

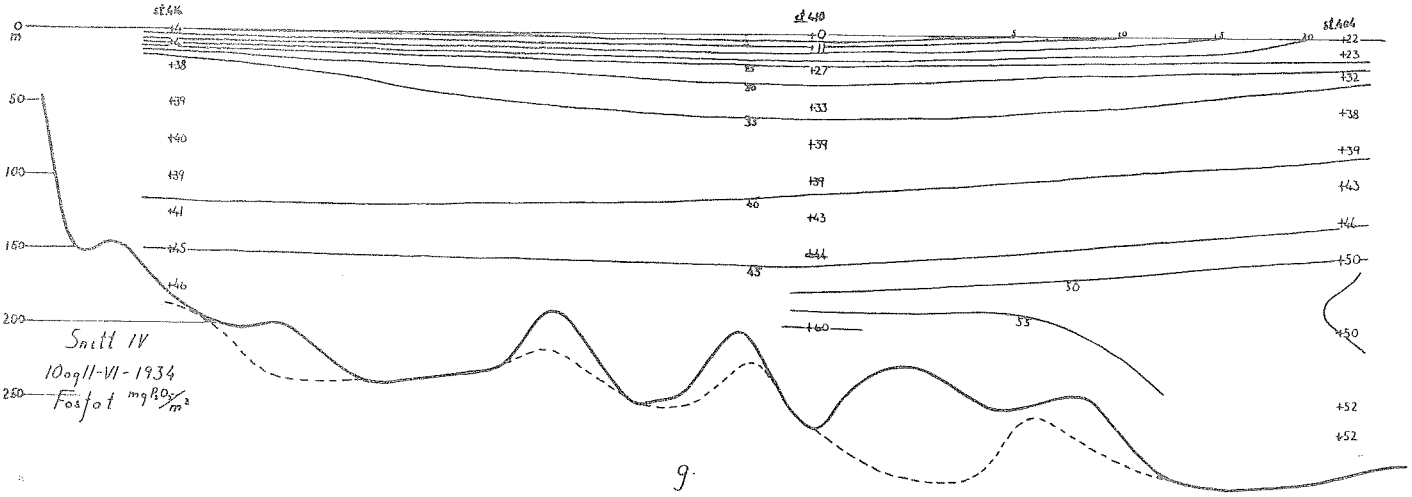

Snitt IV
10 og 11-VI-1934
Δα 10⁻⁵ m³/tonn
djupålen
snitt
a
Snitt IV
10 og 11-VI-1934
Saltholdighet ‰
b
Snitt IV
10 og 11-VI-1934
Temperatur °C.
c.


