

NORGES VASSDRAGS- og ELEKTRISITETSVESEN

HYDROLOGISK AVD.

J5FORHOLD
/
NORSKE VASSDRAG

Kompendium
utarbeidet ved Jskontoret

OSLO, 1969

FORORD

Dette kompendium er kommet i stand etter anmodning fra fagsjef Jakob Otnes, Hydrologisk avdeling. Det er hovedsakelig et sammendrag av resultater fra isundersøkelser som Iskontoret har foretatt i løpet av de siste 20 år.

Rammen er ment å omfatte kunnskap og veiledning i isspørsmål for vannbyggingsingeniører, hydrologer og andre som arbeider med vassdragsreguleringer, utbygginger og drift av kraftverk, hvor isforholdene spiller en vesentlig rolle.

Etter forslag fra generaldirektør dr.phil. F r. V o g t ble det i 1950 konstituert et O f f e n t l i g i s u t v a l g. Utvalget har vært et rådgivende og koordinerende organ for isundersøkelser her i landet, samtidig som det har sørget for utdanning av personale og skaffet ekstra bidrag til dette formålet. Nåværende formen dr.phil. O l a f D e v i k har i alle år ydet verdifull bistand i arbeidet og har også gjennomgått dette manuskriptet.

Fra 1963 er det også etablert et samarbeid i isundersøkelser med V a s s d r a g s- og H a v n e l a b o r a t o r i e t, Trondheim.

Denne oversikten må på ingen måte betraktes som et avsluttende arbeid. Isproblemene i våre vassdrag er meget kompliserte og krever stadig nye og mer omfattende undersøkelser som igjen gir muligheter for å høste nye erfaringer og bedre fysikalsk grunnlag til vurdering av forholdene.

Statshydrologene H e l g e A r n e s e n, S y v e r R o e n og E g i l S k o f t e l a n d har gitt verdifulle bidrag til dette arbeid.

Edvigs V. Kanavin

INNLEDNING

I et land som Norge, som delvis består av store utstrakte høyfjellspartier og hvor klimaet viser så store motsetninger, har isproblemene kanskje større betydning enn i de fleste andre land.

For det første skaper isen særlige vanskeligheter for vannutbygging og drift av kraftverk, hindrer båttrafikk, forårsaker skader på veier, bruer og byggelser langs vassdrag og krever kostbare regulerings- og forbyggingsarbeider. Videre skaper isen visse ulemper for de hydrologiske observasjoner ute i distriktene og det videre kontorbehandling av det innsamlede observasjonsmateriale blir besværliggjort i høy grad.

På den andre siden er snø og is naturens midler for å beskytte jord og vannmasser mot sterk avkjøling om vinteren. På flere steder er isleggingen til stor nytte, t.eks. for vintertrafikk, tømmerlegging o.s.v.

Undersøkelser av isforholdene er derfor en sak av vesentlig samfunnsmessig betydning og de inngår nå som fast ledd i de hydrologiske undersøkelser som Vassdragsvesenets Hydrologiske avdeling foretar.

I årenes løp er det samlet inn en mengde observasjonsmateriale. Resultatene av undersøkelser er for det meste publisert i avdelingens rapportserie.

Innholdet i dette kompendium er delt i følgende 6 hovedavsnitt:

Kap. A. TERMISKE OG DYNAMISKE BETINGELSER FOR ISDANNELSE.

Dette er hovedsakelig utarbeidet etter Deviks tidligere publikasjon: "Oversikt over isproblemer i Norske vassdrag", avsnitt I, Oslo 1963. Noen resultater fra undersøkelser ved Vassdrags- og Havnelaboratoriet, Trondheim, og visse erfaringer fra iakttakelser på Island er tatt med.

Kap. B. ISFORHOLD I INNSJØER OG ROLIGE ELVEPARTIER.

Her er gitt en oversikt over temperatur- og isforhold i dype sjøer og store reguleringsmagasiner, og også fra undersøkelser i sjøer og utvidete elvepartier som gjennomstrømmes av betydelige vannmasser. Resultatene fra undersøkelser i Norefjord, Vestvannene i Telemark, fra Hallingdalselva og Krøderen, fra Storsjøen i Rendal og andre spredte målinger i innsjøer er omtalt i dette avsnitt.

Kap. C. ISFORHOLD I ELVER.

I dette avsnitt er gitt en orientering om islegging, vannstandsvariasjoner og stabilisering av isforholdene i strøme elver. Problemet med sarr- og bunnisproduksjon og akkumulering av ismassene i elveleiet er spesielt omtalt og vurdert. Avsnittet inneholder resultatene fra mangeårige iakttakelser og målinger i en rekke vassdrag på Østlandet, i Trøndelag og i Nordnorge. Erfaringer fra Thjòrså, Island, er tatt med.

Kap. D. ISPROBLEMER VED KRAFTVERKER, VANNVERKER OG DIVERSE REGULERINGSANLEGG.

Det har vært betydelige isvansker ved en rekke av våre kraftverk. Det er en del mindre, ikke helt godt byggede verk som stadig plages av isvansker, men også enkelte nye, store el.verk, t.eks. Røssåga, Glomfjord og Aura er under ugunstige værforhold utsatt for alvorlige isvansker, særlig i isleggingstiden. Tidligere har Devik gitt en orientering om dette i sin publikasjon: "Present Experience on Ice Problems Connected with the Utilization of Water Power in Norway!"

Diverse retningslinjer for å motvirke isvanskene er omtalt.

Kap. E. TRAFIKKMULIGHETER PÅ ISLAGTE SJØER OG ELVER.

Det foregår stor trafikk på islagte vann. Tungtrafikken utsetter isen for meget stor påkjenning og det inntreffer at isen ikke holder. I dette avsnitt er omtalt de faktorer som bestemmer isens fasthet og bæreevne og det er gitt

en orientering om diverse trafikkhindringer og ulemper. Videre er det gitt en kort orientering om muligheter for å påskynne isleggingen og forsterking av isdekket for tungtrafikk.

Kap. E. TILRETTELEGGING AV OBSERVASJONSMATERIALE FOR ISSTATISTIK OG PROG- NOSERING AV ISFORHOLDENE.

Dette avsnitt inneholder en kort beskrivelse av de metoder som Iskontoret bruker for bearbeidelse av observasjonsmaterialet. Det er også gitt noen eksempler på prognosering av forholdene, t.eks. hvilke forandringer en regulering og utbygging av et vassdrag kan medføre.

For hver kapittel er gitt en mere detaljert innholdsfortegnelse og et litteraturoversyn.

Det er nyttig å være oppmerksom på de enheter og størrelser som er brukt og det er gitt en oversikt over terminologien som er brukt for karakterisering av isforholdene og beskrivelse av diverse isarter.

a. Litt om de brukte enheter, størrelser og symboler.

Enhetene for varmestrøm er ofte forskjellige i fysikalsk, meteorologisk eller teknisk litteratur.

Geofysikerne bruker ofte enheten 1 Langley = 1 ly = 1 cal/cm² for varmetilførsel ved stråling, t.eks. 1 ly/min = 1 cal/cm², min.

For de som er vant til panelovner er det anskuelig å bruke watt pr. m² for varmestrøm; de er fortrolig med den varmen som leveres av en 1000 watts panelovn med ca. 1 m² overflate.

For praktisk bruk når det gjelder å beregne isproduksjonen i et vassdrag, har det vist seg å være hensiktsmessig å uttrykke varmestrømmen i kilokalorier pr. dekar pr. sek. Med utgangspunkt i forholdet 1 kW = 0,239 kcal/sek har vi 1 kcal/sek = 4,186 kW og 1 kWh = 860 kcal.

Vi noterer følgende sammenheng for de mest brukte varmeeenheter:

1 cal/cm ² , min.	svarer til	167 kcal/daa, sek.
1 cal/cm ² , time	" "	2,78 kcal/daa, sek.
1 kcal/m ² , time	" "	0,278 kcal/daa, sek.
1 kcal/daa, sek.	" "	4,186 W/m ²

dvs. 1 kcal/daa, sek. svarer omtrent til 4 watt pr. m².

Ved statistisk behandling av observasjonsrekker har vi, istedenfor det vanligvis brukte aritmetiske middel, anvendt s e n t r a l v e r d i e n (median). Medianverdien defineres som den midterste av de observerte verdiene, når disse

er ordnet etter størrelse. Like mange av de observerte eller målte verdier ligger da over som under denne.

Foruten medianen angir vi k v a r t i l v e r d i e n e - øverste kvartil (1.kv.) og nederste kvartil (2.kv.). Disse defineres som de midterste verdier i henholdsvis øvre og nedre halvdel av den ordnete rekken.

Disse verdiene sammen med ekstremene er kaldt for k a r a k t e r i s t i s k e d a t a for en observasjonsrekke.

b. Karakterisering av isforholdene. Diverse isarter

Isforholdene karakteriseres ved følgende betegnelser:

I s d a n n e l s e, i s l e g g i n g, i s l a g t, i s l ø s n i n g og i s f r i t t.

Med i s d a n n e l s e menes den dato da isen ble observert for første gang.

Med i s l a g t menes den dato da hele sjøen, elva eller bestemte deler av vassdraget er dekket av et sammenhengende isdekke.

Med i s l e g g i n g betegnes perioden mellom isdannelse og islagt.

Med i s l ø s n i n g menes den tid isoppbryting begynner, isen løsner fra land, strømdraget åpnes o.l.

I s f r i t t betegner avslutning av isperioden.

Når rent vann fryser dannes s t å l i s. Den er som regel klar, og glassaktig. Ved frost er stålisen sprø og fullstendig vannfri. Ofte inneholder den en mengde luftblærer (bløret is).

Når s ø r p e (vanntrukket snø) fryser dannes det s ø r p e i s. Den er ugjennomsiktig og ofte sterkt vannholdig. Løs sørpeis angis ofte som snøis.

I s d e k k e består av et eller flere islag. Det underste islag består som regel av stål is og er gjennomsiktig. Øverste islag dannes av sørpeis-ugjennomsiktig og vasstrukket. Under vekslende værforhold består overisen av flere lag, ofte med vann i mellom.

Med o v e r v a n n betegnes vann på isen.

R å k er sammenfattende betegnelse for åpent område eller renne i isen.

Strømråk - åpen renne ute i strømdraget. L a n d r å k eller s t r a n d - r å k - åpen renne langs stranden.

I elver som renner i stryk dannes det diverse isarter som har felles navn - u n d e r v a n n s i s.

Uansett i hvilken form undervannsisen oppstår vil den være svært egenartet, og den skiller seg sterkt ut fra vanlig krystallinsk stålis.

S a r r - sammenfattende benevnelse for iskrystaller (isnåler) dannet i vannet og for svampaktig vannholdig masse som flyter i vannet (flytende sarr) eller som har samlet seg under et isdekke.

B u n n i s - svampet is på elvebunnen eller på faste gjenstander i vannet. Strukturen kan variere meget, avhengig av vannhastigheten og graden av underkjølingen. Et bunnislag kan etter hvert forandres ved omkrystallisering så nydannet bunnis kan se noe annerledes ut enn eldre bunnis.

Det bør nevnes at ikke bare bunnisen, men alle typer av islegging i en elv, henger nøye sammen med størrelsen av vannhastigheten og underkjølingsgraden på vedkommende elvestrekning.

D r i v i s - sammenfattende betegnelse for isflate, flytende sarr og løs bunnis som driver med strøm nedover.

I s f r o n t - grense hvor drivisen stanser.

I s g a n g - sammenfattende betegnelse for vinter- og vårisganger når isen blir brutt opp og ismassene føres nedover med en flombølge.

I s o p p s t u v i n g - etter en isgang kan ismassene komme til ro visse steder og hever vannstanden betydelig.

Kap. A.

TERMISKE OG DYNAMISKE BETINGELSER
FOR ISDANNELSE.

Innhold	Side
I. <u>Oversikt over varmetilførsel og varmetap</u>	1
1. Direkte solstråling og diffust dagslys	1
2. Inn- og utgående langbølget varmestråling. Effektiv utstråling	5
3. Beregning av varmetapet ved utstråling	6
4. Varmetap ved fordampning og luftveksling (konveksjon)	8
5. Samlet varmetap fra en nullgraders vannflate	11
6. Varmetilførsel fra elvens bunn, event. tilførsel av grunnvann, og oppvarming av vannet i strøelver ved omsetning av fallenergien	14
II. <u>Betingelser for dannelselse og vekst av iskrystaller</u>	17
1. Underkjøling av vannoverflaten	17
2. Faste krystallisasjonskjerner	18
3. Opptreden av strømminger	19
III. <u>Statisk og dynamisk isproduksjon</u>	21
1. Islegging i stille eller langsomt rennende vann (Statisk isdannelselse)	21
2. Isdannelselse i hvirvlende vann (Dynamisk isproduksjon)	23
<i>Litteraturoversyn</i>	26

1. Oversikt over varmetilførsel og varmetap

Isdannelse og isproduksjon i våre vassdrag foregår ved et samspill mellom følgende varmeprosesser:

1. Innstråling og utstråling.
2. Fordampning og varmeutveksling med luften (konveksjon).
3. Varmeledning fra bunnens materiale, event. tilførsel av grunnvann.
4. Oppvarming av vannet i strømløse elver ved omsetning av fallenergi.

I det følgende er gitt en kvantitativ betraktning av disse.

1. Direkte solstråling og diffust dagslys.

Når strålingen fra solen kommer inn i jordens atmosfære, representerer den en varmestøm (målt på en flateenhet loddrett på strålingen) av størrelsen $S = 2 \text{ cal/cm}^2 \text{ min.} = 333 \text{ kcal/daa, sek.}$ S kalles solkonstanten.

Den varmemengde som kommer fra solen for de forskjellige områder, avhenger av breddegrader, av atmosfærens tilstand, og av underlagets beskaffenhet, om det er land, vann eller is og snø. Underlaget absorberer en stor del av solenergien som kommer på jordoverflaten og varmer igjen de aller nederste luftlag. Eksempelvis kan nevnes at i en klar januardag med solhøyde 10° , kl. 12 vil en flate loddrette solstråler motta ca. $143 \text{ kcal/daa, sek.}$ (ca. 600 W/m^2) og en horisontal flate ca. $25 \text{ kcal/daa, sek.}$ (ca. 100 W/m^2). Fra en snøflate blir mesteparten reflektert.

Skydekke spiller særlig rolle på innstrålingen, og det er stor forskjell på virkningen av de lave og tette skyer, og de høye og tynne. Hvis en flyr gjennom et skydekke får en tydelig demonstrert hvor sterkt skyene svekker lyset.

Den samlede innstråling av direkte sollys og diffust dagslys kalles vanligvis for globalstrålingen, og den blir målt med spesielle registreringsinstrumenter som kalles aktinografer.

I 1956 offentliggjorde Werner Johannessen en avhandling (Litt. 5) hvor det er bearbeidet et stort observasjonsmateriale og beregnet tabeller over globalstrålingen for hver måned på skyfrie dager, og for breddegrader mellom 59° og 70° N. br.

I følgende tabell 1 er oppgitt globalstrålingen for noen få karakteristiske steder, Lillehammer ($61,2^\circ$), Mo i Rana ($66,3^\circ$) og Alta (70° N.br.), beregnet etter Werner Johannessens tabeller.

Tabell 1. Gjennomsnittlig globalstråling i døgnet
 mot en horisontal flate beregnet etter empirisk formel $S = (1,34 - 0,107 \bar{N})\bar{S}$ hvor $\bar{N}$ er midlere skydekke i måneden og $\bar{S}$ er midlere globalstråling ved skyfri himmel.

Stasjon	A kcal/m ² , dogn				B kcal/daa, sek.			
	des.	jan.	febr.	mars	des.	jan.	febr.	mars
<u>Klart</u>								
Lillehammer	248	387	1060	2763	3	4	12	32
Mo i Rana	21	104	553	2132	3	1	6	25
Alta	0	0	305	1720	0	0	4	20
<u>Overskyet</u>								
Lillehammer	81	123	316	730	0	1	4	8
Mo i Rana	6	28	149	570	0	0	2	7
Alta	0	0	82	460	0	0	0	5
<u>Midlere skydekke</u>								
Lillehammer	144	255	730	2075	2	3	8	24
Mo i Rana	14	70	310	1175	0	1	4	14
Alta	0	0	182	1405	0	0	2	16
<u>Soldagens lengde</u>								
Lillehammer	6	6	8	12	Merknad: A-uttrykt i kcal/m ² , dogn B-beregnet som jevnt fordelt i døgnet og uttrykt i kcal/daa, sek. Multipl. med 4,186 fåes W/m ²			
Mo i Rana	2	4	7	12				
Alta	0	0	10	12				

Tabellen er inndelt i 3 deler: Førstedel gir globalstrålingen ved skyfri himmel, annen del gir strålingen ved helt overskyet himmel og tredje del gir den midlere stråling pr. dogn for vedkommende stasjon i perioden 1901-30.

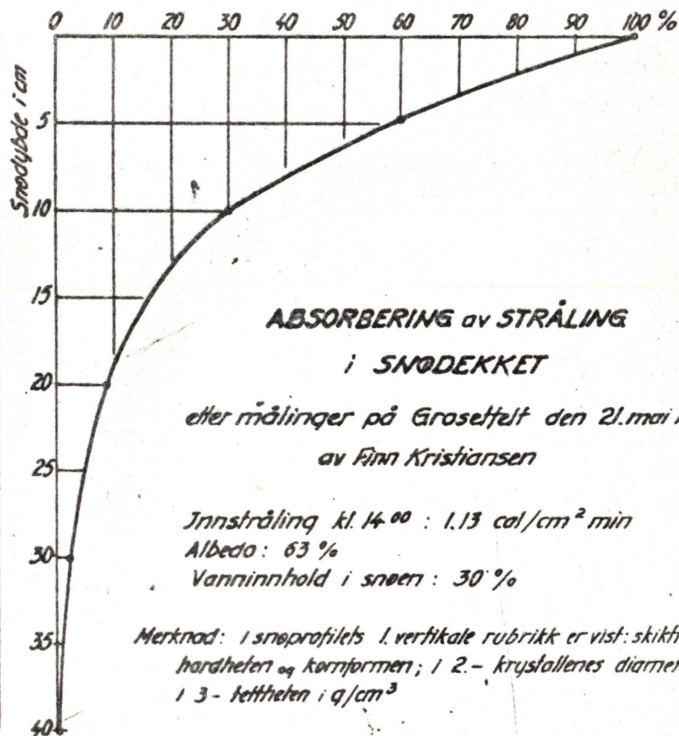
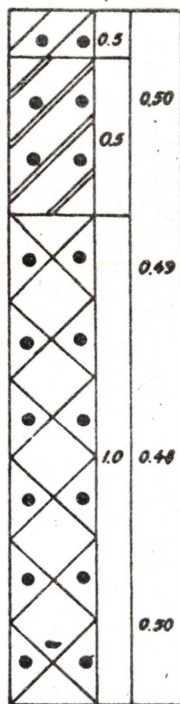
Nederst i tabellen er ført opp soldagens lengde. Dividerer man varmetilførselen under A med soldagens lengde, får man den midlere tilførsel av sol-lys i kcal/m², time når solen er oppe.

Verdiene i tabellen viser at globalstrålingen gir meget liten varmestråling i desember og januar, men allerede i februar er den blitt vesentlig større og i mars begynner innstrålingen på skyfri dager å bli av samme størrelsesorden som varmetapet p.g.a. utstråling, fordampning og konveksjon.

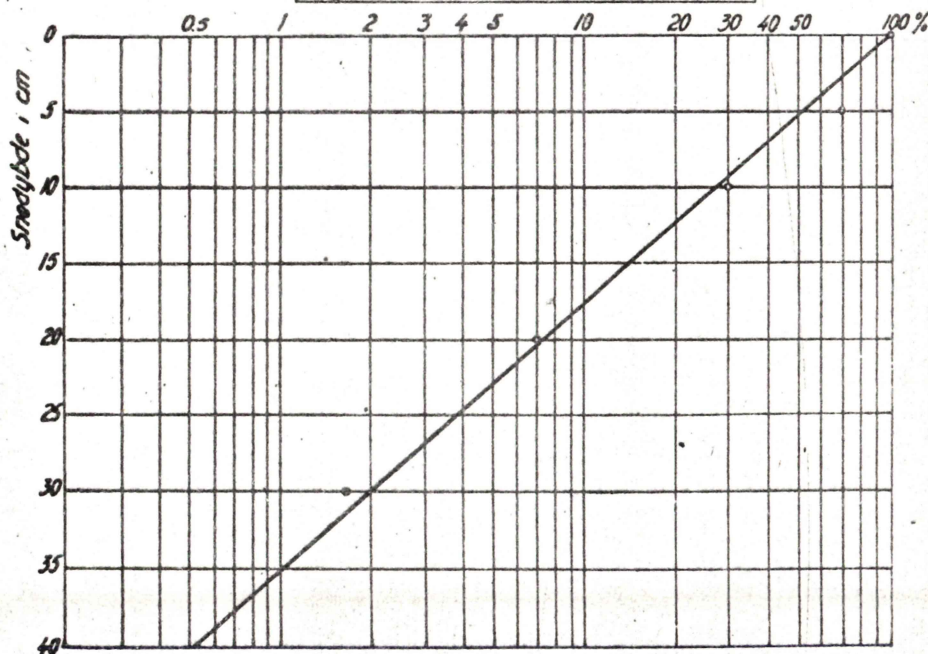
Det må bemerkes at tabellen er beregnet under forutsetning av at den bestrålte horisontale flate absorberer all innfallende stråling. I virkeligheten vil overflaten reflektere største del av strålingen. T.eks. nysnø reflekterer således 80-90 %, gammelsnø 40-70 %, smeltende snø 30-40 %, klar snøfri is 10-20 % og vann 8-10 %.