st 416
st 410
st 404
Snitt IV
10 og 11-VI-1934
O_2 cm³/dck

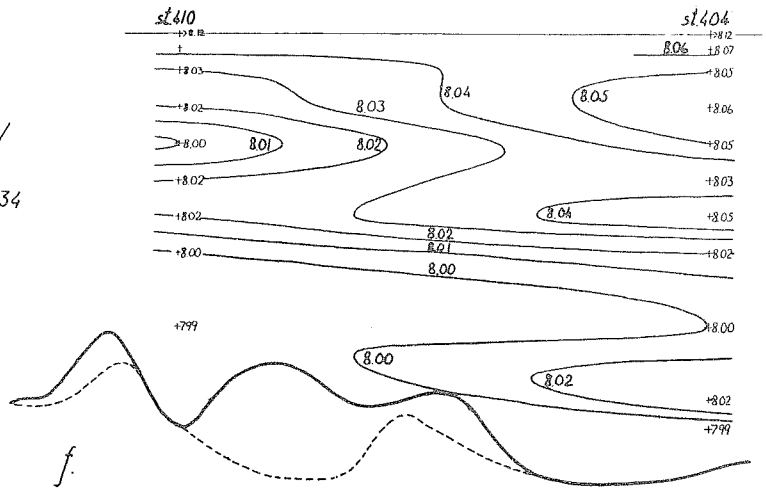
d


st 416
st 410
st 404
Snitt IV
10 og 11-VI-1934
O_2 %

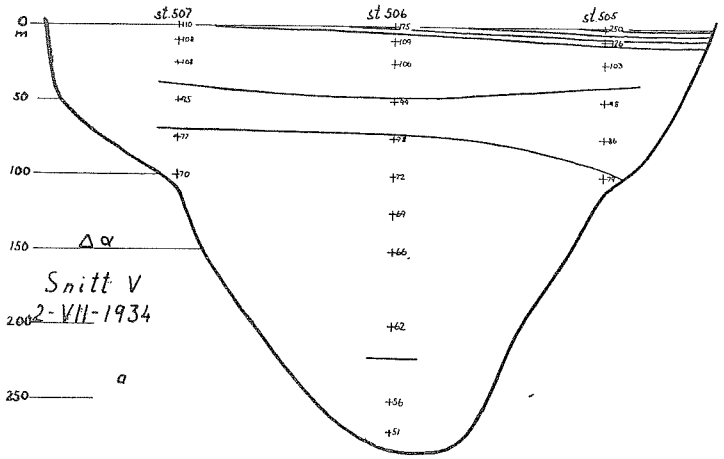
e

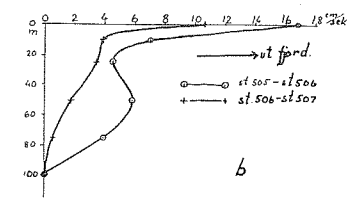

st 416
st 410
st 404
Snitt IV
10 og 11-VI-1934
Fosfat mg PO_4/m³