Fig. 1

Sneprofil:



$$J_z = J_0 \cdot e^{-kz}; \quad k = 0.13 \text{ cm}^{-1}$$



Hvis et is- eller snøskikt ΔZ er utsatt for en stråling med intensitet J vil skiktet absorbere en energimengde

$$\Delta J = -k J \Delta Z$$

dvs., den absorberte strålingsenergi ΔJ er proporsjonal med innstrålingen J og skiktets tykkelse ΔZ . Eller :

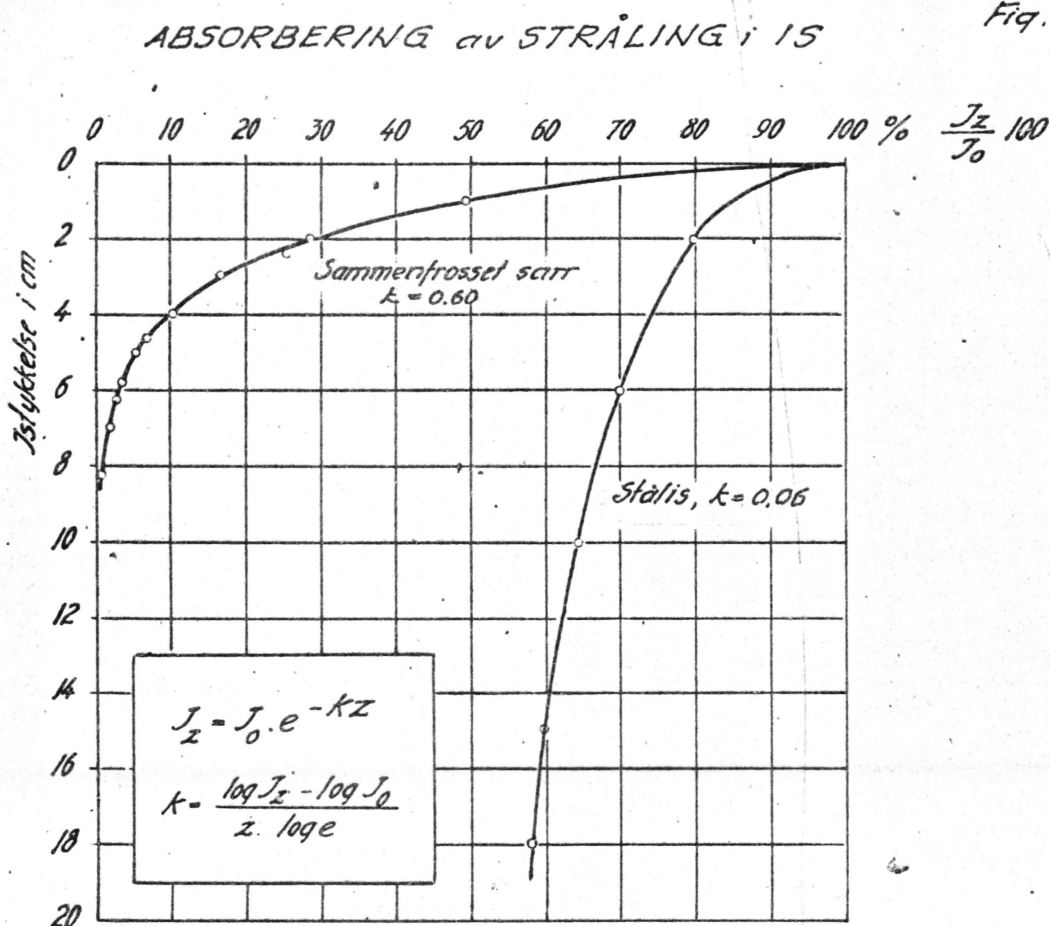
$$J_z = J_0 \cdot e^{-kz}$$

hvor J_z er strålingsintensiteten i dybdeb z fra is- eller snøoverflaten, J_0 er innstrålingen på overflaten, k er absorpsjonskoeffisient og e er grunntallet i den naturlige logaritme.

På fig. 1 er gitt et eksempel fra en undersøkelse om absorbering av solstråling i snødekket målt ved Mjøsvatn, januar 1957.

Måleresultatene viser at strålinger trenger ned i snølaget inntil ca. 40 cm. Hvis snødekket blir tynnere enn 40 cm, går noe av strålingen ned til bakken og absorberes der.

På fig. 2 er vist måleresultater for absorbering av innstrålingen i stålis og sammenfrosset sarr.



Absorbering av stråling i is er i høy grad avhengig av isens beskaffenhet. Absorpsjonsevnen for sammenfrosset sarr er mange ganger større enn for ren, krystalinisk stålis.

2. Inn- og utgående langbølget varmestraling Effektiv utstraling.

Strålingen fra solen, både den direkte og den spredte, er en kortbølget stråling i området $0,2 - 3\mu$ maksimum omkring $0,6\mu$

Fra jordoverflaten pågår det ustanselig, dag og natt, en langbølget varmestraling ut mot atmosfæren og himmelrommet. Strålingen omfatter området $3 - 60\mu$ med maksimum ved ca. 10μ . Men både dag og natt mottar jordens overflate fra atmosfæren en varmestraling av samme art, som kalles *atmosfærens motstraling*. Forskjellen mellom den utgående og den inngående stråling blir den *effektive utstraling*.

På følgende fig. 3 er gitt en skjematisk oversikt etter Devik (Litt. 1) over innstråling og utstråling for en vann- eller tynt isflate om dagen

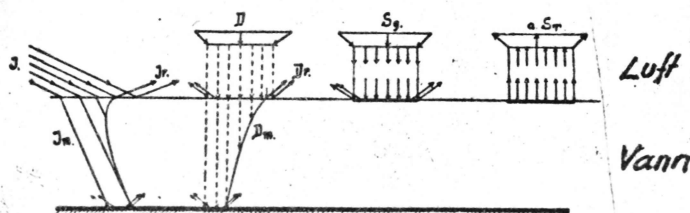


Fig. 3. Skjematisk fremstilling av innstråling og utstråling for en vannflate om dagen. Om natten forsvinner lysstrålingen og bare figurens høyre halvdel gjelder.

Eksperimentelle og teoretiske undersøkelser viser at absorbering og utstråling av langbølgede solstråling fra en vannflate foregår på samme måte som fra jordoverflaten. En helt annen innvirkning observeres ved kortbølget stråling. I jordoverflaten absorberes den i et ganske tynnt lag, men i vannet trenger den inn til forholdsvis stor dybde.

I vedlagte tabell er vist solstrålingens energifordeling i vannet (fra russisk litteratur).

Strålingens bølgelengde μ	Vannlagets tykkelse i cm								
	0	0,001	0,01	0,1	1	10	100	1000	10000
0,2-0,6	237,0	237,0	237,0	237,0	236,9	236,2	229,4	172,9	13,9
0,6-0,9	359,7	359,7	359,7	359,0	353,4	304,9	128,6	9,5	-
0,9-1,2	178,8	178,8	178,8	172,2	122,8	8,2	-	-	-
1,2-1,5	86,6	86,1	81,1	63,3	17,1	-	-	-	-
1,5-1,8	80,0	78,2	63,7	27,0	-	-	-	-	-
1,8-2,1	25,0	23,0	10,9	-	-	-	-	-	-
2,1-2,7	7,2	6,3	2,0	-	-	-	-	-	-
2,7-3,0	0,4	0,2	-	-	-	-	-	-	-
Sum	1000,0	993,7	952,1	859,6	730,2	549,3	358,0	182,4	13,9

Av direkte solstråling J blir en del, J_r reflektert av overflaten, en annen del, J_m trenger inn i vannet, mens den etterhvert svekker (absorberes) mot bunnen, hvor resten for størstedelen absorberes. Likedan går det i hovedtrekk med den innfallende diffuse lysstråling D .

Av atmosfærens motstråling S_g vil en vannflate reflektere bare 5 %, mens 95 % blir absorbert i et meget tynt overflatelag. En meget viktig følge av dette er at vann og klar is, som slipper meget lysstråling gjennom, er praktisk talt ugjennomtrengelig for varmestråling. Et vannlag på bare et par hundredels millimeters tykkelse absorberer alt. Til gjengjeld vil det samme tynne overflatelaget sende ut den langbølgete varmestråling, utstråling: $a. S_T$.

En isflate viser de samme egenskaper som vann ovenfor langbølget varmestråling. En snøflate absorberer ennå bedre enn vann. Den absorberer praktisk talt fullstendig all innfallende varmestråling og sender ut varmestråling på samme måte som en fullkommen "sort" stråler.

3. B e r e g n i n g a v v a r m e t a p e t v e d u t s t r å l i n g.

Her kommer bare i betraktning det aller ytterste tynne lag av vannet. Det fins ingen utstråling fra større dyp i vannet, og noen avkjøling av de dypere vannlag eller av bunnen må av den grunn ansees som utelukket.

Den varmestråling som går ut fra et horisontalt flateelement er avhengig av elementets temperatur og emisjonsevne, og den kan beregnes ut fra Stefan - Boltzmanns lov:

$$S_T = 4.91 \cdot 10^{-9} T^4 \text{ cal/cm}^2, \text{ time} \\ = 13.6 \cdot 10^{-9} T^4 \text{ kcal/dag, sek.}$$

Vanligvis regner man med at jordoverflaten og det nærmeste luftlag har samme temperatur. Brutto-utstrålingen følger da av formelen.

Atmosfærens motstråling avhenger av atmosfærens temperaturforhold, av hvordan lufttemperaturen og vanndamptrykket varierer med høyden, og fremfor alt av skydekktet, både av skyenes art og av deres høyde.

For den effektive utstråling fra en sort flate ved klar himmel har Ångström (1927) beregnet en empirisk formel hvor det er forutsatt 1) at den sorte flate har samme temperatur som jordoverflaten og luften nær den, og 2) at atmosfæren har en "normal" fordeling av temperatur og vanndamp. På grunnlag av denne formel har Devik (Litt. 7) beregnet den effektive utstråling fra en begrenset vannflate (t.eks. en elveflate) som har en annen temperatur t_v enn den omgivende jordoverflate. Når en antar at jordoverflaten har samme temperatur som lufttemperatur t_e blir den effektive utstråling:

$$S_i = 30(1 - 0.09 N_{10}) + 1.05(t_v - t_e) \text{ kcal/daa, sek}$$

(N_{10} - skydekke i skala 0-10)

$$\text{For } N_{10} = 0 \text{ og } t_v = 0 \quad S_{01} = 30 - 1.05 \cdot t_e$$

Eksempelvis i klarvær ($N=0$) og ved lufttemperatur -20°C gir formelen at utstråling fra nullgraders vann vil være

$$S_{01} = 30 + 20 = 50 \text{ kcal/daa, sek}$$

Da man er interessert i å kunne bruke de vanlige meteorologiske observasjoner som foretas nær jordoverflaten, er beregningen med atskillig usikkerhet, særlig p.g.a. de temperaturinversjoner som så ofte forekommer om vinteren.

Johannessen har i sin avhandling (Litt. 5) gjennomført en beregning for alle våre meteorologiske stasjoner, og utarbeidet tabeller over den gjennomsnittlige varmeutstråling i hver enkelt måned fra en uskjermet horisontal flate, i perioden 1901-30. Ved beregningen er brukt det gjennomsnittlige skydekke i de enkelte måneder og den gjennomsnittlige lufttemperatur for hver enkelt stasjon. I følgende tabell 2 er ført opp størrelsen av den effektive utstråling ved noen få stasjoner.

Tabell 2. V a r m e u t s t r å l i n g f r a e n h o r i s o n t a l f l a t e

(ett sammendrag av Johannessens beregning)

Stasjon	A: kcal/m ² , time				B: kcal/daa, sek.			
	des.	jan.	febr.	mars	des.	jan.	febr.	mars
Oslo	36	40	44	47	10	11	12	13
Lillehammer	45	51	53	59	12	14	15	16
Mo i Rana	43	52	44	44	12	14	12	12
Alta	50	52	56	51	14	14	16	14

Av særlig interesse for isleggingen i et vassdrag er den effektive utstråling fra en vannflate eller en isflate som har en annen temperatur enn det omgivende terreng. Det kan t.eks. være en åpen elv i et ellers snødekket landskap, eller i skog. I de fleste tilfeller kan man regne at terrenget har samme temperatur som det nærmeste luftlag, og da må atmosfærens motstråling beregnes ut fra luftens temperatur, mens elveflatens utstråling må beregnes etter elveflatens egen temperatur.

Som eksempel tar vi Oslo i desember, hvor skydekket i middel er $N = 7,8$.

Deviks formel gir for varmetapet fra nullgraders vann ($t_v=0$) og ved lufttemperatur henholdsvis 0°C , -10°C og -20°C følgende tall:

$$t_e = 0^\circ\text{C}; \quad S_{01} = 9.0 \text{ kcal/daa, sek}$$

$$t_e = -10^\circ\text{C}; \quad S_{01} = 9.0 + 10.5 = 19.5 \text{ kcal/daa, sek}$$

$$t_e = -20^\circ\text{C}; \quad S_{01} = 9.0 + 20.5 = 29.5 \text{ kcal/daa, sek.}$$

I Johannessens tabeller er det regnet med at den observerte lufttemperatur er den samme som overflatens temperatur. Ved sammenlikning med tabell 2 blir altså å sette $t_v = t_e$ og for nullgraders vann blir $t_v = t_e = 0^\circ$. For Oslo er middeltemperaturen i mars meget nær 0°C og midlere skydekke $N=6,4$. Tabell 2 gir her 13 kcal/daa, sek. og Deviks formel gir 12,6 kcal/daa, sek. i god overenstemmelse.

Selvfølgelig vil varmetapet i mars måned bli mer enn opphevet av solstråling om dagen. Om natten derimot vil útstrålingen uavkortet gjøre seg gjeldende.

Devik (Litt. 1) diskuterer det tilfelle at det laveste luftlag med temperatur t_e er kaldere enn luftlagene høyre opp (temperaturinversjon). Atmosfæren vil da gi enn større motstråling enn en "normal" atmosfære ville gi, og den effektive útstråling blir mindre enn den man beregner etter formelen. Foreligger det temperaturmålinger fra høytliggende stasjoner, kan man beregne korreksjonen.

4. V a r m e t a p v e d f o r d a m p n i n g o g l u f t v e k s l i n g (k o n v e k s j o n)

Det er to andre varmeprosesser som også er av stor betydning for avkjølingen av vannmasser, nemlig f o r d a m p n i n g o g l u f t v e k s l i n g.

Vann, is og snø fordampet i luften hvis denne på forhånd ikke er mettet med vanndamp. Det er betydelige varmemengder som derved bindes, for det skal 600 kcal til å fordampe 1 kg vann av 0°C og 680 til å fordampe 1 kg is eller snø av 0°C . Avgjørende for størrelsen av fordampningen er fuktighetsgradienten nær overflaten, og på hvilken måte vanndampen fjernes fra overflaten. Dette står i nær sammenheng med luftvekslingen i luftlaget umiddelbart over. Under alminnelige forhold kan man ikke direkte iaktta hvordan dette foregår, men under særlige betingelser kan det lykkes. En slik iakttagelse kan det derfor være av interesse å beskrive. (Se foto).

Fig. 4. Suldalsvatn ved Helganes, 1. mars 1962.

Det var stille, klarvær og kl. 09.00 var lufttemperatur -13°C .

Vanntemperatur målt i utløpsoset var $3,14^\circ\text{C}$.

Tåkedråpene var lett synlige i solsektoren på den mørke bakgrunn av vannet og enkelthetene i bevegelsen kunne tydelig skjernes.

Nærmest vannflaten var det et tynt "tåkeslør" bare av et par millimeters tykkelse. Dette tynne lag ble feiet bortover vannflaten av vindkastene i likhet med drivende finkornet snø, og tydelige sammenstrømningslinjer tegnet seg ofte. Det ble stadig ført tåkedotter til vær, tåken ble revet istykker av hvirvlende luft, ført bort og derved hurtig oppløst.

Mest karakteristisk var imidlertid alle de "mikrocykloner" som ble dannet, særlig langs de før nevnte sammenstrømningsområder. Disse "mikrocykloner" er ganske vist å betrakte som et bifenomen, men i dette tilfelle ga de en utmerket anledning til å følge luftbevegelsen.

Den beskrevne iakttagelse mellom en vannflate og luftlagene over, avhenger av temperaturgradienten i luften nær vannflaten, og denne avhenger igjen av vindhastighetsfordelingen.

Varmeovergangen fra en vann- eller isflate til luft ved fordampning og luftveksling er fordelt på to vesentlig forskjellige prosesser:

For det første er det et grenselag over vann- snø- eller isflaten som er ganske tynt, og i dette lag er luftstrømningen hovedsakelig rettet parallelt med overflaten. Gjennom dette grenselaget diffunderer vanndampen, og varmen transporteres vesentlig ved alminnelig varmeledning (overføring av molekylernes regelløse bevegelse).

For det annet er det over grenselaget et område hvor luften er i omrøring, et turbulent område. Omrøringen beforder i høy grad transporten både av varme og av vanndamp, og er langt mer effektivt enn i det tynne grenseskiktet. For å opprettholde en viss varmestrom trenges det en meget mindre temperaturgradient i dette laget enn i grenselaget.

Det turbulente skikt varierer meget sterkt med overflatens art. Det er innlysende at det er minst over en glatt flate, større når overflaten er ujevn t.eks. gressbevokset, og ennå større hvis den er meget ujevn t.eks. et skogområde.

Denne korte skissen av forholdene i luftlaget like over en vann- snø- eller isflate viser at varmeovergangen ved fordampning eller luftveksling er en sammensatt og innviklet prosess, og når en skal forsøke og beregne varmetapet ut fra de vanlige meteorologiske observasjoner, så er det klart at en ganske vidtgående forenkling må foretas.

Videre må en være forberedt på at de empiriske formler som blir stillet opp vil bli noe annerledes for t.eks. en innsjø enn for en elv, hvor overflate-temperaturen i mange tilfeller vil kunne avvike sterkt fra det omgivende terrengets overflatetemperatur.

For fordampningens vedkommende er det vesentlig to ting som avgjør dens størrelse: Først hvor tørr luften er, dvs. hvor stor forskjell det er mellom vanndamptrykket like ved vannflaten (f_0) og vanndamptrykket i luften (f_e) i vanlig observasjonshøyde (1,5 m over terrenget); dernest er vindhastigheten (v) av stor betydning.

For å beregne varmetapet ved f o r d a m p n i n g under norske forhold kan en bruke en tilnærmet formel av Devik (Litt. 1).

$$S_2 = 30 \sqrt{v + 0.3} (f_v - f_e) \text{ kcal/daa, sek}$$

(Her f mm Hg)

For varmeovergangen ved l u f t v e k s l i n g blir det på lignende måte først og fremst forskjellen mellom lufttemperatur og overflatetemperatur som blir den avgjørende, og dernest vindhastigheten. Varmetapet kan beregnes etter formelen

$$S_3 = 1.4 \sqrt{v + 0.3} (t_v - t_e) \text{ kcal/daa, sek.}$$

Det er å bemerke at for en isflate blir faktoren 3,0 erstattet av 3,4. For en snøflate kan faktoren 3,0 erstattes av 14,0 og faktoren 1,4 av faktoren 5,6, men tallene er usikre.

For varmetapet fra en større vannflate blir det i faglitteraturen brukt formler hvor vindens innvirkning angis på forskjellige måter. Som en kunne vente gir disse formler for en større vannflate noe mindre verdier for varmetapet enn tallene etter Devik's formler, som hovedsakelig er bygget på målinger i elver.

Undersøkelser på Island viste at Deviks formlene ga for små tall. På grunnlag av kalorimetrisk målinger fant vi følgende uttrykk for varmetap fra åpent nullgraders vann for fordampning (Litt. 7)

$$S_2 = 2.25 \cdot v_2^{0.845} (e_v - e_e) \text{ kcal/daa, sek.}$$

Her e_v og e_e er målt i mb og v_2 - vindhastighet i 2 m høyde

Varmetap ved konveksjon ble beregnet etter uttrykk:

$$S_3 = 1.4 v_2^{0.845} (t_v - t_e) \text{ kcal/daa, sek.}$$

Det er forutsatt at overflaten har samme temperatur som luften eller at den er varmere. Det kan imidlertid meget vel inntreffe at varmetapet ved utstråling bringer temperaturen under lufttemperaturen, særlig inntreffer det lett for en snøflate. Da vil konveksjonen bety en varmetilførsel fra luften og istedetfor en fordampning inntreer en kondensasjon (dannelse av tåkedråper og rim) så snart overflatens temperatur er sunket under duggpunktet.

5. Samlet varmetap fra en nullgraders vannflate ved utstråling, fordampning og luftveksling.

I de fleste tilfeller er det av særlig interesse å beregne det samlede varmetap fra nullgraders vann ($t_v = 0$)

$$S_{0N} = 30(1 - 0.09 N_{10}) - 1.05 \cdot t_c + S_2 + S_3 \text{ kcal/daa, sek}$$

$$\text{Hvis } N_{10} = 0: S_{00} = 30 - 1.05 t_c + S_2 + S_3 \text{ kcal/daa, sek}$$

$$S_{0N} = S_{00} - 2.7 N_{10} \text{ kcal/daa, sek.}$$

Varmetap fra vannflate av 0°C er lik varmetapet ved klar himmel med korreksjon $-2.7 N_{10}$. For omregning til skyskala 0-8 er $N_{10} = \frac{10}{8} N_8$ og korreksjonen er $-3.38 N_8$.

Brutto - varmetapet kan beregnes etter Deviks empiriske formler som er gitt ovenfor. En oversikt over dette er gitt i følgende tabell 3.

Tabell 3. Varmetap i kcal/daa, sek. fra en nullgraders vannflate ved utstråling, fordampning og luftveksling.

V m/sek	N=0, klar himmel					
	$t_c = 0$	-5	-10	-15	-20	-25
2	30	54	74	93	111	128
5	30	62	91	117	142	165
10	30	73	111	146	178	208
15	30	81	126	167	205	241
20	30	88	139	186	229	269
25	30	94	151	202	249	294

Korreksjonstabell:

N: skala 0-10

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Korr.	-3	-5	-8	-11	-13	-16	-19	-22	-24	-27

N: skala 0-8

N	1	2	3	4	5	6	7	8
Korr.	-3	-7	-10	-13	-17	-20	-24	-27

Atmosfæren antas mettet av vanndamp over is ved luftens temperatur.

I tabell 4 er det gitt resultater av beregnet varmetap for nullgraders vann for desember måned i tidsrommet 1953-62 ved en rekke meteorologiske stasjoner over hele landet.

Tabell 4. Midlere varmetap pr. døgn fra nullgraders vannflate i desember måned, beregnet etter Deviks formler.

K a r a k t e r i s t i s k e d a t a (kcal/daa, sek.)

Met.stasjon	1.kv.	Med.	2.kv.	Maks.	Merknad
1 Byglandsfjord	0	9	28	99	
2 Dalen i Telemark	1	11	27	89	
3 Nesbyen	14	30	57	108	} Lite utsatt for vind
4 Trysil	9	24	50	109	
5 Vinstra	13	33	64	126	} Utsatt for vind
6 Alvdal	14	34	61	154	
7 Selbu	3	22	48	108	
8 Mo i Rana	11	36	63	119	
9 Bardufoss	37	53	70	127	
10 Kautokeino	41	61	87	159	

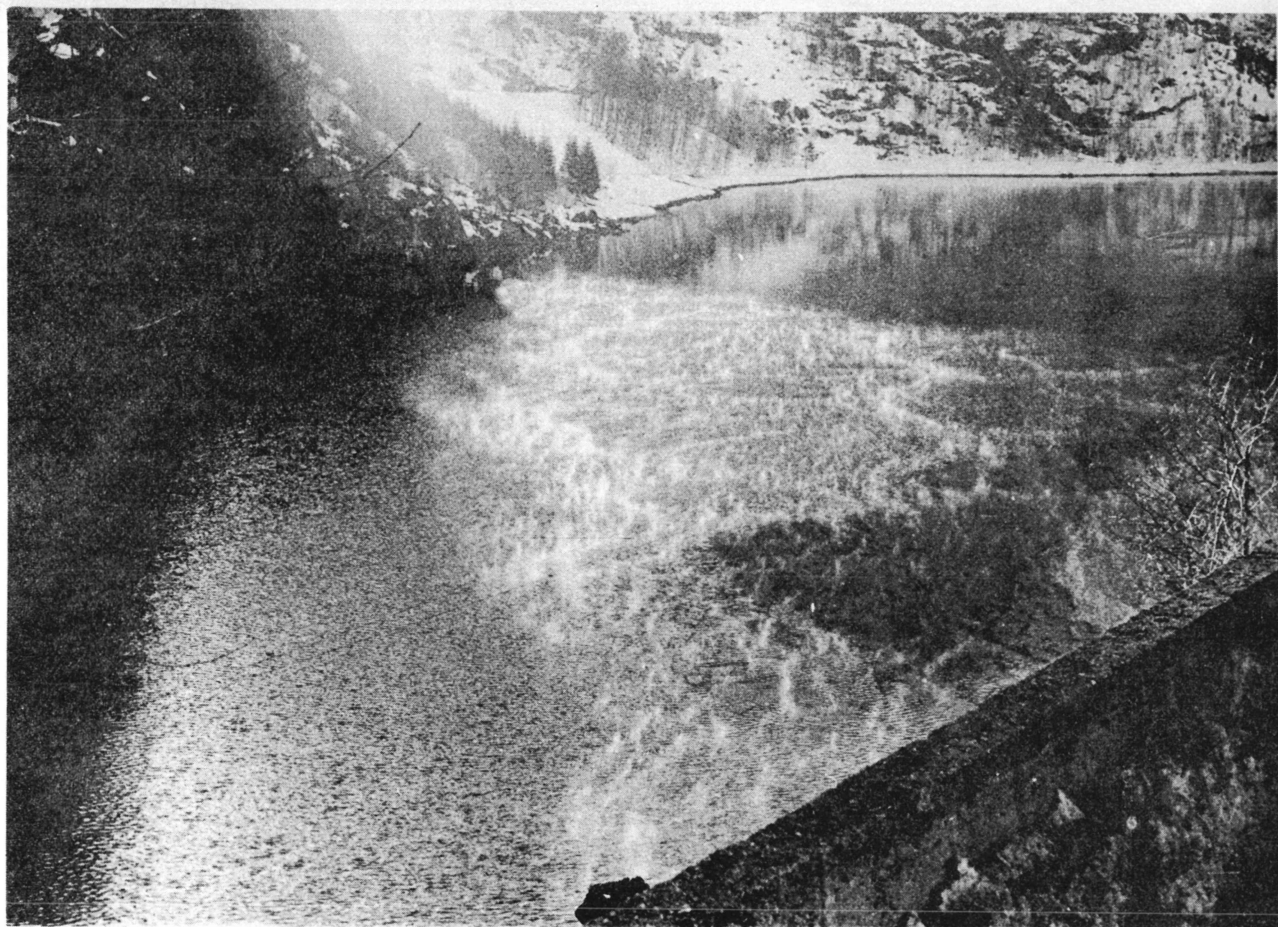
Veggeland (Litt. 8) har foretatt en beregning av varmeutvekslingen fra Suldalsvatn for pentadene i to tidsrom i vintrene 1962-63 og 1963-64. Som eksempel gis her et utdrag av hans tabell over de forskjellige varmestømmer for seks pentader i januar 1963, målt i cal/cm², pentade.

Tabell 5. V a r m e u t v e k s l i n g f r a S u l d a l s v a t n i j a n u a r 1963.

Januar 1963	Innstråling	Utstr.	Fordampn.	Konv.	Sum
1- 5	- 150	1650	384	613	
6-10	- 160	1961	384	816	
11-15	- 160	1840	389	691	
16-20	- 170	1983	527	981	
21-25	- 100	946	359	501	
26-30	- 120	1140	337	380	
1-30	- 860	9520	2380	3982	
Korreksjon		-3860			
Varmetap		5660	2380	3982	12022
			Varmetilførsel		- 860
			Nette varmetap		<u>11162</u>

SULDALSLÅGEN ved HELGÅNES, 1/3 1962

Fig. 4



Det var stille, klarvær og lufttemperatur kl 9 var -13°C
Vanntemperatur ved utløpsøset var $3,14^{\circ}\text{C}$

Varmetapet fordelte seg på de forskjellige faktorer slik:

Utstråling	5660/12022	= 0,47 eller 47 %
Fordampning	2380/12022	= 0,20 eller 20 %
Konveksjon	3982/12022	= 0,33 eller 33 %

Undersøkelsene viste at Deviks empiriske formler var brukbare til å beregne varmeutvekslingen mellom luft og vann for en stor og dyp innsjø som Suldalsvatn.

Under spesielle forhold kan det oppstå tåke ved øket fordampning fra en åpen vannflate som er vesentlig varmere enn luften. Hvis det høyere-liggende luftlag er så stabilt at det forhindrer konveksjon, dannes det tett tåketeppe (frostrøyk) over åpen elv som følgende foto fig. 5 viser.

Fig. 5. Frostrøyk over Trysilelva ved Jordet.



5. jan. 1968 kl. 10.00. Det var stille, klart, lufttemperatur -25°C .

Foto tatt fra helekopter i 300 m høyde.

Frostrøyken demper avkjølingen av vannet meget effektivt. Som eksempel på dette kan nevnes forholdene over Pasvikelv den 21. januar 1967.

Det var klarvær, stille og lufttemperatur ved Grensevakthus var -31°C . Elva var delvis islagt og over de åpne partiene lå tett frostrøyk i en høyde ca. 20-40 m over dalbunnen.

Under befaringen ble temperaturforholdene i elva på den 10 km lange strekningen Grensefoss-Hestefoss undersøkt. Avløpsvannets temperatur i utløpskanalen var $0,10-0,18^{\circ}\text{C}$. I Tangfossen var vanntemperaturen $0,06^{\circ}\text{C}$ og i Hestefoss meget nær 0°C . Partiene hvor strømhastigheten oversteg den kritiske for isleggingen, gikk åpent, men det var ingen sarr- eller bunnisproduksjon i disse.

6. V a r m e t i l f ø r s e l f r a e l v e n s b u n n, e v e n t. t i l f ø r s e l a v g r u n n v a n n o g o p p v a r m i n g a v v a n n e t i s t r i e e l v e r v e d o m s e t n i n g a v f a l l e n e r g i e n.

Stort sett er jo forholdet at i den varme årstid oppvarmes elvebunnen og om vinteren ledes denne varme tilbake igjen til elvevannet. For Glommas vedkommende har Devik (Litt. 1) beregnet varmestømmens årlige gang på elvestrekningen Bellingmo-Stai. Resultatene er vist i følgende tabell 6:

Tabell 6. V a n n t e m p e r a t u r o g v a r m e s t r ø m f r a b u n n e n i G l o m m a 1928-29

	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A
Vanntemp. $^{\circ}\text{C}$	3,8	9,8	13,6	12,5	8,2	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Varmestrøm til bunnen												
kcal/daa,s	0,75	1,50	1,28	0,47	-0,50	-1,11	-0,83	-0,56	-0,39	-0,25	-0,19	0,00

I juni var det størst varmetilførsel til bunnen, men alt i september begynner bunnen å avgi varme til vannet. Mest varme avgis i oktober, vel 1 kcal/daa,sek. Så avtar varmestrømmen langsomt utover vinteren og i april begynner igjen varmetilførselen til bunnen.

Sammenligner vi tabellen med tallene for varmetap i tabell 3, så ser vi at den alminnelig varmestrøm fra bunnen ikke har noen betydning for isdannelsen. Den kan bare bli av betydning for elvens varmekusholdning når varmetapet er blitt nedsatt av et isdekke.

Det bør nevnes at foruten denne årlige variasjon i varmestrømmen til bunnen har vi også daglige variasjoner som skyldes innstråling av sollys og endel raske vekslinger som denne innstråling er underkastet i dagens løp. Erfaringer viser at en slik innstråling kan løsne bunnis fra elveleiet og kan være utløsende årsak til en vinterisgang. (Se kap. C).

Større grunnvannstilførsel kan ha vesentlig betydning for isleggingen. T.eks. på Island er det flere forholdsvis store elver som fører mest grunnvann og av den grunn holder seg åpne hele vinteren gjennom.

Slike forhold kan en iaktta også her i landet, t.eks. på Romerike. Grunnvannstilførselen bør alltid undersøkes spesielt.

Varmeutvekslingen p.g.a. f a l l e n e r g i e n i en elv spiller en underordnet rolle for isleggingen så lenge det er mye åpent vann, hvor avkjølingen er dominerende. Men på en elvestrekning som har fått et isdekke - ved rolig islegging eller ved sarransamling og kjøving - vil falloppvarmingen gjøre seg gjeldende.

Som bekjent vil 1 kg vann utvikle 1 kcal varme ved å passere en fallstrekning med i alt 427 m høydeforskjell, svarende til en oppvarming på 1 °C, hvis ingen andre varmeprosesser fant sted. I et stryk med 4 m fall vil fallenergien svare til omtrent 0,01 °C temperaturstigning.

Når vi skal ta hensyn til denne varmetilførselen, der set mest bekvemt å regne ut den varmestømmen som måtte tilføres overflaten for å gi samme oppvarming. Den blir da avhengig av elvens bredde, fallet og vassføringen.

Er lengden L, bredden b, fallhøyden h meter og vassføringen Q m³/sek., så blir den tilsvarende varmestømmen etter Deviks formel:

$$S_d = \frac{360000}{427} \frac{Q h}{b \cdot L} \text{ kcal/cm pr time}$$

Hvis vi betrakter t.eks. en elvestrekning hvor bredden er 100 m og vassføringen 50 m³/s, så vil et fall $h/L = 0,001$ svare til en varmestøm på 0,42 kcal/cm², time eller 1,17 kcal/daa, sek.

Om det synes lite, betyr dette meget store varmemengder, som følgende eksempel viser: I et fall på 180 m, som i Glomma på strekningen Bellingmo-Koppang, vil en vannmengde t.eks. på 25 m³/sek utvikle en varmemengde på ca. 10.000 kcal/se. Pr. døgn utgjør dette en varmemengde som tilsvarer en forbrenning av ca. 50 tonn kull. Denne varmeutvikling har til følge at sarransamlinger under isen nedover i elveleiet etter hvert vil smelte. Varmeutvekslingen ved vannets bevegelse gjør at isen tærer på undersiden så strømdraget åpnes, som følgende foto fig. 6 viser.

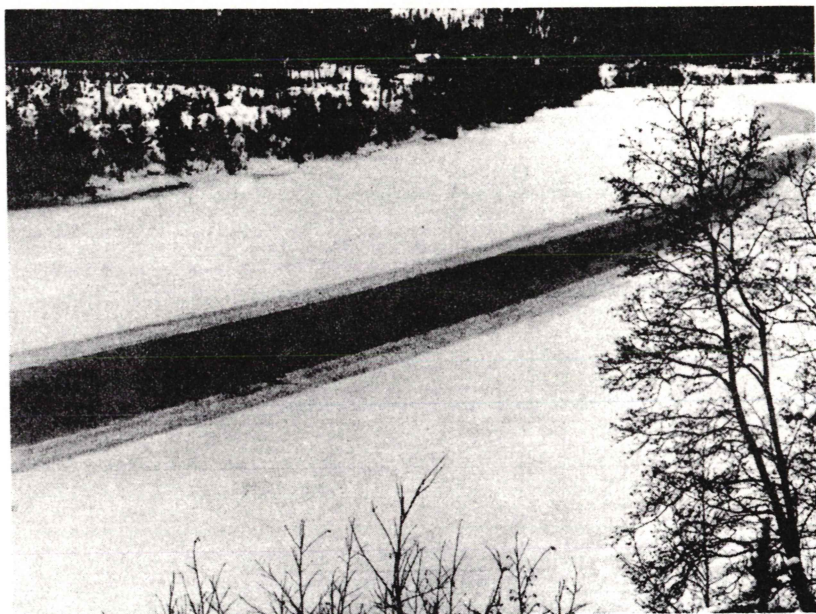


Fig. 6. Glomma ved Bellingmo, februar 1958.

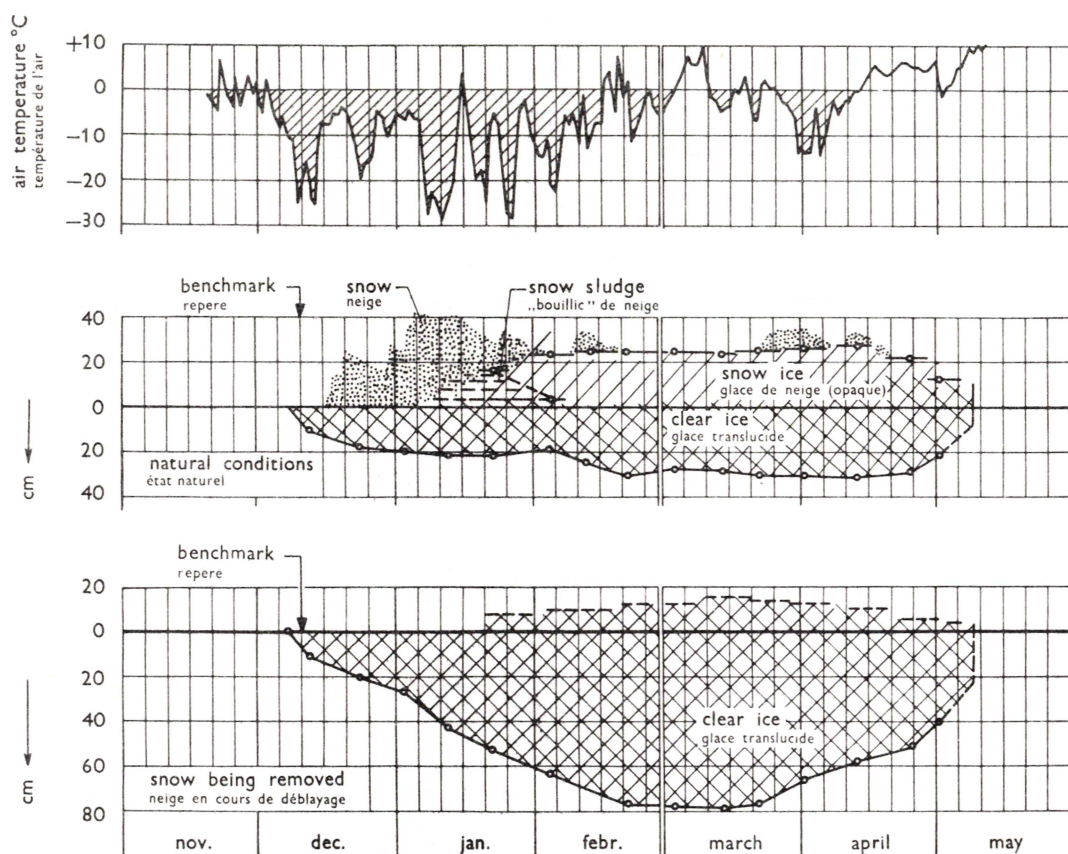
Elvebredden er 100 m, vassføring ca. 50 m³/s og fallet er på 1 promille ($h/L = 0.001$). Dette svarer til en varmestrøm på 1,18 kcal/daa, sek.

Et interessant eksempel på hva den dynamiske oppvarming kan bety ved større fall: I Begna, på en 7,4 km lang strekning mellom Landmark på Storbrufoss har elva et fall på 58 m. Den 8.3. 1950 var det stille, pent vær og lufttemperatur 7 °C. Vassføring i elva var 32 m³/s. Det ble målt en stigning i vanntemperatur på 0,15 °C.

På fig. 4 er det gitt et eksempel på utviklingen av isdekke på Slidrefjord, Valdres etter målinger vinteren 1958-59.

Ismålinger i Slidrefjord vinteren 1958-59

Fig. 4



Growth of ice, Slidrefjord 1958-1959.

Evolution des glaces à Slidrefjord 1958-1959.

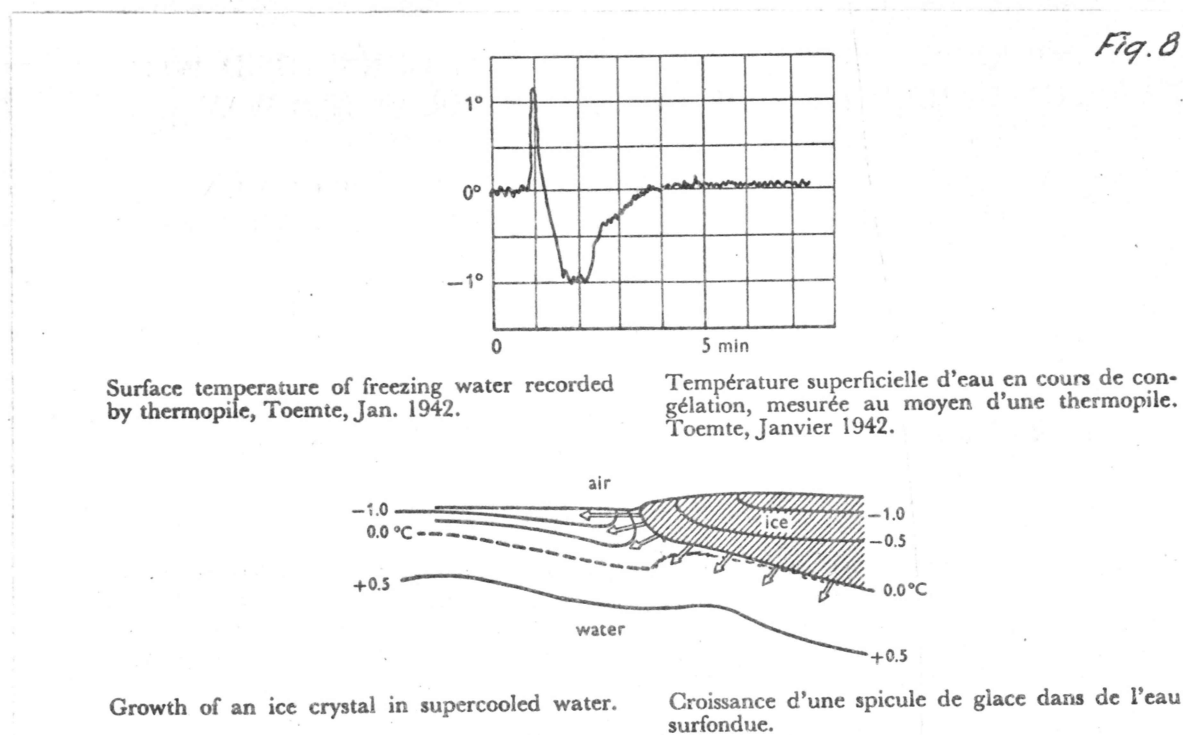
Merknad: For å undersøke hvor mye av isen som dannes på undersiden og hvor mye som dannes på oversiden ved at sørpe fryser til, blir det opprettet spesielle fastmerker i isen.

En slik underkjøling er i alminnelighet meget vanskelig å måle med et vanlig termometer. Dels kommer det av at den underkjølte hinne er meget tynn (mindre enn 1 mm), og dessuten er det vanskelig å hindre at det på termometerkulen straks dannes et islag, som bringer temperaturen på 0 °C. Bare under særlig gunstige forhold er det mulig å konstatere underkjølingen ved termometermåling.

Skal en måle selve vannoverflatens temperatur under denne prosess må en bruke varmestrålingen fra overflaten og registrere strålingen ved hjelp av en følsom termosøyle. En slik måling foretatt av Devik (Litt. 2) viste at underkjølingen nådde -1,4 °C før krystallisasjonen begynte.

På fig. 8 er vist resultater av målinger foretatt ved Tømte, Nannestad 275 m o.h. i jan. 1942. Det er skissert hvordan varmeoverføringen fra krystallisasjonsfeltet foregikk.

Fig. 8. Underkjøling av vannets ytterste hinne ved iskrystallisasjon.



Nederst på fig. 8 er det skissert hvordan varmeoverføringen fra krystallisasjonsfeltet foregår, delvis til det underkjølte åpne vann og delvis gjennom den tynne isen til luften.