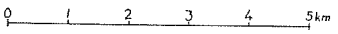
g

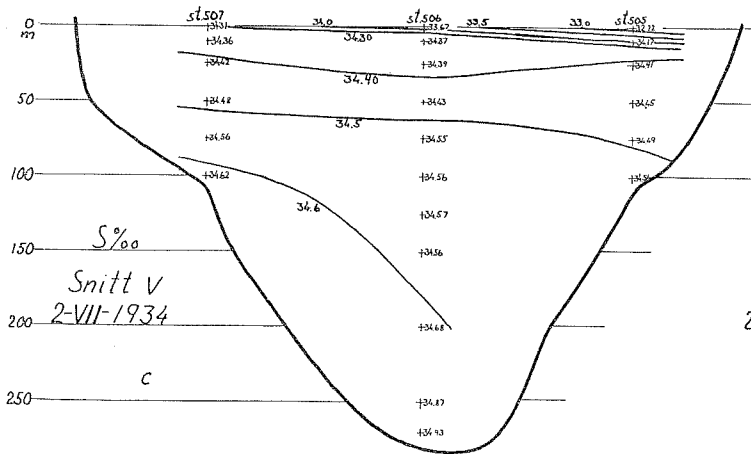

st 610
st 404
Snitt IV
10 og 11-VI-1934
pH

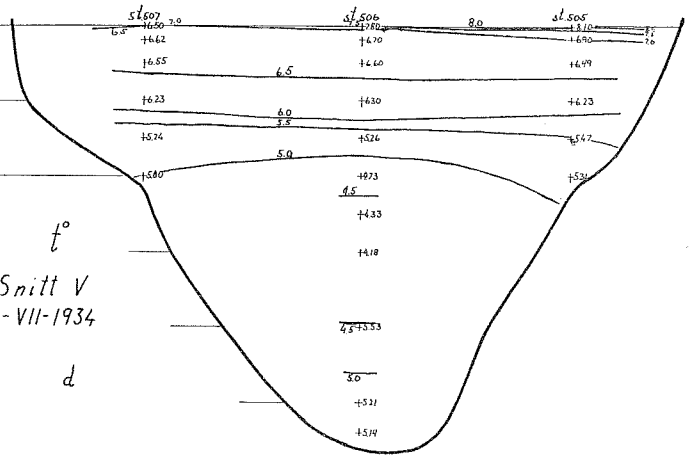
f

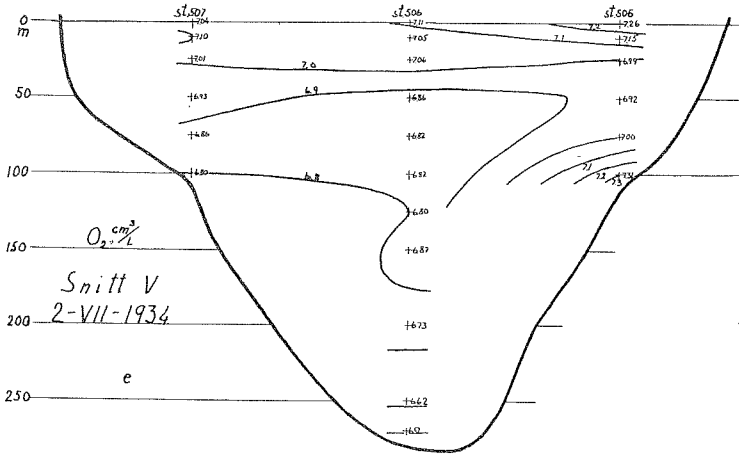

st.507
st.506
st.505
Δα
Snitt V
2-VII-1934
a

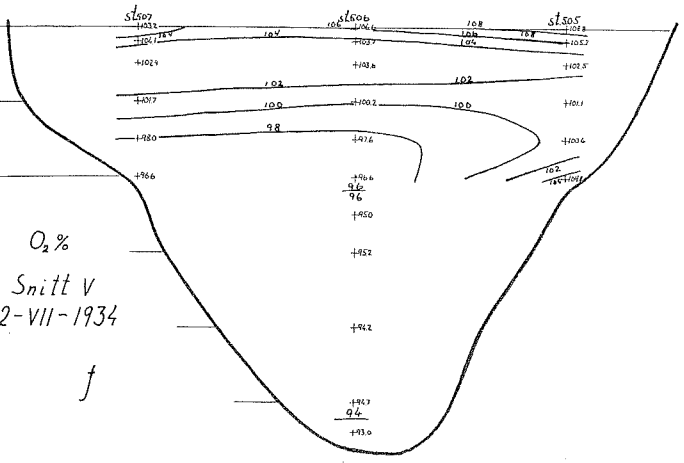

ut fjord.
st 505-st 506
st 506-st 507
b