2. Faste krystallisasjonskjerner.

Utforskning av vannets krystallisasjonsegenskaper er kommet meget langt, men det er et godt stykke igjen til full klarhet. For tiden finnes det flere og

forskjellige teorier om dette. I sin monografi (Litt. 4) gir prof. Weinberg en interessant oversikt om isens krystallisasjon.

Forskere ID Bernal og R.H. Fowler i sine arbeid 1934 oppgir en litteraturliste på mer enn 600 forskninger på dette feltet. Siste tid har japanske forskere gitt verdifulle bidrag til utforskningen av krystallisasjonsforløp.

Undersøkelser viser at når det ikke er noen krystallisasjonskjerner for hånden, vil vann ganske lett la seg underkjøle uten å la seg krystalliseres til is. Men denne underkjølte tilstand er bare stabil til vannet kommer i berøring med en krystallisasjons - stimulans.

De fleste fysikere mener at den første kimen til krystalli - ligger i vannet selv. De første ismolekylene samler seg om støvpartikler eller luftblærer som alltid finnes i vann, og disse virker som stimulans og utgangspunkt for den videre utvikling av iskrystallisasjon. Observasjonene viser at den under naturlige forhold beste stimulans for isdannelse er snøfnokker. Snøfall fremkaller livlig isdannelse.

3. O p p t r e d e n a v s t r ø m n i n g e r .

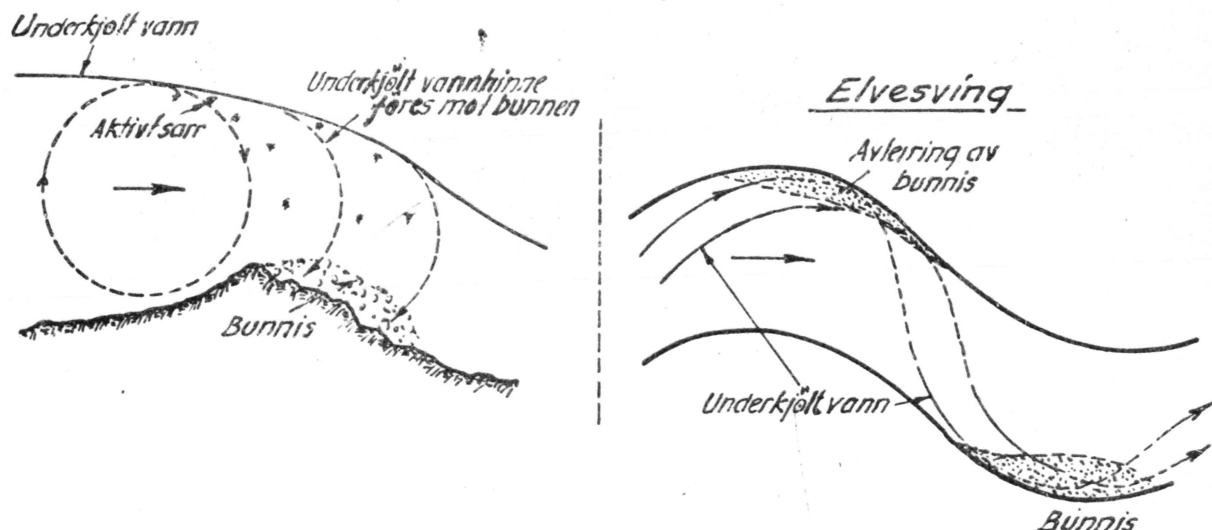
Devik kom med sine undersøkelser til en meget viktig slutning, nemlig at en underkjølt vannhinne som hvirvler ned i vannet vil ved sitt forløp gjennom vannet beholde sin underkjøling en tid og bare langsomt forandre sin temperatur.

Iakttagelser viser at det karakteristiske for en vannstrøm som går i hvirvler er at den enkelte hvirvel i forholdsvis lang tid holder seg avgrenset innenfor en hvirvelflate som omgir den som en sekk. En slik hvirvelsekk føres nedover strømmen halvt glidende, halvt rullende, og dens form er naturligvis meget skiftende; men under dens fart vil hvirvelflaten snart komme opp til overflaten, snart bevege seg ned gjennom vannet, for så kanskje å smygge tett ned til bunnen før den igjen bevegges oppover mot overflaten.

Som det er omtalt blir varme avgitt bare fra vannets overflate, mens de dypere vannlag blir avkjølet ved blanding som besørgeres av hvirveldannelse. Når en hvirvelflate dukker opp til overflaten vil en del av denne utsettes for avkjøling. Når den så igjen dukker ned, vil temperaturen i hvirvelflaten etter hvert stige, fordi det tilføres varme fra det omgivende vann. Det er viktig å fremheve at utjevningen av temperatur ikke inntreffer med det samme hvirvelflaten dukker under, for all varmeoverføring tar tid.

På følgende fig. 9 er gitt en skjematisk fremstilling av isdannelsen i rennende vann observert fra en bru en kald vinterdag.

*Skjematisk framstilling
av sarr- og bunnisdannelse i en stri elv*



Det er hovedsakelig følgende to arter av strømninger i frie elver som er avgjørende for sarr- og bunnisdannelse:

1. Blandings strømninger, særlig stasjonære rullende hvirvler og strandshvirlvler, som fører underkjølt vann ned i dypet.
2. Hovedstrømmen (grunnstrømmen), som sørger for bortføring av latent varme ved isdannelse.

Eksempelvis kan nevnes at på en middels kald vinterdag vil den del av nullgraders vannoverflaten, som bare i ett sekund blir utsatt for den fulle avkjøling, blir underkjølet forbigående til $-0,15^{\circ}\text{C}$. Hvis den blir utsatt for avkjølingen i 10 sek., ville underkjølingen under samme forhold bli $1,5^{\circ}\text{C}$ tilnærmet.

En slik underkjøling i våre elver under naturlige forhold er som regel bare noen få hundredels grader.

Utforskning av vannets krystallisasjons egenskaper og levetid for underkjølt vann er blitt aktuell også her i landet. Ved Vassdrags- og Havnelaboratoriet, Trondheim er det gjort verdifulle undersøkelser. Dr. Carstens i sin utredning (Litt. 9) gir en oversikt om dette.

Siv.ing. Kristjánsson med sine undersøkelser (Litt. 10) beviste at turbulens har en vesentlig rolle for underkjølingen.

Undersøkelsene viser at det dannes forskjellige særegne isarter med helt andre fysikalske og mekaniske egenskaper enn vanlig overflateis.

III. Statisk og dynamisk isproduksjon.

Det er så stor forskjell på isleggingen i stille eller langsomt rennende vann og isdannelse i hvirvlende vann at man kan karakterisere de to typer som "statisk" og "dynamisk" isdannelse. Noen skarp grense mellom disse kan man dog ikke trekke.

1. Islegging i stille eller langsomt flytende vann.

(Statisk isdannelse)

Dannelsen av det første tynne islag også på stille eller langsomt rennende vann innledes med at vannoverflaten blir noe underkjølt. Men så snart det sammenhengende islag er dannet, foregår isdannelsen bare på isens underside hvor isen berører vannet. Den istykkelse som dannes i en tidsenhet, t.eks. pr. time, vil svare til den varmestrøm som avgis fra grenseflaten vann/is, ledes gjennom isen og går videre i luften.

I de foregående avsnitt er det omtalt hvordan en kan beregne de forskjellige varmetap og varmetilførsler, som tilsammen gir den utgående varmestrøm. Tar vi først bare hensyn til varmetapet, som er helt dominerende når isleggingen begynner, så kan varmetransporten pr. tidsenhet $\frac{dS_k}{dn}$ gjennom et isdekke av tykkelse E settes lik den varmemengde som frigis ved frysing av et isskikt dE i samme tidsrom.

$$\frac{dS_k}{dn} = 80\rho dE, \quad \text{hvor } \rho \text{ er isens tetthet} = 0,917$$

På den annen side kan varmestrømmen også beregnes hvis isens varmelednings-
evne ℓ , isens overflatetemperatur t_o og istykkelsen E er kjent. Da isens undertemperatur er 0°C , blir temperaturfallet gjennom isen $= \frac{t_o}{E}$ og vi har:

$$\frac{dS_k}{dn} = -\ell \frac{t_o}{E}$$

(ℓ er lik $0,0051 \cdot 3600 = 18,36 \text{ cal/cm}^2, \text{ time/grad}$).

Av disse to ligningene får vi: $80\rho dE = -\ell \frac{t_i}{E} dn$

Betrakter vi ρ og ℓ som konstanter så er:

$$\frac{\ell}{80\rho} \int_0^n (-t_i) dn = \int_0^E E dE$$

og ved integrasjon

$$\frac{\ell}{80 \cdot 5} \sum_0^n (-t_i) = \frac{E^2}{2}$$

Dersom t_i angis som midlere temperatur i tiden n på isens overflate, så er etter n timer:

$$E^2 = -\frac{\ell}{40\rho} t_i n$$

eller $E^2 = -0,5 t_i n$ og $n = \frac{E^2}{-0,5 t_i}$

T. eks.: Ved $t_i = 6,2^{\circ}\text{C}$ og $n = 48$ timer, fåes $E = 12,2$ cm

Hvis t_m er døgnmiddeltemperatur av isens overflate da istykkelsen etter n døgn blir:

$$E^2 = \frac{2 \cdot l \cdot 3600 \cdot 24}{80} \cdot \sum_0^n (-t_m) \text{ eller } E = 3.6 \sqrt{\sum (-t_m)}$$

Formelen er oppsatt av Devik og for detaljer til denne må henvises til hans avhandling (Litt. 1).

Det er antatt at gjennom en bestemt istykkelse går en bestemt varmestrom ved en ganske bestemt temperaturforskjell mellom nedre og øvre flate.

Som eksempel har Devik sett opp følgende tabell 5, hvor det er angitt det antall timer som medgår til dannelsen av et isdekke av en viss tykkelse (forutsatt 85 % relativ fuktighet i luften).

Tabell 5. Vekst av snøfritt isdekke

Skydekke N (0-10)	Vindh. m/s	Luftt. °C	Istykkelse i cm				
			2,5	5	10	20	30
0	0	0	17	36	80	190	330
		-10	10	22	47	112	190
		-20	7	16	35	61	139
	5	0	17	38	95	260	510
		-10	6	14	35	96	180
		-20	4	9	23	62	117
	10	0	120	255	570	1350	ca2400
		-10	21	44	96	230	390
		-20	12	25	55	130	220
	5	0	102	230	580	1630	ca3000
		-10	9	20	49	136	260
		-20	5	12	29	78	150

At isoverflaten har samme temperatur som luften er en ren unntagelse og hvis de meteorologiske forhold varierer da er det ikke lenger likhet mellom grenseflaters varmestømmer is/luft.

Likevel er tabellen interessant på flere måter. Man ser t.eks. at en øking av vindhastigheten ikke uten videre betyr at isveksten påskyndes. Om dette inntrer avhenger av om isens overflatetemperatur er lavere eller høyere enn luftens, og dette er igjen avhengig av istykkelsen og den utgående varmestrom.

Det bør nevnes at for beregning av istilveksten er det oppstilt flere empiriske formler, som tar hensyn til værforholdene (lufttemperatur, skydekke, vind o.a.). I praksis brukes forenklete formler, da våre observasjoner er for lite omfattende.

Når istilveksten i et tidsrom tilnærmet betraktes som funksjon bare av lufttemperaturen, kan den analog Deviks formel beregnes på følgende måte

$$E_{cm} = f \sqrt{\Sigma (-t)}$$

hvor $\Sigma (-t)$ er summen av daglige lufttemperatur, tatt t.eks. kl. 8, og f er en koeffisient som er geografisk og må bestemmes eksperimentelt for hvert sted.

Om utvikling av isdekke og snøens innvirkning på istilvekst se kap. B.

2. Isdannelse i hvirvlende vann

(Dynamisk isproduksjon)

I en langsam flytende elv foregår isdannelsen i hovedsaken på samme måte som i en innsjø, hvis vannets bevegelse i det vesentlige er uten hvirvler. Isen som dannes først, avsettes på elvebreddene som strandis, den vokser og etter hvert overtrekkes hele elva med et fast isdekke.

Betydelig anderledes er hele isleggingsprosessen når elvas fall er så stort at det inntrer livlig turbulens. Ved hvirvling blir vannet først avkjølt til null grader praktisk talt i hele dybden, og deretter vil vannet bli underkjølt i overflaten. Den underkjølte vannfilmen vil da bevege seg gjennom vannet og underveis finne krystallisasjonsbasis på svevende partikler eller allerede dannede iskrystaller. Det dannes sarr som flyter i strømmen. Det underkjølte vannet kan smygge seg ned mot bunnen og starte dannelsen av bunnis. Dannelsen av sarr og bunnis kalles kjøving og felles navn for de forskjellige isarter som dannes under denne prosessen er undervannsis.

Ved moderat vinterkulde og klart vær er varmetapet fra åpent nullgraders vann (fraregnet varmetilførselen) omtrent 50 kcal/daa, sek. og ved sterk kulde ca. 100 kcal/daa, sek. dvs. ved sterk kulde kan produseres $100 : 80 = 1,25$ kg is pr. daa pr. sek. På en åpen elvestrekning av 1 km lengde og 50 m bredde vil det da pr. døgn produseres vel 5000 tonn is. Produserte ismasser blir dels avsatt som bunnis, dels ført videre nedover elva som flytende sarr til de avleires på strøk med mindre fall. Den slags isproduksjon i åpne strie elver kan på mange måter volde store ulemper, t.eks. for kraftverk, vannverk og bebyggelse.

En mer omfattende beskrivelse om isforholdene i strie elver se kap. C.

Carstens (Lit. 9) har beskrevet målinger foretatt i et kjølerom. Her ble en vannstrøm drevet rundt i en åpen renne og underkjølingen av vannet ble målt under forskjellige betingelser. Fig. 10 viser nederst et typisk forløp av underkjøling ned til en minimumstemperatur $-0,7^{\circ}\text{C}$. Den øvre kurven viser den beregnede isproduksjon. Undersøkelsen viste at graden av underkjøling blir

til dels sterkt nedsatt dersom man frembringer turbulens i vannet.

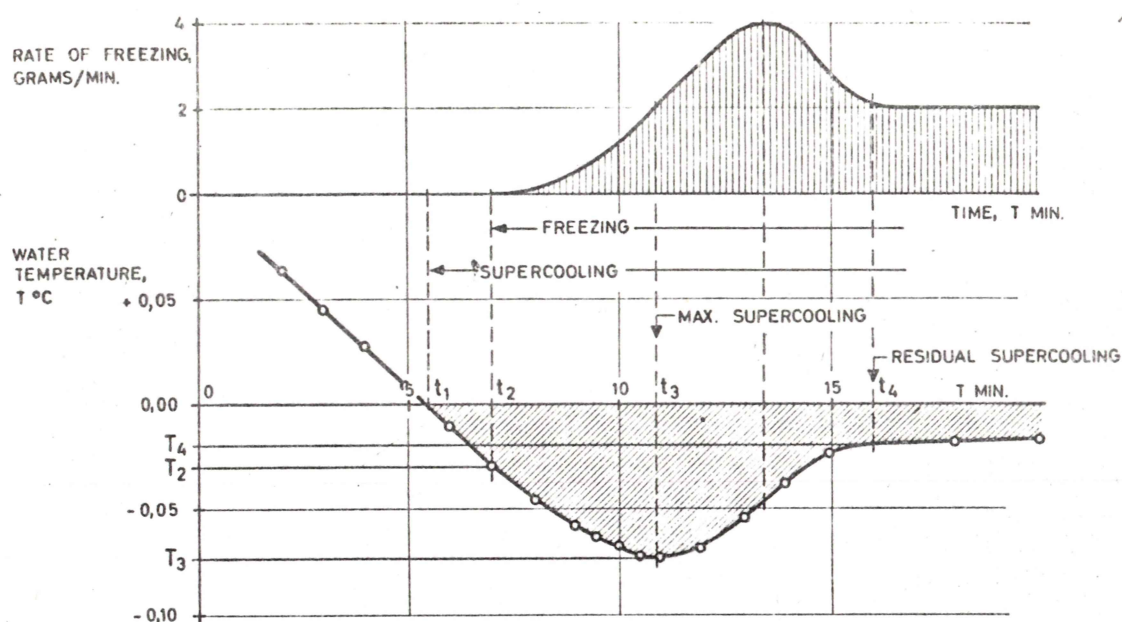


Fig. 10. Etter Carstens. Typisk tidsforløp av underkjøling.

Generelt om sarr- og bunnisdannelse kan vi si følgende:

1. Underkjøling av vannets overflate. Den enkelte ispartikkel som fra overflaten hvirvles ned i vannet vil vokse med et islag svarende til dens varmeunderskudd, men den vil ikke forandre temperaturen av det tilstøtende vann. Det vil derimot det underkjølte overflatevann gjøre når det hvirvles ned, og etterhvert vil hele vannmassen trekkes inn i avkjølingen.
2. Det kan inntre en temperatursenkning under null, men den vil være liten i gjennomsnitt og bare forbigående hvis vannet på sin videre ferd beskyttes mot fortsatt overflateavkjøling.
3. Vannet inneholder faste partikler og svevende iskrystaller hvor temperaturen så å si punktvis heves til null der hvor isveksten foregår. Den frigjorte varme brer seg til det underkjølte vann og etterhvert bringer dets temperatur til null grader.
4. KrySTALLISASJONSPROSESSEN tar tid, fordi den frigjorte smeltevarme skal fjernes ved varmeledning fra grenseflaten mellom en ispartikkel og den omgivende vann. Jo mindre underkjølingen av dette vann er, desto senere går veksten. Derfor er også dannelsen av sarr sterkest i overflaten og avtar med voksende dyp. Ved denne prosess trekkes

etterhvert hele vannmassen inn i varmeprosessen, mens krystallisasjonen foregår på diskontinuerlig fordelte punkter.

5. Når iskrystaller fester seg på bunnen og vokser videre der, så skyldes det etter denne oppfatning dels h v i r v l i n g e n og dels u n d e r - k j ø l i n g e n. Dette siste er en helt nødvendig forutsetning. Bunnisen kan dannes bare når det er underkjølt vann.

LITTERATUROVERSYN

1. DEVIK, O., 1931: Thermische und dynamische Bedingungen der Eisbildung in Wasserläufen. Geofys. Publ. Vol. IX, nr. 1.
2. DEVIK, O., 1942: Supercooling and Ice Formation in Open Waters, Geofys. Publ. Vol. XIII, nr. 8.
3. ALTBERG, W.I., 1939: Undervannsis (russ)
4. WEINBERG, B.P., 1940: Is, egenskaper, dannelse og avsmelting (russ)
5. JOHANNESSEN, T.W., 1956: Varmeutveksling i bygninger og klimaet.
6. DEVIK, O. og KANAVIN, E.V., 1963: Oversikt over isproblemer i norske vassdrag (stensilert)
7. DEVIK, O. and KANAVIN, E.V., 1965: Alalysis and Consideration of the Ice Conditions. The United Nations Special Fund, Project Iceland, Final Report (stensilert)
8. VEGGELAND, N., 1966: En undersøkelse av de termiske forhold i Suldalsvatn. Norsk Geogr. Tidskr. Bind X
9. CARSTENS, T., 1966: Experiments with Supercooling and Ice Formation in Flowing water. Geofys. Publ. Vol. XXVI, No 9.
10. KRISTJÁNSSON, K.P., 1966: Levetid for underkjølt vann. Dipl. arbeid ved NTH (stensilert)

Kap. B.

TEMPERATUR- OG ISFORHOLD I INNSJØER OG ROLIGE ELVEPARTIER

Innhold	Side
I. <u>Litt om våre innsjøer og reguleringsmagasiner</u>	1
II. <u>Temperatur- og isforhold i dype sjøer</u>	4
1. Temperaturforholdene	4
2. Strømforholdene	9
3. Islegging og utvikling av et isdekke	16
4. Vurdering av snøens innvirkning på istilveksten	18
5. Dannelse av sprekker og råker i isdekket. Åthull	19
6. Betingelser for at isens tilvekst opphører. Isens avsmelting	24
III. <u>Temperatur- og isforhold i gjennomstrømte sjøer</u>	27
1. Gjennomstrømninger i dype sjøer	27
2. Stabiliteten i lagdelinger. Overgang fra stabile til ustabile likevektsforhold for vannlagene under et isdekke	29
IV. <u>Gjennomstrømninger i grunne sjøer og utvidete elvepartier</u>	31
1. Beregning av varmetapet fra vannmasser ved passasje av en islagt grunn innsjø	31
2. Gjennomstrømning i et utvidet elveparti	32

Litteraturoversyn

I. Litt om våre innsjøer og reguleringsmagasiner.

En eiendommelighet av stor betydning for de norske vassdrag er den store rikdom på innsjøer. Sjøene finnes nær sagt overalt i landet, på fjellet, i dalene og i landets laveste områder. Det samlede sjöarealet anslås til ca. 13.200 km² eller ca. 4 % av landets areal.

Det er allikevel ikke meget sammenliknet med våre naboland Sverige og Finland. Samlet areal av Sveriges sjöer anslåes til 39.000 km² eller vel 8 % av landets overflate, og mens vår største innsjö, Mjösä er 362 km² stor, er Sveriges Väneren over 15 ganger så stor. En regner at i Finland er ca. 60.000 innsjøer med samlet areal ca. 34.000 km², eller ca. 10 % av landets overflate. Finlands største innsjö Saima er over 12 ganger større enn vår Mjösä.

Innsjöene i vårt land er av den største betydning for utnyttelsen av vannkraften, der hvor de kan brukes som reguleringsmagasiner for kraftverkene våre. Særlig for fjellsjöenes vedkommende ligger forholdene til rette for større reguleringer. Etter de hittil foreliggende undersøkelser kan det etableres magasiner på tilsammen ca. 50 milliarder m³ vann. Hittil er omkring 1/3 av de forutsatte magasiner utbygd. De største magasiner er: Rössvatn på 2.363 mill. m³, Mjösä på 1.312 mill. m³ og Altevatn på 1.027 mill. m³.