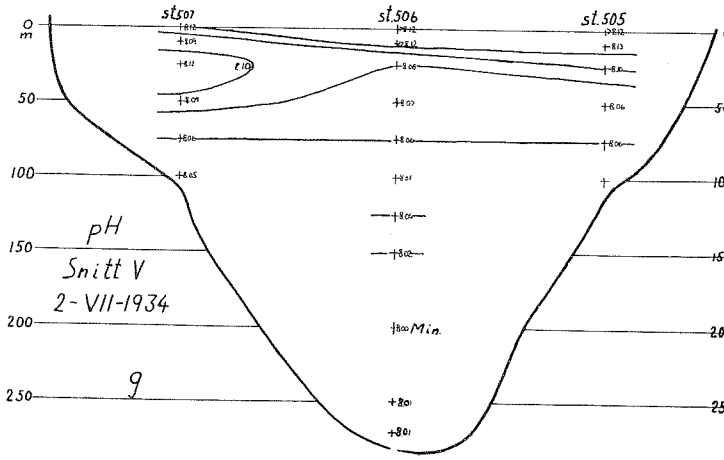

0 1 2 3 4 5km

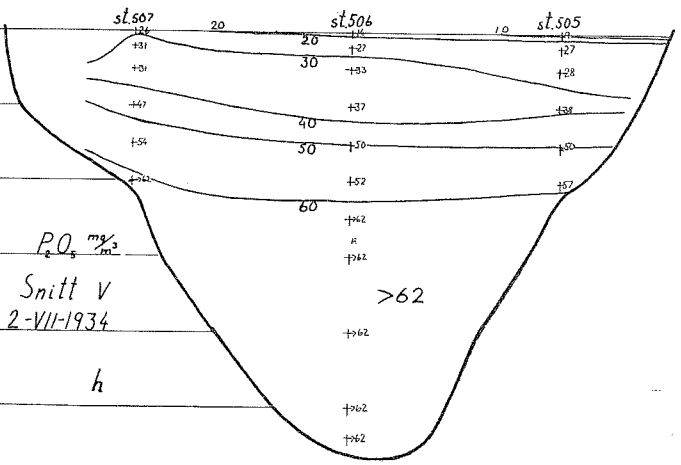

st.507
st.506
st.505
S‰
Snitt V
2-VII-1934
c

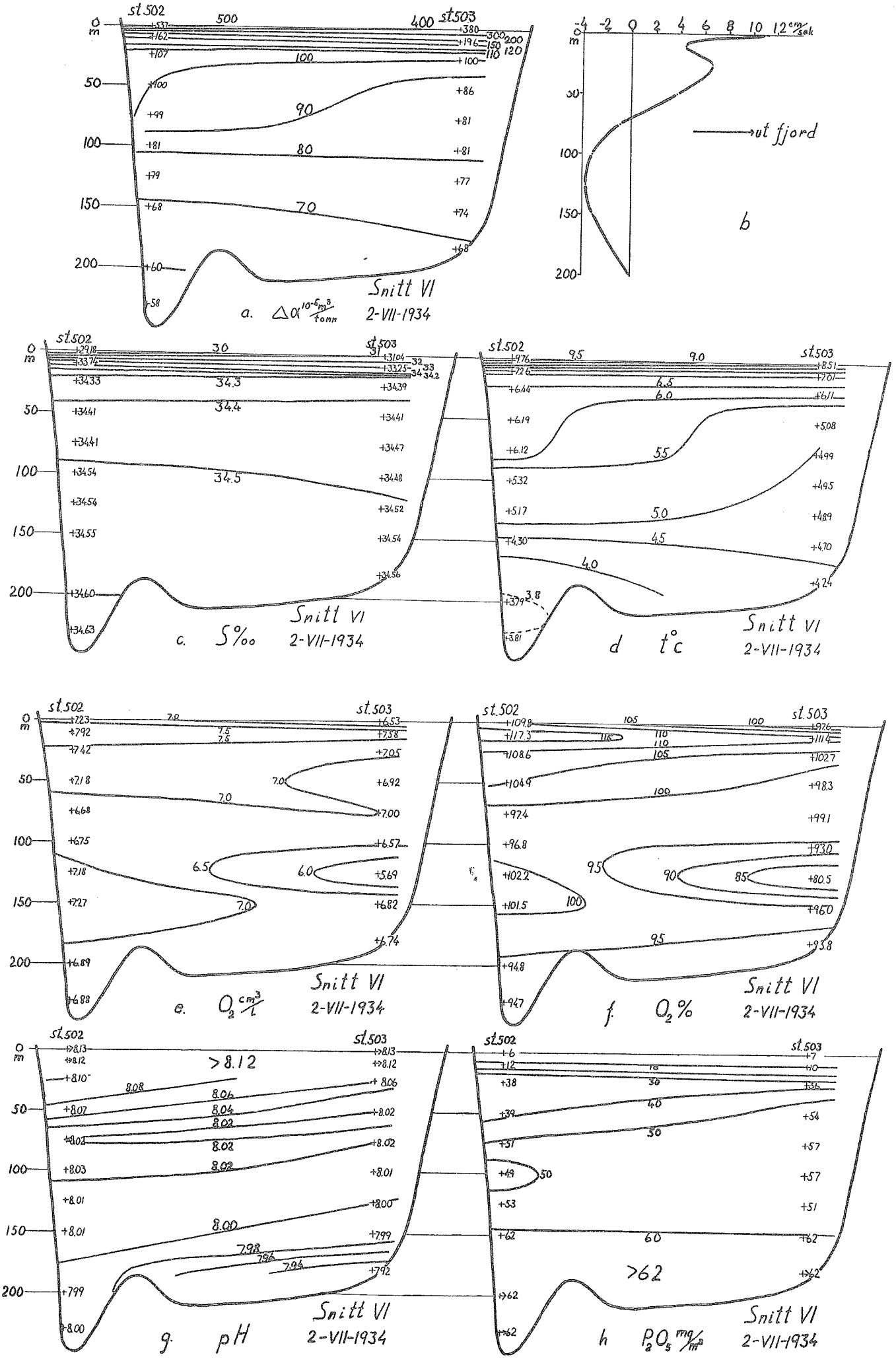

st.507
st.506
st.505
t°
Snitt V
2-VII-1934
d

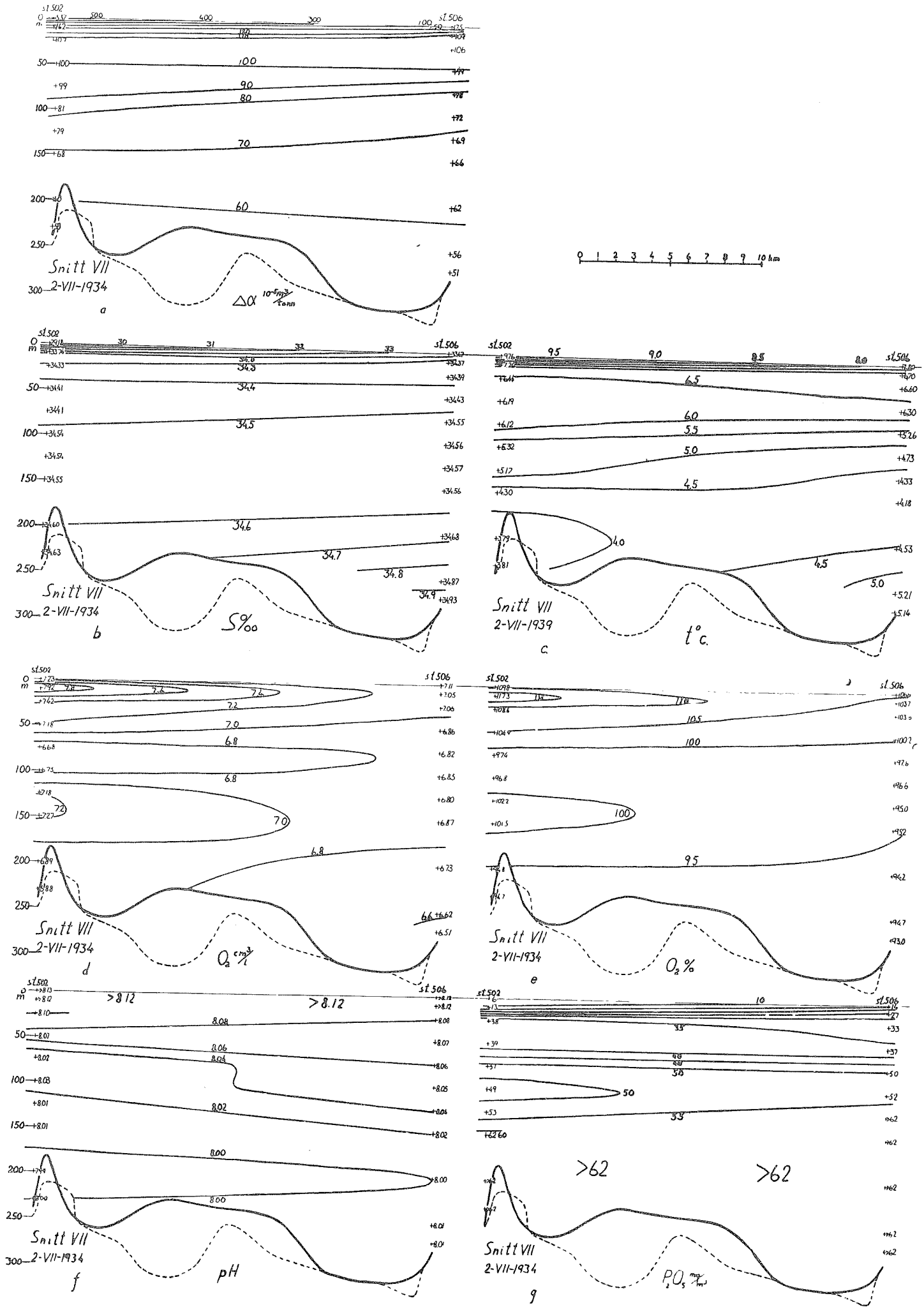

st.507
st.506
st.506
O2 cm³/L
Snitt V
2-VII-1934
e

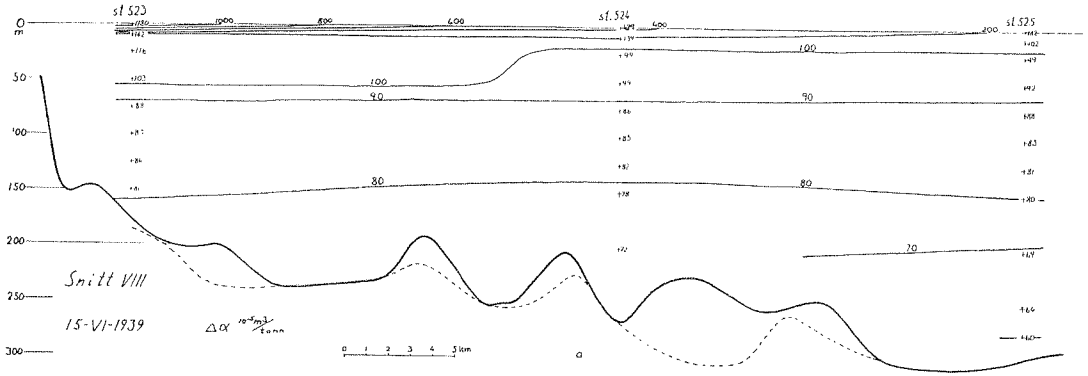

st.507
st.506
st.505
O2 %
Snitt V
2-VII-1934
f

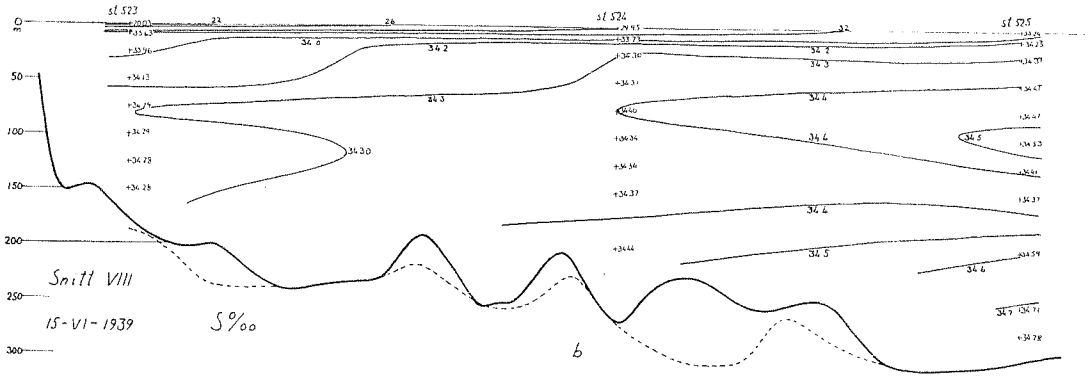

st.507
st.506
st.505
pH
Snitt V
2-VII-1934
g

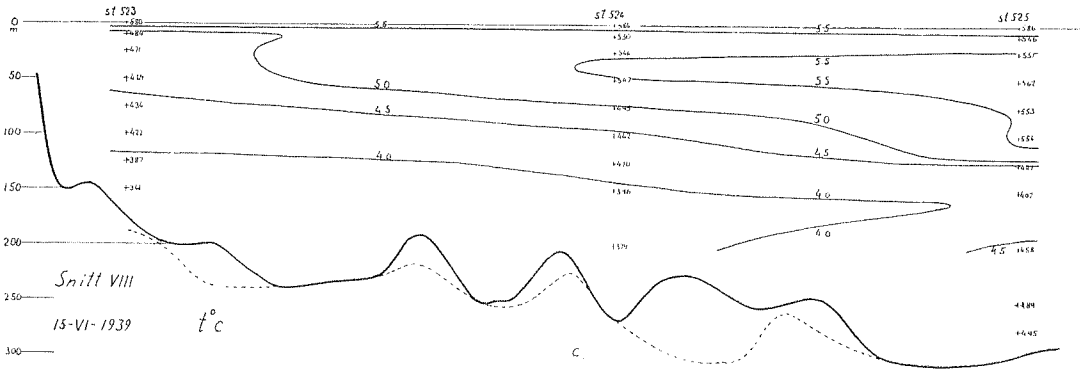

st.507
st.506
st.505
P2O5 mg/m³
Snitt V
2-VII-1934
>62
h

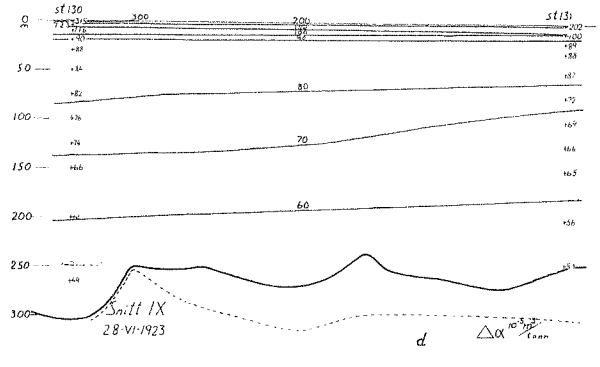

st.502
st.503
Snitt VI