I følgende tabell 1 er det gitt en oversikt over morfometriske data for en del større innsjøer i de forskjellige landsdeler. I merknadsrubrikken er det gitt opplysninger om regulering.

Ordnet i størrelsesgrupper er fordelingen av sjöarealer her i landet følgende:

Størrelse i km ²	Antall	Samlet areal i km ²
over 100	6	1150
50 - 100	12	800
10 - 15	136	2500
5 - 10	200	1350
mindre enn 5	?	7740
Tilsammen		13 200 km ² .

Tabell 1. OPPLYSNINGER om en del større INNSJØER og REGULERINGSMAGASINER

Vassdrag, landsdel og navn	Høyde i m o.h.	Nedbør felt i km ²	Morfometriske data					Merknad om regulering	
			lengde i km	Areal i km ²	Volum mill.m ³	Midl. dybde	Største målte	R høyde i m	Mag i mill.m ³
ØSTLANDET									
Trysilvassdr. Femund	663	1723	56	201	ca 6000	30	132	Uregulert	
Isteren	643	2408	18	26	200	8	32	"	
Engersjøen	468	394	18	12	410	34	84	"	
Glommavassdraget									
Aursund	689	830	22	44	610	14	60	5,90	215,0
Storsjøen i Rendal	250	2270	37	50			311	1,50	72,0
Osensjøen	435	1186		42			109	6,60	265,0
Storsjøen i Odal	130		16	44	308	7	36	Uregulert	
Savalen	725	101		19				1,00	14,8
Atnasjøen	701	455		10				Fløtningsdam	
Tessevatn	850	226						12,40	130,0
Ottavatn-Vågåvatn	351	3445		28			72	Uregulert	
Gjende	984	372	18	14				Uregulert	
Sjodalsvatn	953	474						Uregulert	
Bygdin	1055	308	25	46			215	9,15	350,0
Vinstervatn	1030			28				4,00	100,0
Losna	182	10988		12				Uregulert	
Mjøsa	121	17313	117	362	56240	153	443	3,61	1312,0
Hurdalssjøen	175	554		34				3,60	121,7
Øyeren	100	39960		87			71	2,40	157,0
Drammensvassdraget									
Vangsmjøsa	464	493	15	17	1200	69	154	3,00	54,2
Slidrefjord	365	788	15	11	254	24	75	3,50	38,1
Strandefjord	355	1840						7,00	75,2
Sperillen	150	4590	25	38	1647	38	123	2,30	86,8
Randsfjorden	132	3653	70	136			130	3,00	408,6
Ustevatn	984		8	12	372	30	90	17,50	204,0
Krøderen	132	5094	38	41	1337	33	130	2,60	107,0
Eikeren	19	335	16	26		94	154	Uregulert	
Tyrifjord	62			134			290	1,00	134,0
Numedalsvassdraget									
Langesjø	1205							Uregulert	
Røungen	950	44						13,50	154,0
Pålsbufjorden	740	1607		12				21,50	290,0
Tunnhovdfjorden	730	1809		17				18,00	352,0
Norefjord-Kravikfj.	275		17	6	136	20	53	Regulert	
Skien vassdraget									
Mårvatn	1115	276						21,28	321,0
Møsvatn	918	1498	40	78			55	18,50	1064,0
Tinnsjø	190	3758		54			430	4,00	204,1
Seljordvatn	118	704	14	18	872	49	145	Regulert	
Totak	685	838	22	38	2360	63	306	7,30	258,0
Børtevatn	439	104	9	4	168	41	94	Regulert	
Bandak	72	2290	27	26	3169	121	325	2,54	125,0
Kviteseidvatn	72		9	14	1280	93	201	Regulert	
Flåvatn	72	3231	15	19	1260	67	152	Regulert	
Norsjø	15	9975		59	5100	90	176	Regulert	

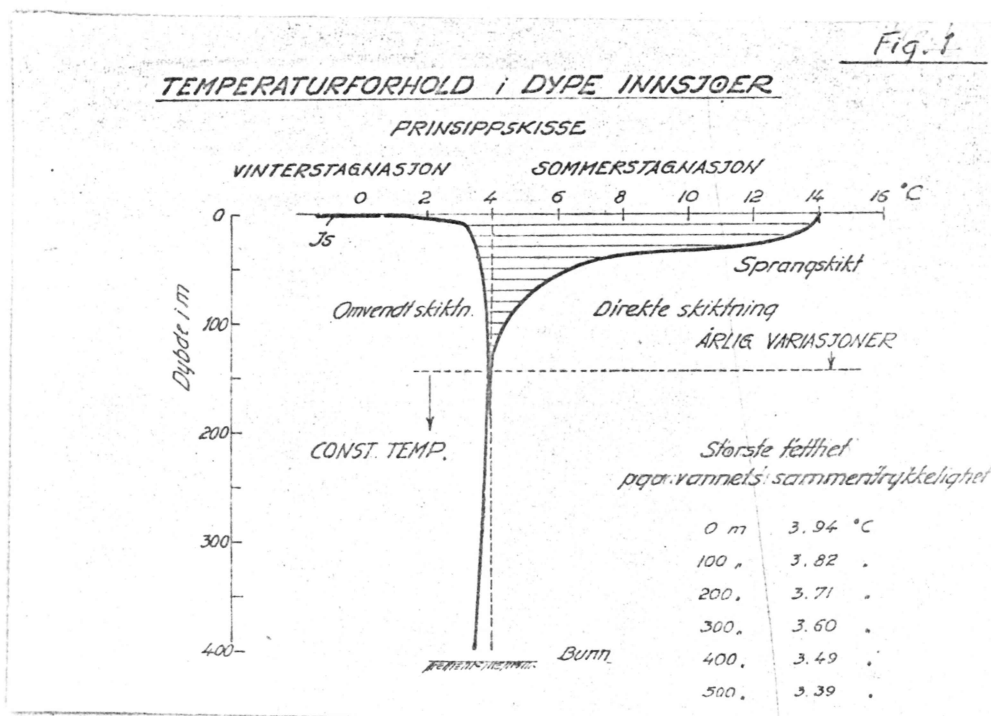
Vassdrag, landsdel og navn	Høyde i m o.h.	Nedbør felt i km²	Morfometriske data					Merknad om regulering	
			lengde i km	Areal i km²	Volum mill.m³	Midl. dybde	Største målte	R høyde i m	Mag i mill.m³
SØRLANDET									
<u>Arendalsvassdraget</u>									
Vråvatn	247	459		20				1,48	30,0
Nisservatn	245	1047		80				3,00	240,0
Fyresvatn	280	838		58				4,50	245,0
Nesvatn	500	218	10	15	368	24	79	9,25	130,0
Nelaug	139	3319		8				3,00	24,0
<u>Otravassdraget</u>									
Vatndalsvatn	750	251						21,00	141,6
Bossvatn	520	240						27,00	130,0
Byglandsfjord	201	2772		29				5,00	212,3
Sirdalsvatn	48	1540	26	19	180		170	2,00	32,0
Lundevatn	45	1920	22	24	423	173	315	4,50	123,0
VESTLANDET									
Røldalsvatn	378	503	9	10	454	60	101	17,00	115,0
Suldalsvatn	68	1296	30	29	4486	156	376	Uregulert	
Vangsvatn	45	1058		9				Uregulert	
Tyin	1078	185		35				10,34	313,0
Årdalsvatn	5	952		9			186	Uregulert	
Jølstravatn	207	367						1,25	50,0
Breimsvatn	61	552	43	23	300	130	278	1,80	42,8
Hornindalsvatn	53	375	65	51	1206	273	514	Uregulert	
Strynsvatn	27	980	34	22	289	130	209	Uregulert	
MØRE OG TRØNDELAG									
Eikesdalsvatn	26	1080	18	24	2073	89	155	Uregulert	
Gjevilvatn	659	168		21				1,50	31,4
Samssjøen	480	71	7	10			88	13,70	113,0
Essandsjø	725	201		15				6,60	145,0
Selbusjø	160	2930		60			135	6,30	348,0
Jonsvatn	149			14					28,0
Storvatn i Rissa	130	151		8				5,90	74,0
Færen	404			26				Uregulert	
Snåsavatn	24	1418		120				Fløtningsdam	
Namsvatn	441	710		29				14,00	458,0
Limingen	418	653	24	96	8345	87	192	6,00	560,0
Tunnsjø	355	392	25	99	8680	88	222	5,00	440,0
Salsvatn	13	425		49			445	Uregulert	
NORDLAND									
Majavatn	310							Uregulert	
Unkervatn	322	780						Uregulert	
Røssvatn-Tustervatn	374	1500	39	190	12600	60	231	12,70	2363,0
Langvatn i Rana	44	539	14	31	700	32	70	2,70	54,0
Storglåmvatn	510	230		26				23,40	571,0
Balvatn	598	239		40				7,40	300,0
TROMS OG FINNMARK									
Altevatn	477	1233	40	51	1508	29	99	16,20	1027,0
Leinavatn	491			31				Uregulert	
Takvatn	214			17				Uregulert	
Stuorajavrre	374	1156		25				Gammel regulering	
Jiësjavrre	390	416		50				Uregulert	

II. Temperatur- og isforhold i dype sjøer.

Innsjøene mottar sitt varmeinnhold i alt vesentlig ved innstråling fra sol og himmel. Avkjølingen foregår i alt vesentlig fra overflaten. Disse forhold, sammen med det grunnleggende fysikalske faktum at ferskvannet har sin største tetthet ved nær 4°C , er helt avgjørende for vannets lagdeling og sirkulasjon i en innsjø. Dessuten er lagdelingen også avhengig av vind og bølger og av gjennomstrømningen.

1. Temperaturforholdene.

Gjennom et år har vi normalt følgende gang i temperatur og tetthetsfordeling i våre tempererte sjøer, se fig. 1.



Om våren har hele vannmassen en temperatur meget nær 4°C og hele vannmassen kan sirkulere fritt. Limnologer kaller dette vårsirkulasjonen.

Med innstråling stiger temperaturen i overflaten forholdsvis raskt, og det dannes et tynt varmere overflatelag ovenpå det kaldere vannet.

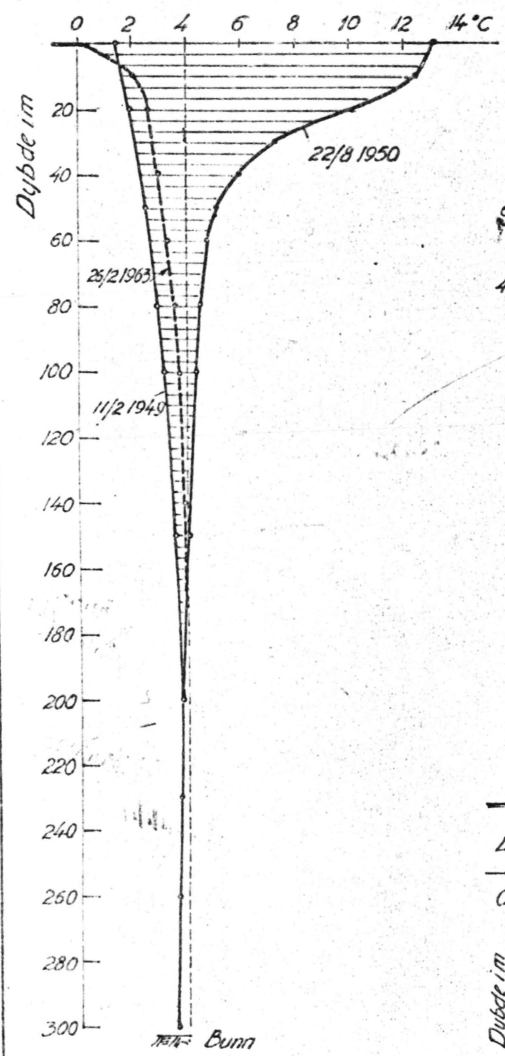
Utover sommeren transporteres det varmere vann nedover forårsaket av vind og den omrøring som frembringes av bølger og vindström. Denne omrøring rekke dypere ned jo mer det blåser.

I juli-august er situasjonen gjerne den at det ligger et lag av temmelig jevnvarmt overflatevann ned til en 10-30 m dyp. Fra dette varme lag til det kalde vann under er det ^{vanlig} meget brå overgang, såkalt sprangskikt, og selve lagdelingen kalles sommerstagnasjonen.

Fig. 2

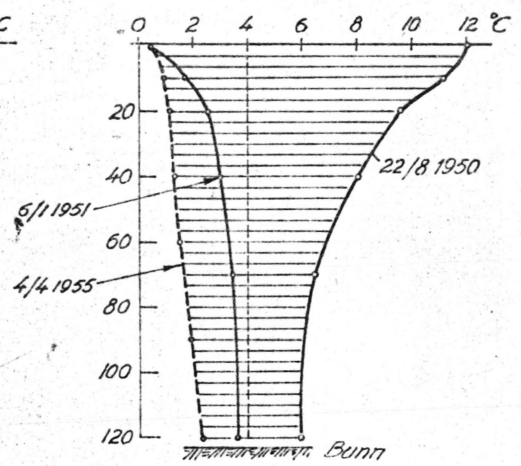
TEMPERATURFORHOLD I DYPE SJOER

STORSJOEN i Rendalen



Vinteren 1948-49 sjøen åpen
" 1962-63 " islagt.

FEMUND

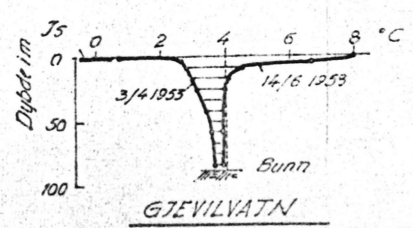
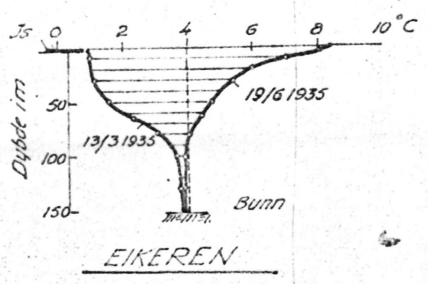
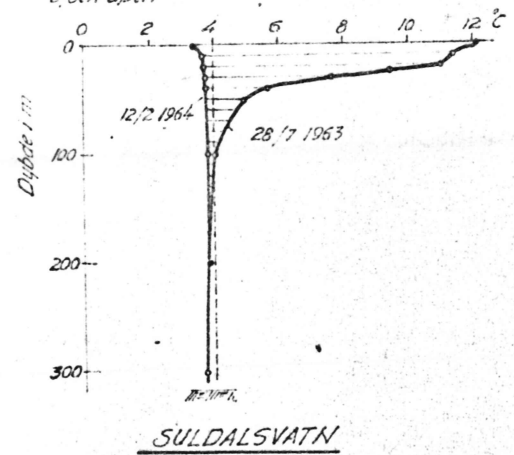


Sjøen islagt hver vinter
Den 20-23/12 1954 var det
størvind under isleggingen

TEMPERATUR I BANDAK ved Lårdal
om vinteren (°C)

Dato	11/3 1955	5/3 1958	13/4 1959	28/3 1960	10/3 1961	19/1 1963	15/3 1964
Overfl.	0,2	0,4	2,0	1,2	0,8	0,2	0,3
5	1,5	0,8	2,0	1,6	1,0	1,4	1,6
10	2,0	1,2	2,0	1,7	1,7	1,4	1,8
20	2,5	1,8	2,5	2,2	2,2	1,7	1,9
30	3,0	2,2	2,8	2,6	2,7	2,2	2,1
40	3,2	2,3	3,1	2,8	3,0	2,4	2,6
50	3,3	2,5	3,3	2,9	3,1	3,1	3,3
100	3,8	3,6	3,8	3,8	3,8	3,8	3,85
150	3,8	3,7		3,8	3,7	3,77	3,80

Sjøen åpen



Utover høsten vil vannet avkjøles fra overflaten og det foregår en høstsirkulasjon som fortsetter til hele vannmassen er kjølt ned til 4°C . Varmen forplanter seg vesentlig ved blanding av vannlagene, enten som følger av konveksjon eller p.g.a. uordnede strømninger.

Videre utover vinteren nedkjøles vannet stadig fra overflaten. Men nå blir det øverste lag lettere og det blir kaldt vann over det varmere. Denne tilstand kalles **v i n t e r s t a g n a s j o n e n**.

Undersøkelsene viser at en må være forsiktig med å trekke slutninger om temperaturforholdene i en innsjø ut fra vannets temperatur og egenvekt i overflate-lagene. På grunn av vind og bølger foregår det nemlig en omrøring som er mye mer effektiv enn den som den ubetydelig vekslende egenvekt kan gi anledning til, og denne omrøring virker til å utjevne temperaturen. Dette kan merkes ned til stort dyp, og mest får det å si for sjøer med stor overflate hvor vinden får^{tok} til å virke. Det finnes dype sjøer der bunntemperaturen hele vinteren - ja hele året - holder seg nær 4°C . Store, mindre dype sjøer kan om høsten avkjøles i hele sin dybde og har om vinteren en temmelig ensartet temperatur på $1-2^{\circ}\text{C}$, bortsett fra det aller øverste vannlag, hvor varmetapet finner sted.

På fig. 2 er vist temperaturfordeling i noen dype innsjøer ved sommer og vinterstagnasjon.

I følgende tabell 2 er samlet noen resultater av temperaturmålinger om vinteren i en del større innsjøer spredt over hele landet.

I følgende tabell er gitt en oversikt over omtrentlig årlig varmetutveksling i noen innsjøer.

	Høyde o.h. m	Areal km^2	Varmemengde kcal/m^2
Mjøsa	124	362	370000-440000
Eikeren	16	26	ca. 410000
Suldalsvatn	68	28	390000

Observasjoner viser at t.eks. i Eikeren er ca. 61 % av den innkommende sommervarmen magasinert i det øverste 10 m tykke laget, mens bare ca. 30 % i Suldalsvatn. I Eikesdalsvatn er dette tall ca. 38 %.

Tabell 2.

Temperaturforhold om vinteren i sjøer
på Östlandet og Sörlandet.

Dybde i m	Temperatur °C							
	MJÖSA Nes-Kapp 25/2 1963	SAVALEN 13/12 1964	VANGS- MJÖSA 24/3 1958	SPERIL- LEN 19/4 1966	KRÖDEREN Lindelia 14/1 1969	TOTAK 12/4 1959	LOMNES- SJÖEN 7/2 1969	NISSER- VATN Nissedal 27/2 1969
Under isen			0,20		0,04	0,50	0,63	0,73
1	0,71	0,95	0,95	0,53	0,04	0,97	0,85	0,98
2		1,00	1,05	0,68	0,05	1,60	1,00	1,05
3	0,99	1,1	1,35	0,76	0,07	1,70		1,23
5	1,20	1,32	1,45	0,81	0,09		1,19	1,37
8	1,38	1,50		0,87	0,46	1,80	1,56	1,52
10	1,50	1,60	1,58	0,87	1,94	2,04	2,56	1,63
15	1,65	1,85		1,25	3,20		3,92	1,83
20	1,85	2,10	1,80	2,16	3,46	2,20	4,73	2,06
25								2,30
30	2,35	2,40	2,00	2,64	3,68	2,50		2,50
40	2,58	2,50		2,85	3,84			2,81
50		2,53	2,25	2,87	3,84			3,07
60	3,30			3,00	3,84			
70			2,40	3,15	3,89	3,24		3,33
80				3,29				
100	3,72		2,70	3,43		3,58		3,47
150	3,74					3,70		
200	3,72							

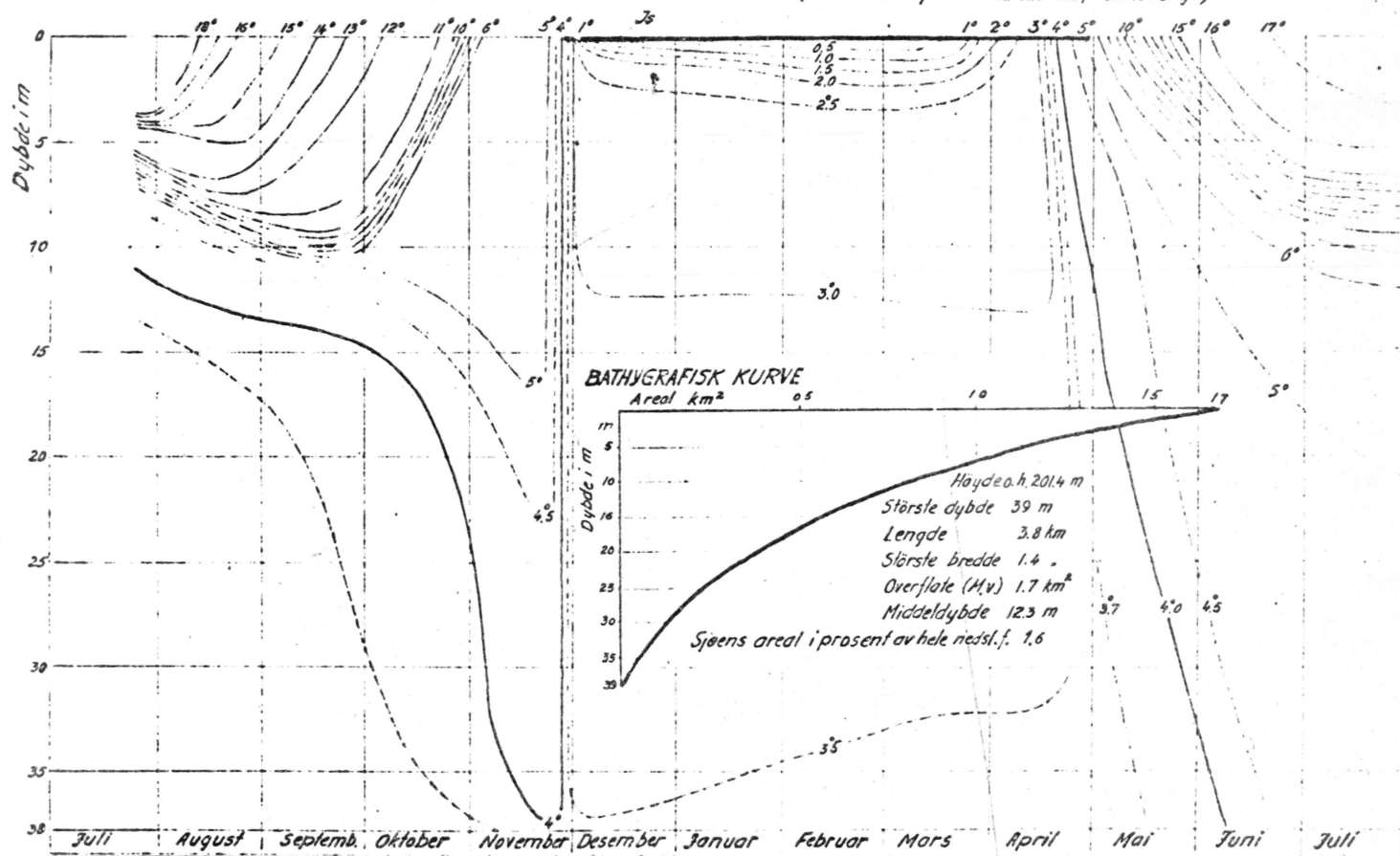
I Trøndelag og Nord-Norge.