a. Δα 10⁻⁶ m³/tonn 2-VII-1934
ut fjord
b
c. S‰ 2-VII-1934
d t°C 2-VII-1934
e. O₂ cm³/l 2-VII-1934
f. O₂ % 2-VII-1934
g. pH 2-VII-1934
h P₂O₅ mg/m³ 2-VII-1934

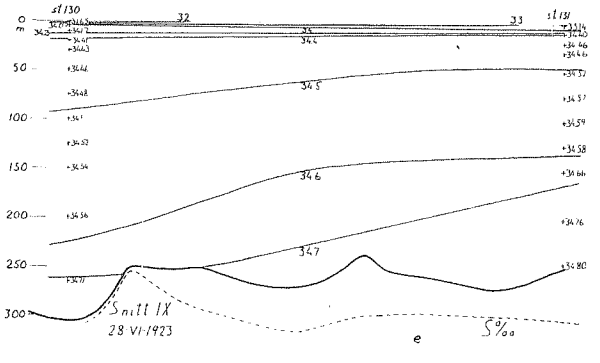

Snitt VII
2-VII-1934
a
Δα
b
S‰
2-VII-1939
c
t°c.
d
O_2 cm³/l
e
O_2 %
f
pH
g
PO_4 mg/m³
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 km

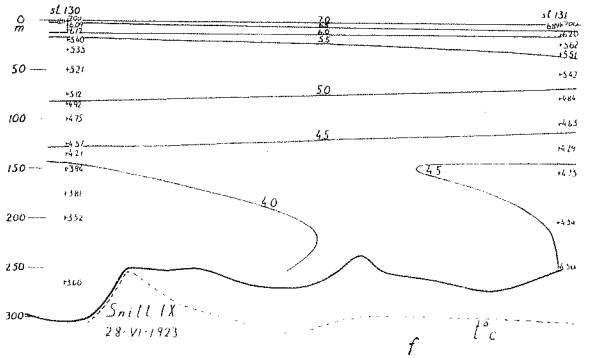

st 523
st 524
st 525
Snitt VIII
15-VI-1939
Δα
a


st 523
st 524
st 525
Snitt VIII
15-VI-1939
S‰
b


st 523
st 524
st 525
Snitt VIII
15-VI-1939
t°c
c


st 130
st 131
Snitt IX
28-VI-1923
d
Δα


st 130
st 131
Snitt IX
28-VI-1923
e
S‰


st 130
st 131
Snitt IX
28-VI-1923
f
t°c