Dybde i m	GJEVIL- VATN 12/1 1966	RÖSSVATN utfor Höystaknes 8/3 1967	ANDKILVT. 18/3 1963	STRAUMVT. 18/3 1963			
Under isen		0,08					
1	1,15		0,39	0,41			
2	1,80	0,22		1,13			
3	2,05	0,29	0,65	1,32			
5	2,45	0,37	0,91	1,54			
10	2,83	0,72	2,02	2,91			
20	3,07	0,83	2,58	3,42			
30	3,23		2,89	3,61			
40	3,30		3,15	3,86			
50	3,38	0,91	3,45				
80	3,60						
100		0,91					

Grunne innsjøer avkjøles fortere. På fig. 3 er vist t.eks. temperaturforhold i Jaren, Hadeland etter målinger 1951-52. Jaren har en lengde på 3.8 km og overflate på 1.7 km². Største målte dybde 39 m og middeldybde ca. 12 m.

Fig. 3.

TEMPERATURFORHOLD I JAREN 1951-52 (etter målinger av cand.real, Reinsborg)



2. Strømførholdene.

I en innsjø kan strømmen karakteriseres som en langsom bevegelse av vannmasser i et stort strømførende tverrsnitt, avhengig av bunnens topografi. Jordrotasjonen har også en viss innflytelse på slik strøm.

Foruten sjøens topografi er det hovedsakelig tre faktorer som kommer inn i bildet: vindstrømmer og bølger, stående svingninger (skvalpesvingninger, såkalte "seiches") og gjennomstrømningens intensitet.

a. Vindstrømmer- og bølger.

Vind setter i gang strømmer og bølger. Erfaringer viser at vindens innvirkning er merkbar når den har blåst tilstrekkelig lenge og strømmen er blitt stasjonær. T.eks. for en innsjø med lengde 10 km og dybde ca. 100 m, vil det med en vindstyrke på 4-5 Beaufort, ta ca. 5 timer før strømmen er blitt tilnærmet stasjonær. Tiden øker for økende vindstyrker og dybder, men er mindre avhengig av sjøens lengde. Vindstrømmene dør bort når det slutter å blåse.

Det foreligger flere teoretiske betraktninger om vindeffekten over innsjøer, men de er temmelig vidløftige og må utelastes her.

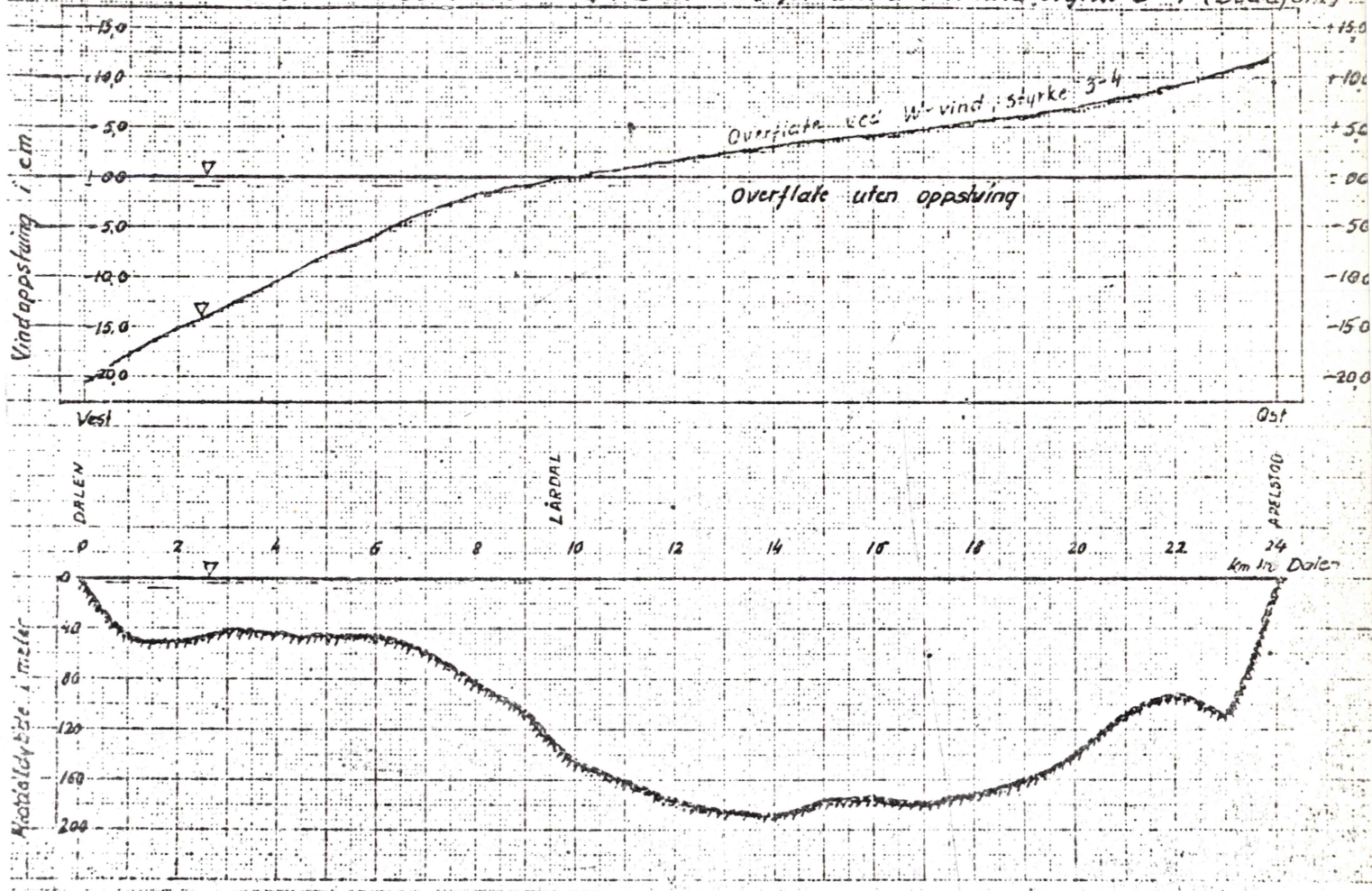
Prof. Hutchinson gir i sin bok "A treatise on limnology" s. 276 følgende tabell som karakteriserer overflatehastigheten for en middeldyp innsjø.

Vindhastighet W		Skjærspenning dynes/cm ²	Vannhastighet i overfl.
Beaufort	cm/s		✓ cm/s
0	0- 20	0,1	4
1	30- 150	0,1-0,2	4- 5
2	160- 330	0,2-0,5	5- 8
3	340- 540	0,5-1,0	8-11
4	550- 790	1,0-2,3	11-17
5	800-1070	2,3-4,0	17-23
6	1080-1380	4,0-6,5	23-29
7	1390-1710	6,5-9,4	29-38
8	1720-2070	9,4- 13	38-41

Hvis vinden har blåst lenge nok fra samme retning over en innsjø, vil den lage en svak skrånende vannflate som heller mot vindretningen. Vi sier at vinden stuver opp vannet. Denne oppstuingen kommer av at det er en viss friksjon mellom luft og vann, dvs. vinden drar på en måte vannet etter seg.

Følgende tegning viser en slik oppstuing i Bandak, beregnet etter teoretiske formler.

BEREGNET ISOPPSTUING I BANDAK for konstant W-vind styrke 3-4 (Beaufort)



En skulle tro at vannet ville renne nedover denne skråning altså mot vindretningen. Dette er ikke tilfelle. Det dannes en stabil vannflate med vindstrøm. Hvis vinden raskt blir svakere, vil oppstuingen lede til svingninger med relativt stor amplitude.

Vannmassene har en betydelig treghet. Dersom vinden snur, vil det ta tid før strømsystemet blir snudd om: det hender da at strømmen i enkelte sund undertiden kan gå mot vinden. Slike erfaringer har vi fra Tunnsjø, Nord-Trøndelag.

b. Bølgebevegelse.

I en innsjø vil det, foruten strømmer, også oppstå periodiske bevegelser som viser seg som bølger.

Det er to slags bølger: f r e m a d s k r i d e n d e bevegelser og s t å e n d e svingninger.

F r e m a d s k r i d e n d e bølger dannes av vind og de passerer i rekkefølge, den ene etter den andre. Under naturlig forhold består de ofte av flere kryssende systemer. Væskepartiklene derimot svinger rundt hvilestillinger.

Fig. 2 viser skjematisk vannets bevegelse i en bølge som skrider fram mot høyre.

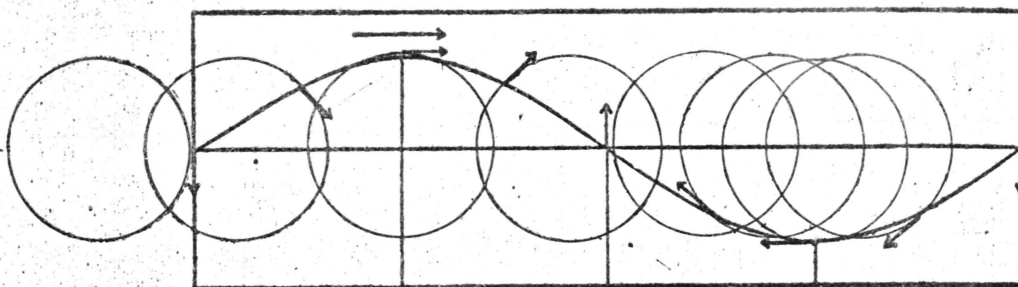


Fig. 2 Vannets bevegelse i en bølge som skrider fram mot høyre.

Bølgehastigheten kan tilnærmet beregnes etter formelen

$$v^2 = g \left(H + \frac{3}{2} h \right)$$

Her er H sjøens dybde og h er bølgeamplituden. Hvis $H \gg h$, blir

$$v = \sqrt{gH}$$

Teoretisk behandling av bølger tilhører hydraulikken.

S t å e n d e s v i n g n i n g e r (seiches) kan bli merkbare i alle dype innsjøer. I Norge er brukt ordet "floing" for slike svingninger. I Tinn-sjøen, Telemark kan vannstanden ved utløpet av Tinnosdammen variere ganske betydelig og vassføringen vil følgelig variere tilsvarende. Eksempelvis kan nevnes at 4.-6. mars 1958 ble det målt opptil 10 cm forskjell mellom høyeste og laveste vannstand i svingningene, det var to typiske perioder som virket sammen, en på ca. 21-22 min. og en på ca. 10-12 min. På dette tidspunktet var sjøen islagt, så direkte vindvirkning var ikke årsaken. Erfaringer viste at slike svingninger fortrinsvis forekommer når et lavtrykk kommer inn over Sør-Norge. Årsaken er antakelig å finne i kortvarige variasjoner i lufttrykket som fører vannet i sjøens basseng i svingninger ved resonans.

Stående bølger oppstår ved interferens mellom to ellers like bølger som beveger seg rett mot hinnannen. I begge ender av sjøen må da bevegelsen gå rett opp og ned, som fig. 3 viser.

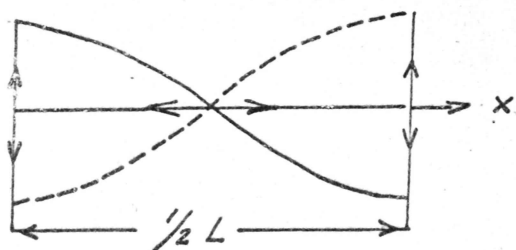


Fig. 3. Vannets bevegelse i en stående bølge med en knute.

Ved tidspunktet $t=0$, $1/2 T$, T osv. er væskens overflate horisontal. Ytterstillingen inntar, når: $t=1/4 T$, $3/4 T$, osv.

For avstanden $X=0$, $1/2 L$, L osv., svinger partiklene loddrett opp og ned, men der hvor $X=1/4 L$, $3/4 L$ osv., svinger partiklene horisontalt. Disse steder kalles **knutepunkter**. Alle partikler svinger i takt og passerer samtidig hvilestillingen og ytterstillingene.

Svinger vannstanden om ett knutepunkt, får en den såkalte **reninodale seiche**. Hvis det er 2 knutepunkter, fåes da den såkalte **binodale seiche** osv.

Er sjøen rektangulær med lengde lik l og bølgelengden er L , så er $l=k \cdot L/2$, hvor k angir antallet av knuter (likevektspunkter). Er sjøens midlere dybde $=H$, så er bølgens forplantningshastighet

$$V = \sqrt{g \cdot H}, \text{ og } L = v \cdot T$$

hvor T er svingetiden. Den kan beregnes etter ligningen:

$$T = \frac{L}{V} = \frac{2 \cdot l}{L \sqrt{gH}}$$

Innføres l i km, d i meter og T i minutter, fåes følgende uttrykk:

$$T = \frac{10,65 \cdot l}{\sqrt{H}}$$

Formelen gir ikke helt riktige verdier, hvis dypet H ikke er jevnt. Det foreligger flere teoretiske formeler for beregning av seiches, men de er temmelig kompliserte.

Holmsen (Litt. 1) undersøkte seiches i Osen, Storsjøen, Mjøsa og Randsfjord i 1896, og Otnes seiches i Storsjøen i Rendal i 1949. Ved samtlige disse målingene var svingningene forholdsvis små (under 5 cm). I Vättern i Sverige har Bergsten iaktatt svingninger på inntil 25 cm og svingetiden for de viste uninodale seiches var ca. 3 timer.

I senere tid har Iskontoret undersøkt virkningen av stående svingninger i flere innsjøer.

I Tunnsjø, Nord-Trøndelag ble det foretatt registreringer av vannstanden i løpet av sommeren 1963 og i ettervinteren 1963-64. Målingene viste at den største svingning foregikk i den østlige halvdel av sjøen. Vannstanden utenfor det østlige innløp til sundet ved Gudfjelløya varierte flere cm med en periode på 17,8 min., dvs. vannstanden steg i løpet av 8,9 min., og avtok igjen i 8,9 min. På vestsiden av sundet var svingningene meget mindre. Følgen var at sundet ved Gudfjelløya som forbinder to områder av sjøen virket som en bred kanal med svakt fall, bare et par cm pr. km. Helningen av vannflaten vekslet i takt med svingningene.

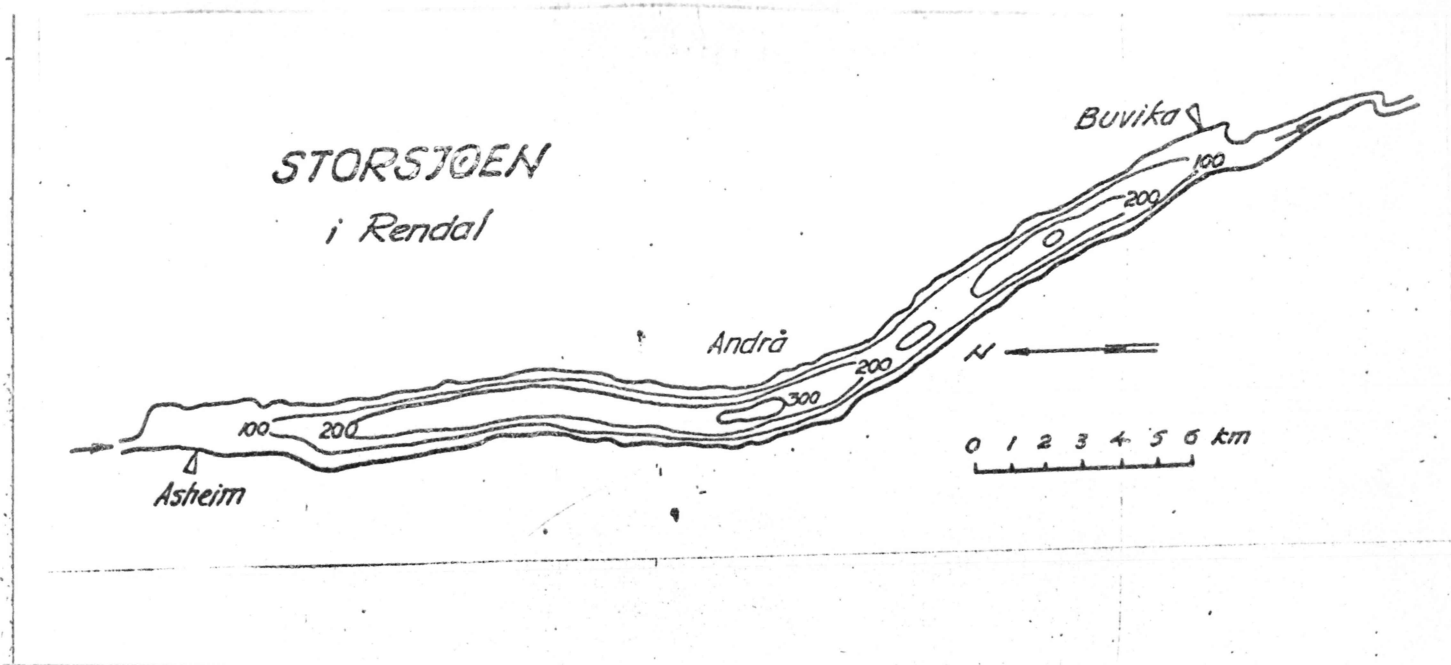
Liknende registreringer av vannstanden ble foretatt i Bandak vinteren 1965-66. Ved den øvre vestenden av sjøen ble det registrert seicher med amplitude på opptil 20 mm, og svingetid ca. 31 mm. I østenden ved Apelstød, var det ikke mulig å finne de regelmessige, langvarige svingningene vi fant på den nordligste enden av sjøen. Her kunne vi registrere svingninger med en svingetid på 15,1 min., med variasjoner mellom 13,3 min. og 16,0 min.

For Bandaks vedkommende vil en vannstandstuvning på 1 cm skyldes et ekstra vannvolum på ca. 30000 m³ i bassenget innenfor Høynesodden, hvor sjøens tverrsnitt er på ca. 18000 m². Hvis denne vannmengde skal passere tverrsnittet i løpet av den halve svingetiden, 800-1000 sek., blir den gjennomsnittelige hastigheten ca. 0,2 cm/sek. Denne strømmen kommer da i tillegg til den allerede eksisterende middelstrøm som er på ca. 0,6 m/s, dvs. middelhastigheten vil kunne variere mellom 0,4 cm/sek. og 0,8 cm/sek. Dette kan ha betydning for isforholdene, fordi omrøringen i vannlagene blir påvirket.

De stående svingninger som er omtalt, forekommer uavhengig av om en innsjø er regulert eller ikke.

For tiden pågår undersøkelse av stående svingninger i Storsjøen, Rendal. Man legger her særlig vekt på å undersøke hvor meget en regulering kan påvirke stående svingninger i en dyp innsjø, og hva dette betyr for temperaturforholdene.

Sommeren 1966 ble det opprettet to spesiallimnigrafer for registrering av vannstand i målestokk 1:1, en i nordenden ved Åsheim og den andre i sydenden ved Buvika, se kartskisse.



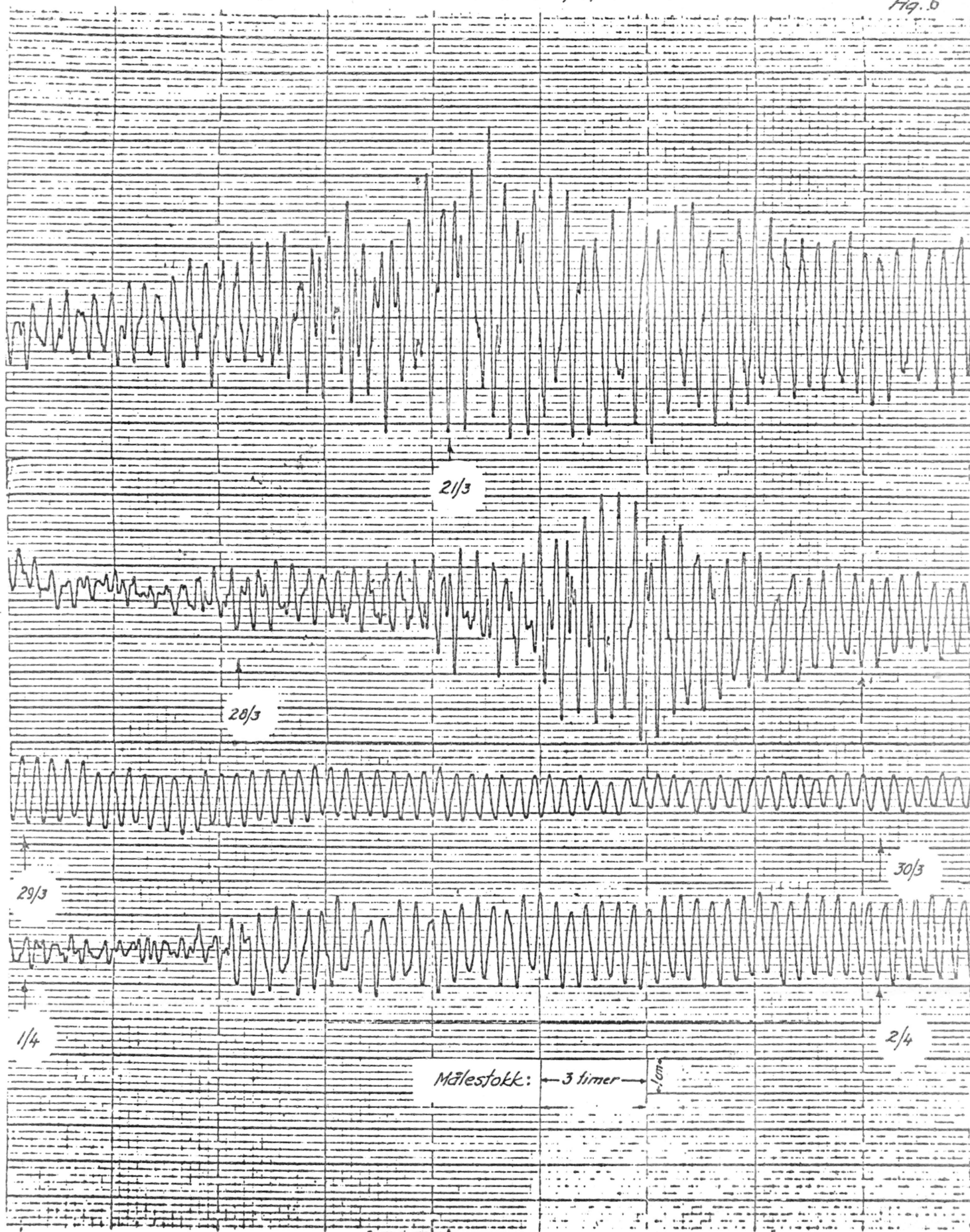
På fig. 6 er gitt eksempel på noen karakteristiske registreringer av svingningene i tiden mars-april 1967.

Storsjøen var islagt, istykkelse 40 cm. Den 21.3. viser registreringen både unimodale og binodale seiches, og fra 28.3. unimodale seiches med enkelte binodale trekk. Svingningens amplitude hadde øket fra under 1 cm den 27.3. til over 7 cm den 28.3. i løpet av 10 timer. Den 21.3. var amplitdene over 8 cm under det tykke islaget.

Gjennomstrømningens innvirkning på temperatur- og isforholdene i våre innsjøer er omtalt i avsnitt III og IV.

VANNSTANDSREGISTRERINGER I STORSJØEN, RENDAL
ved Buvika i mars og april, 1967

Fig. 6



3. Islegging og utvikling av et isdekke.

Isleggingen på en større innsjø starter alltid på de lune vikene og aller først der hvor det er både grunt og lunt.

I stille, kalt vær skyter de første isnåler ut som et nettverk og deretter overtrekkes også de gjenstående mellomrom med is. Ny is kan dannes på forbausende kort tid, men om det skal bli en fortsatt stabil isvekst vil avhenge av om det blåser opp eller fortsetter å være stille. Selv om en stor del av innsjøen blir islagt i første omgang, vil det ofte hende at vindbølger fra gjenstående åpne områder bryter opp isdekket og da kommer omrøringen igjen igang. Tetthetsforskjeller i vann er små nær 4 °C og vinden kan lettblende overflate- og dypvann. I dype innsjøer er det et stort varmekorridor og de vil være åpne i forholdsvis lang tid. Mange av våre dype innsjøer fryser sjelden til.

Under ellers like temperaturforhold i luften vil altså en innsjø kunne islegges tidlig ved stille og kalt vær, og da vil vannmassene i sjøen holde seg forholdsvis varme. Under vekslende værforhold med mye vind, vil sjøen bli avkjølet ned til større dyp, isleggingen vil foregå sent, og vannlagene vil da holde seg forholdsvis kalde.

Når isen har lagt seg på hele sjøen og omrøringen opphører, vil temperaturfordelingen holde seg praktisk talt uforandret hele vinteren igjennom, inntil solstrålingen blir mer og mer virksom på vårparten. Den videre øking av istykkelsen foregår på undersiden

Det inntreffer dog sjelden at utviklingen av et isdekke foregår uforstyrret. Ved første værromslag og snøfall dannes det snøblandet vann - s ø r p e, på isen. Snøen isolerer godt mot varmetap og istilveksten hindres. Tilfrysingen av sørpen går relativt fort og det utvikles et sørpeislag. Sørpeisen er porøs og har av den grunn mindre varmeledningsevne enn det underste stålslag. Den fortsatte utviklingen av isdekke vil derfor foregå langsommere eller avtar helt. På en innsjø som er utsatt for værromslag får vi vanligvis i løpet av vinteren et isdekke som er sammensatt av vekslende islag 10 m består av stålslag underst og av et eller flere lag av sørpeis øverst. Under utviklingen av isdekket må en derfor være oppmerksom på den store rolle som snøfall og mildvær spiller for istilveksten.

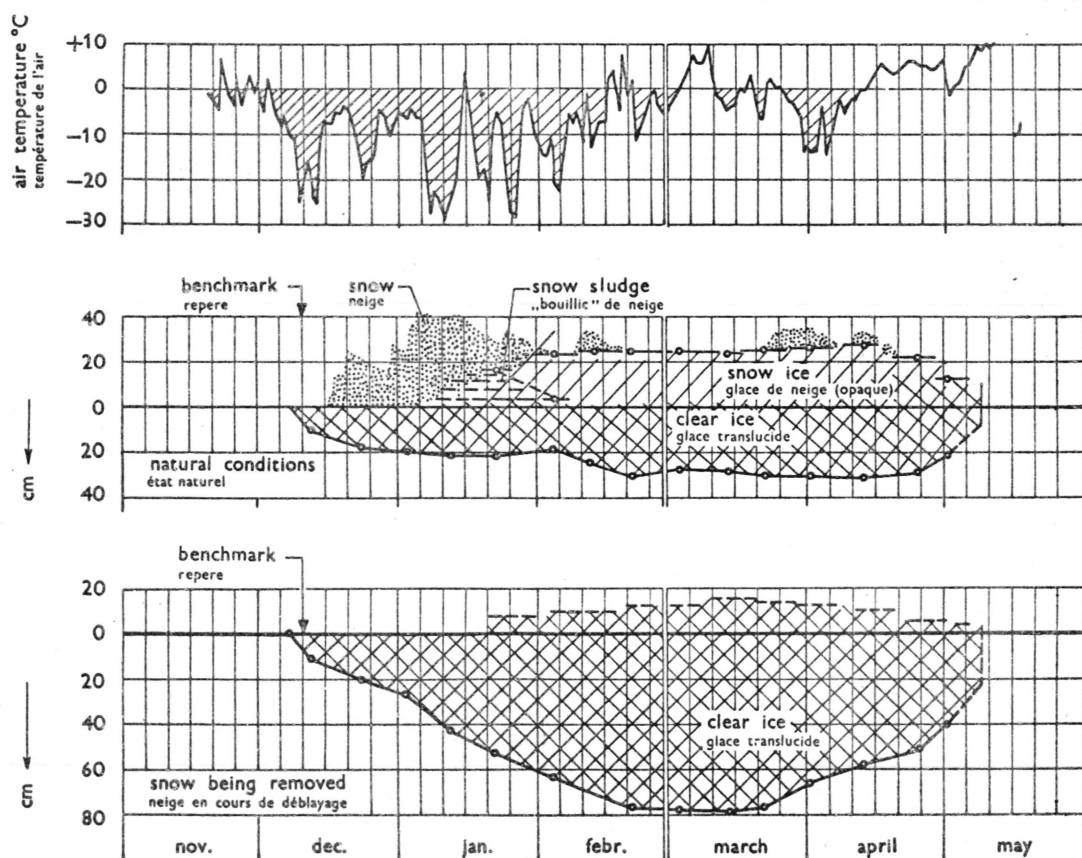
Utseendet av stålisen beror noe på hvorvidt den har vokset fort eller langsomt. Vokser den langsomt skilles det ut oppløst luft i forholdsvis store luftblærer. Vokser den fort blir luftblærene små.

Disse forskjellige lagene kan man ofte se tydelig når man skjærer en blokk ut av isen, eller et isflak blir satt på kant (se foto fig. 5).

På fig. 4 er det gitt et eksempel på utviklingen av isdekke på Slidrefjord, Valdres etter målinger vinteren 1958-59.

Ismålinger i Slidrefjord vinteren 1958-59

Fig. 4



Growth of ice, Slidrefjord 1958-1959.

Evolution des glaces à Slidrefjord 1958-1959.

Merknad: For å undersøke hvor mye av isen som dannes på undersiden og hvor mye som dannes på oversiden ved at sørpe fryser til, blir det opprettet spesielle fastmerker i isen.

4. Vurdering av snöens innvirkning på istilveksten.

For å bedømme snöens innvirkning på utviklingen av isdekke, har Iskontoret eksperimentert med å holde en bestemt flate av isen snöfri hele vinteren. Sammenliknbare målinger av istykkelse ble foretatt samtidig i det snöfrie feltet og i område under naturlige forhold i nærheten.

Foto fig. 5 viser isprøver saget ut av isdekket på Vinjevatn den 20/3 1955.



Målinger i snöfritt felt (til venstre): 58 cm stålis og 30 cm sammenfrosset sørpe.
 Under naturlige forhold (til høyre): 12 cm stålis og 35 cm sørpeis.
 Til høyre: fastmerke i isen.

Istilveksten kan tilnærmet betraktes som freksjon bare av lufttemperaturen etter formelen: $E_{cm} = \gamma \sqrt{\Sigma(t-t_f)}$; (jfr. Kap. A pkt).

Et sammendrag av måleresultatene fra en rekke forsøksfelt i forskjellige vassdrag spredt over hele landet er gitt i følgende tabell 3

Tabell 3. Snøens innvirkning på istilveksten.

Vassdrag	Målinger i snøfritt felt		Under naturlige forhold	
	γ	E i cm maks	γ	E i cm maks
NORD-NORGE (Tana, Målselv, Rössvatn)	2,7-3,2	90-140	2,0-2,3	50-105
ÖSTLANDET (Femund, Slidrefjord, Vinjevatn)	2,3-2,8	60- 80	1,4-2,2	40- 60
SÖRLANDET (Otra, Mandalselv)	ca. 2,0	60	ca. 1,3	40

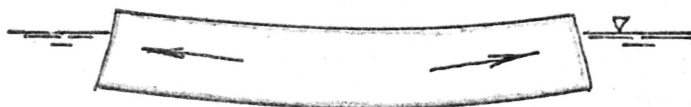
Koeffisienten γ gjelder strengt tatt bare for vedkommende vinter og vedkommende sted. Likevel gir den et brukbart holdepunkt for et overslag over isveksten.

Undersøkelsene viser at koeffisienten γ varierer forholdsvis lite fra år til år på et bestemt sted. Til eks. etter målinger i Slidrefjord, Valdres i tidsrommet 1952-60 varierte koeffisienten på det snøfrie feltet, mellom 2.4 og 2.7, og ved målinger under naturlige forhold (snø på isen 26-41 cm) - mellom 1.4 og 1.6.

5. D a n n e l s e a v s p r e k k e r o g r å k e r i i s d e k k e t . Å t h u l l .

Som kjent trekker isen seg sammen ved avkjøling. Isens spesifikke vekt ved 0 °C er 0,9175, ved -10 °C er 0,9186, ved -20 °C er den 0,903 og ved -30 °C ca. 0,923 g/cm³. Grunnet dette oppstår det bestandig initialspenninger i et isdekke ved temperaturforandringer, og dette er hovedårsak til sprekk- og råkdannelsen i isen.

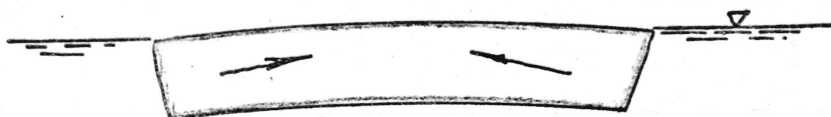
Det nederste isskikt har noenlunde jevn temperatur. Når temperaturen synker, trekker det øverste isskiktet seg sammen og isdekket inntar konkav form, som følgende tegning viser:



eller det oppstår sprekker i isoverflaten

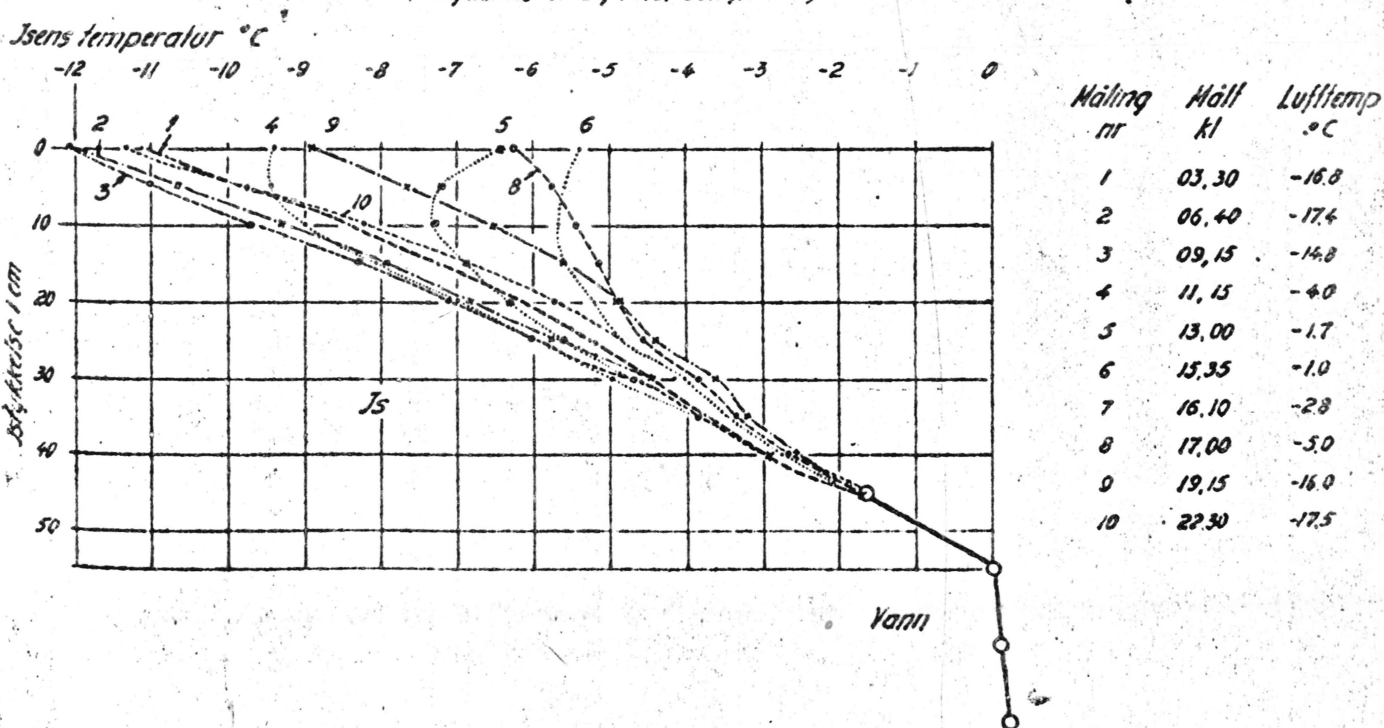


Stiger istemperaturen, buller isen opp.



Wold (Litt. 6) har foretatt en del temperaturmålinger i isen og snøen. Et eksempel på hvor fort en temperaturforandring forplanter seg i isen er vist på følgende tegning.

*Eksempel på hvor fort en temperaturforandring forplanter seg i isen 24/2 1955
(skydekke 2-3, vindhastighet 0)*



En annen årsak for sprekkdannelsen er de tidligere nevnte stående svingninger, og da særlig på grensen mellom to bassenger med forskjellige svingetider. Som eksempel kan nevnes at på Tessevatn etter en storm brøt 50 cm tykk is opp i en

linje tvers over vannet. Undersøkelsene viste at bruddet fant sted på grensen mellom to bassenger med forskjellige svingetid.

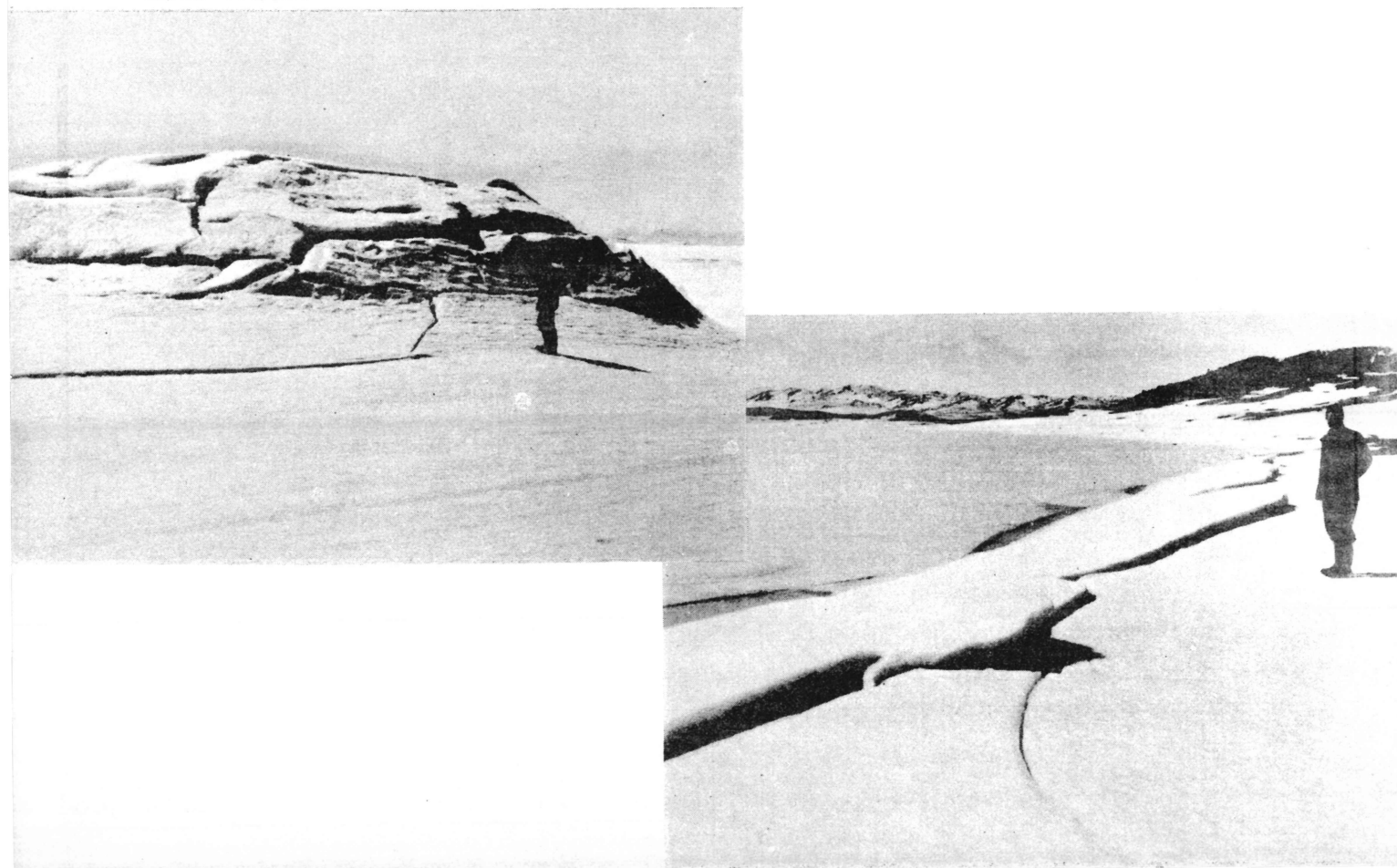
Generelt kan man si at temperaturvariasjoner er særlig ansvarlig for trykk- og strekkspenninger i isen, og stående svingninger mer markerer kritiske steder for sprekkdannelse.

På Mjøsa, Femund, Røsvatn og andre store sjøer forekommer årvisse sprekker og råker i isen på visse partier. Råkene oppstår i de aller fleste tilfeller under skruinger i isen, dvs. under sterkt press i isdekket ved vekslende værforhold. Sprekkene er vanligvis smale, men det kan under visse værforhold i snøbart isdekke dannes inntil 5 m brede råker.

I reguleringsmagasiner vil vintertapping føre med seg at strandsonen etter hvert blir tørrlagt og isen blir liggende på strandskråningen med større eller mindre sprekker mellom flakene. Ved bratte strandkanter kan større isblokker brytes løs, så det kan oppstå større råker og fordypninger langs land.

Erfaringer viser at der hvor stranden er svært ujevn, kan isen bli hengende mellom steiner eller over fordypninger og isen kan da briste ved en belastning. Det samme kan hende om undervannskjær, som ved høy vannstand ligger under isen, blir tørrlagt senere under tappingen og kan forårsake isbrudd.

Sprekk- og råkdannelse langs land er til ulempe for vintertrafikken. Etter erfaringer fra Mjøsvatn og flere andre regulerte sjøer, er den slags ulemper temmelig ubetydelige når skråningen av stranden er mindre enn ca. 1:5, som foto viser.



På flere innsjøer oppstår såkalte "åthull" i isen. En undersøkelse av slike hull ble foretatt på Kviteseidvatn og Flåvatn i Telemark i slutten av mars 1967. Vannene var islagt og isens tykkelse var ca. 30 cm stålis og ca. 10 cm sørpeis øverst. Foto fra et slik åthull er vist på fig. 7.

Flere av disse ble undersøkt og samtidig ble vannstandsvariasjoner ved åpne hull registrert.

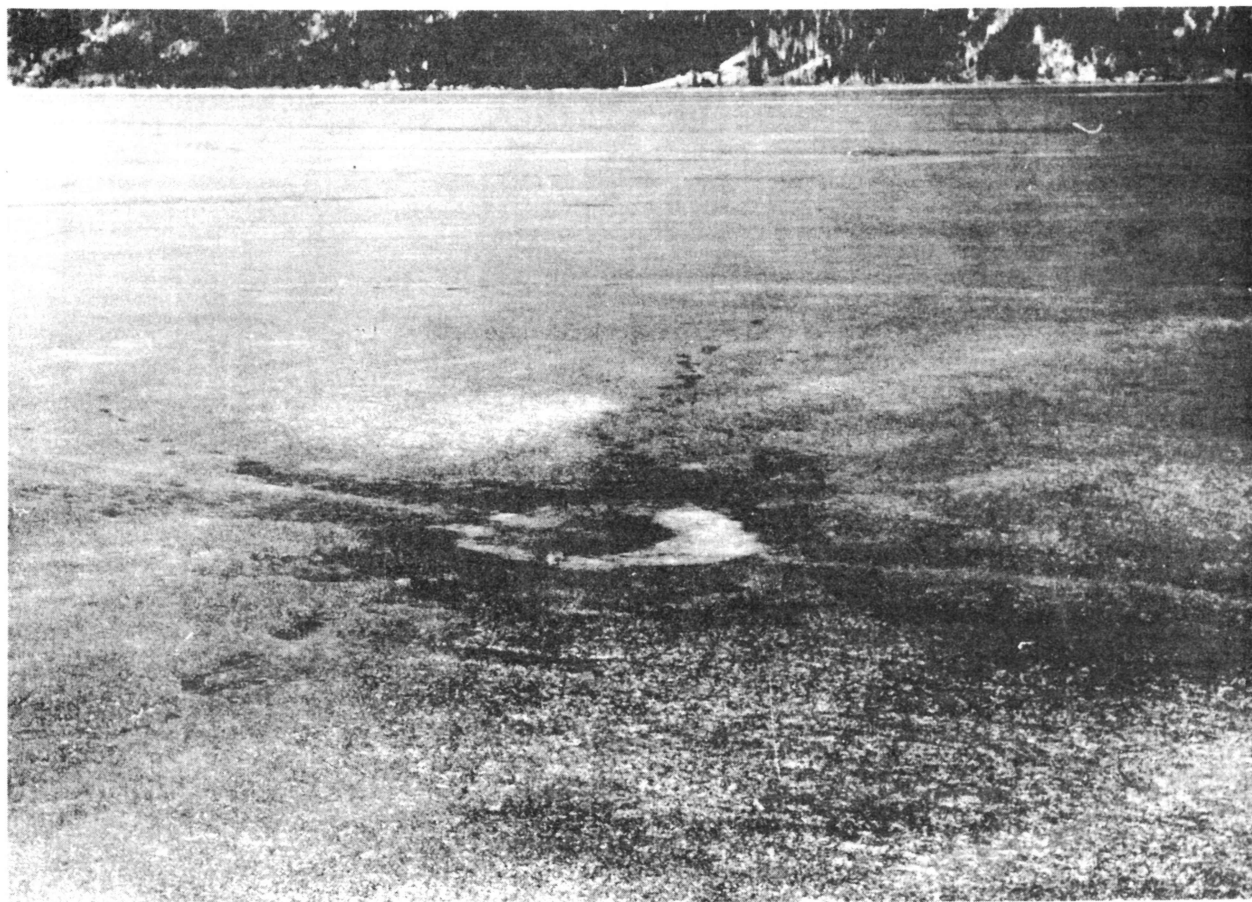
Stavelsen "åt" er muligens den samme som i uttrykket "å kaste åt," som betyr å kaste aske, svart jord eller liknende på snøen og isen om våren for å framskynne smeltingen.

Undersøkelsene viste at "åthullene" på Kviteseid og Flåvatn dannes fra isens overflate. Det kan være løv, liten kvist eller noe forurensing som har vært årsak til at det dannes en liten fordypning på isoverflaten hvor smeltevann kan ansamles. På slike mørkere områder gjør straks innstrålingen seg gjeldende og det utvikles karakteristiske fordypninger: runde hull i midten og smeltingsfurer i alle retninger og av forskjellige størrelser som fotos viser.

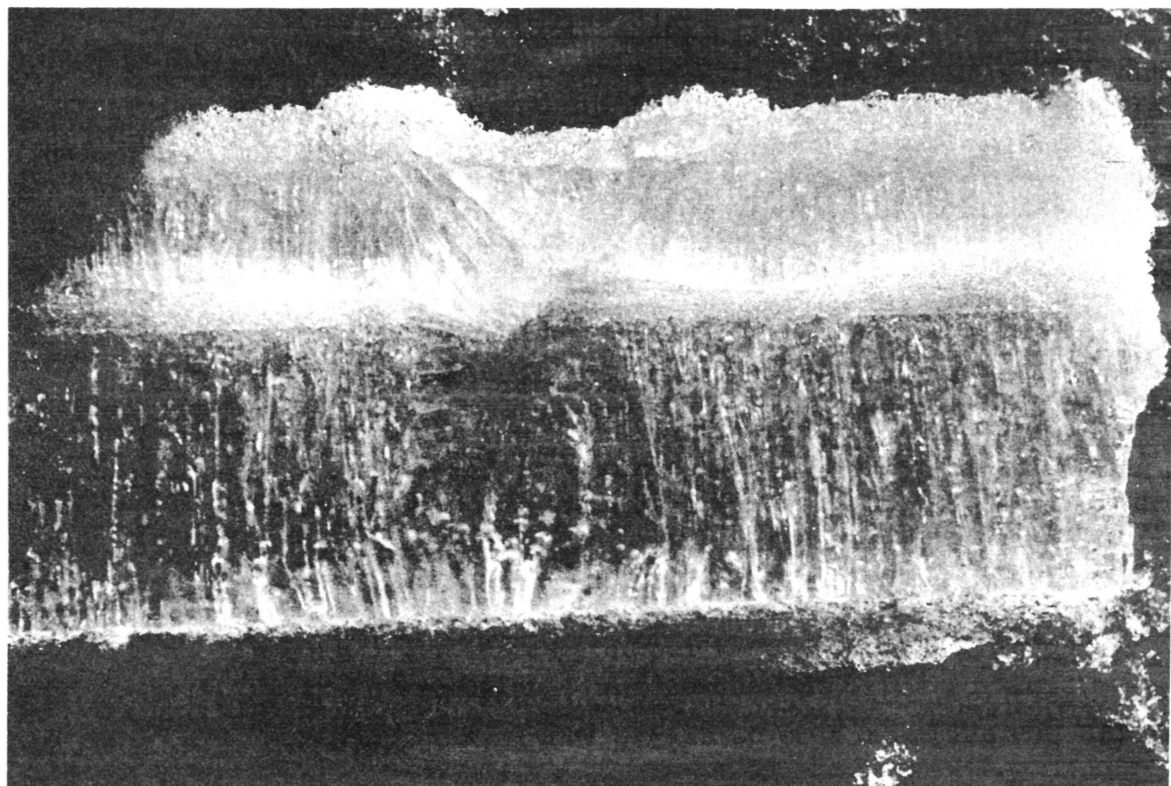
Nederst på fig. 7 er vist snitt gjennom en slik "åthull". Det ble funnet mørke gjenstander i isen og spor av isens avsmelting tvers igjennom.

FLÅVATN, 31. mars 1967

Fig. 7



Et "åthull" i isen. Hullet's diameter ca 20 cm med opptil 2 m lange smeltingsfurer
Isstykkelse 30 cm



Issnitt gjennom hullet

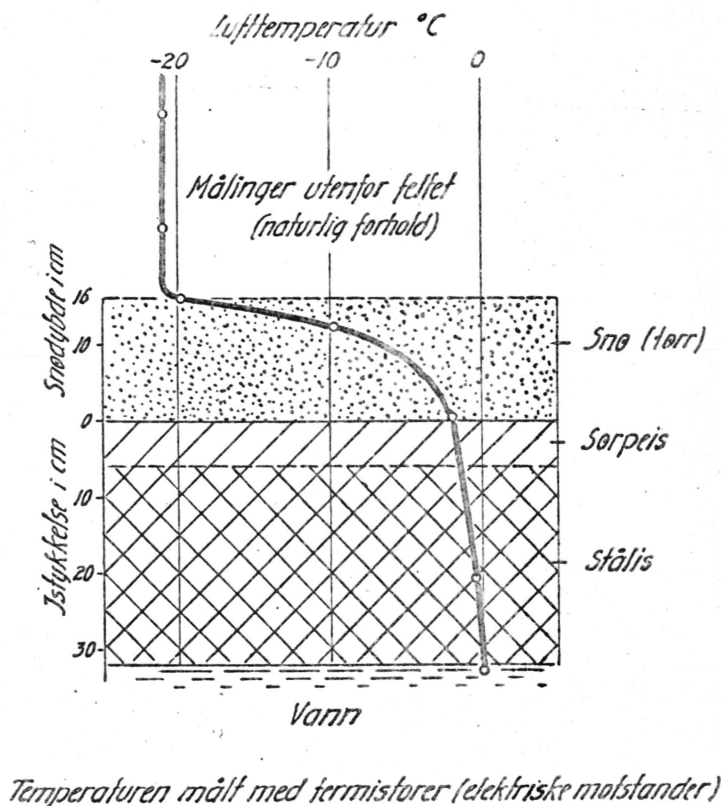
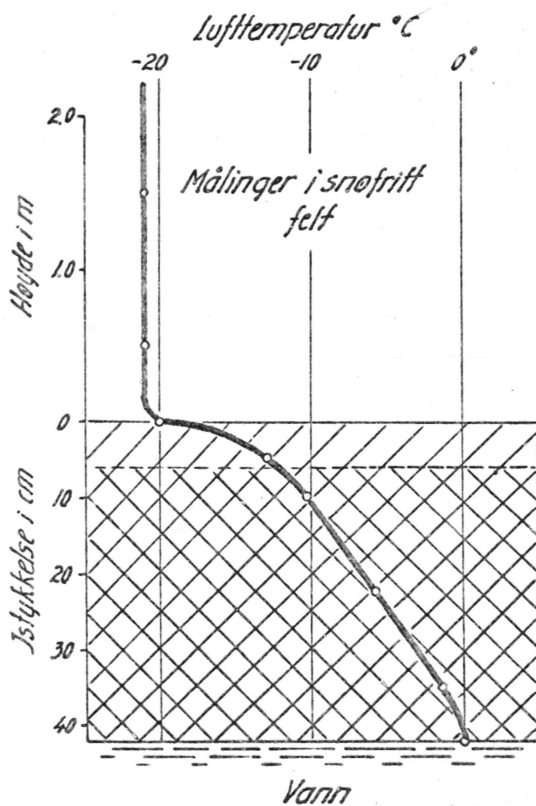
6. Betingelser for at isens tilvekst opphører, Isens avsmelting.

Jo større istykkelsen blir, desto mindre blir varmetapet fra isens overflate. Erfaringer viser at på våre breddegrader vil isveksten på innsjøer ikke opphøre så lenge det er vinterkulde, selv om det faller snö, men et snödekke nedsetter riktignok veksten så sterkt, at en praktisk kan se bort fra den.

På fig. 8 er vist en temperaturfordeling i luft, snö og is på Maridalsvatn den 27. jan. 1954 etter målinger av Knut Wold (Litt. 5).

Fig. 8

TEMPERATURFORDELING I LUFT, SNÖ og IS på MARIDALSVATN 27/1.1954

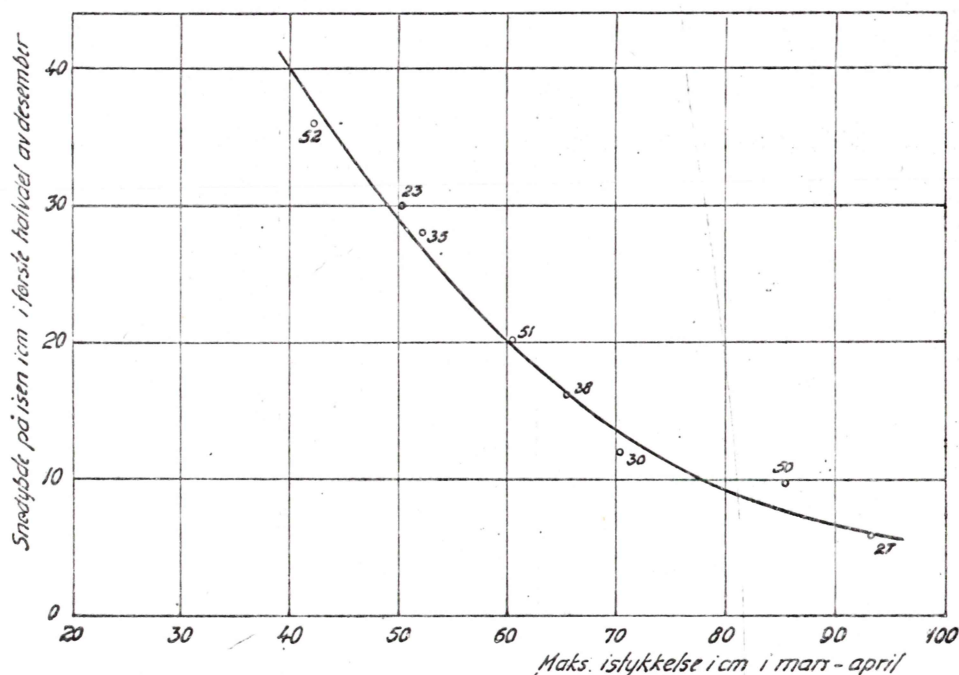


I tabell 4 er det ført opp målte maksimale istykkelser for en del innsjøer og rolige elvepartier.

Tabell 4. Målte maks. istykkelse på innsjøer og rolige elvepartier.

Vassdrag og målested	Istykkelse i cm				
	Des.	Jan.	Febr.	Mars.	April
Femund, Storbekken	40	55	80	100	100
Trysilelv, Sætre	35	60	75	78	78
Glomma, Tynset-Alvdal	40	60	80	80	70
Vangsmjøsa, Leine	0	25	45	57	57
Slidrefjord, Røn	35	52	73	78	75
Totak, Vå	0	30	50	60	60
Limingen, Devik	20	43	55	60	60
Røssvatn, midt. parti	25	52	60	70	70
Barduelv, Evjan	60	85	95	97	97
Tana, Polmak	75	95	100	105	100

*Sammenheng mellom maks. istykkelse og snødybde
etter målinger i Tana ved Polmak*



På vårparten vil varmetapet fra isens overflate avta og varmetilførselen gjør seg mer og mer gjeldende. Innstråling, varmetilførsel fra luften og kondensasjon av vanddamp har vesentlig betydning. Varmetilførselen fra innsjøenes dypere lag foregår meget langsomt og en omrøring er utelukket.

I følgende tabell er gitt de forskjellige faktors andel i % på avsmeltingen av is etter H. W. Ahlmanns undersøkelser:

	Island	S. Norge	N. Sverige	Svalbard
Innstråling	30	50	63	56
Konveksjon	40	30	25	29
Kondensasjon	30	20	11	15

Det bør nevnes at regn har liten virkning på avsmeltingen.

I russisk faglitteratur er oppgitt følgende formel for beregning av avsmelting av snø med regn: $H = \frac{ht}{80 \cdot d} \text{ mm}$

, her er h regn i mm, t regnvannets temperatur og d er snøens tetthet.

T.eks. for $d = 0,25$, $t = 5^\circ \text{C}$ og $h = 10 \text{ mm}$ blir avsmeltingen 2,5 mm.

Etter at snøen på isen er smeltet bort, blir isdekket utsatt for sterk stråling. Noe av strålingen passerer gjennom isen og varmer opp vannet like under isen. Isen blir mest svekket der strålings-absorpsjonen er størst. Dette gjelder t.eks. steder hvor vann er kommet på isen, rundt åthull og der isen er mest forurenset.

Hvis det etter sterk stråling om dagen følger en sterk avkjøling ved utstråling - klarvær med nattekulde - vil iskrystallene bindes sammen igjen. Gjentar dette seg, kan isløsningen forlenges betydelig, men isens struktur er endel forandret.

Hvis en benytter trykkstyrken som målestokk får stålisen i mørhet, da viser det seg at for et isdekke av 45 cm vil trykkstyrken avta med ca. 1 kg/cm^2 for hver grads øking av dagens middeltemperatur.

Undersøkelsene viste at et isdekke med en motstandsevne på 20 kg/cm^2 ble fullstendig mørk etter 4 dager i solskinn under midlere lufttemperatur av 5°C . Ved skyet vær og regn måtte det innføres en korreksjonsfaktor.

Når økt tilførsel av smeltevann har hevet vannstanden blir isen landløs og det blir åpent ved alle innløpsos av elver og bekker. Nå kan vinden få tak der det er åpent vann og omrøringen som da settes igang fører varmere vann opp mot iskantene. På denne måten vil isen tøres hurtig og råkene vil i stigende tempo vokse i størrelse. Det er den store varmebeholdning i de dypere vannlag som spiller størst rolle i denne siste fase av isløsningen.

III. Temperatur- og isforhold i gjennomstrømte sjøer.

En innsjø har oftest både tilløp og avløp. En gjennomstrømning av større vannmengder kan karakteriseres som en langsom bevegelse av vannmasser i et stort strømførende tverrsnitt avhengig av sjøens topografi. Observasjoner viser at der hvor vann strømmer inn i sjøen med betydelig hastighet, blir det en utpreget hvirvling (turbulens) i en stor blandings- og bremsesone. Bevegelsen vil etter hvert bli overført til større vannmasser og hastigheten i hovedstrømningen avtar.

Hvis t.eks. en elv med en vassføring på $100 \text{ m}^3/\text{s}$ renner gjennom en innsjø, så strømmer det 100 tonn vann ut i sjøen med en forholdsvis stor hastighet t.eks. 1 m/s . Når da hvirvlingen har satt hastigheten ned t.eks. $0,1 \text{ m/s}$ vil ca. 1000 tonn vann være satt i bevegelse. Det betyr at betydelige vannmengder blir ført inn i den langsomme gjennomstrømningen.

1. G j e n n o m s t r ø m n i n g e n i d y p e s j ø e r.

I en dyp innsjø avtar hastigheten av gjennomstrømningen hurtig og vannmassene finner sin plass der hvor de naturlig hører hjemme etter temperatur og tetthet. De beveger seg deretter som et mer eller mindre avgrenset strømdrag. Jordrotasjons avbøyende kraft søker å føre strømmen mot høyre. Som eksempel kan nevnes at driftsvannet $50 \text{ m}^3/\text{s}$ fra Nore kraftstasjon med forholdsvis høy temperatur ($2-3^\circ\text{C}$) dukker vintertid i en viss dybde og føres som en mellomstrøm med omtrent uforandret temperatur gjennom hele Norefjorden uten å tære noe vesentlig på isen.

Forholdene ble undersøkt av cand.real. Carl Christiansen og et utdrag av måleresultatene er vist på fig. 9.

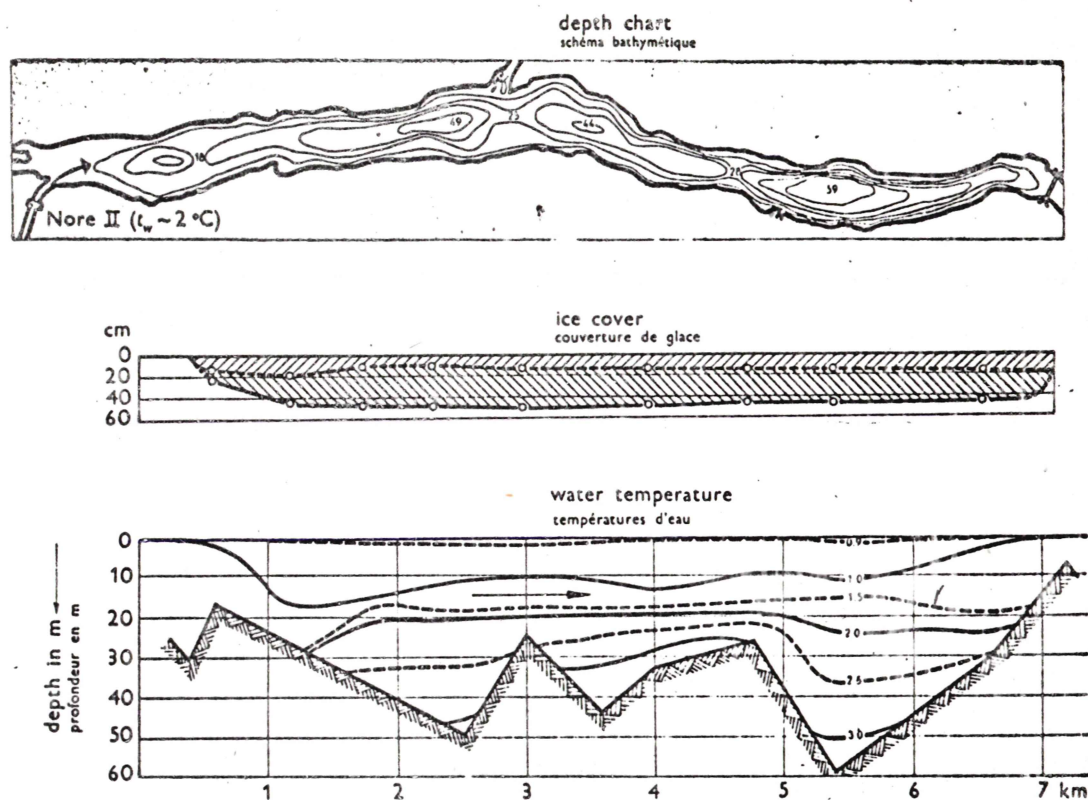
Dette kan forklares ved at det i lagdelt vann kreves mere energi ved vertikale forflytninger enn horisontale, fordi en blanding nedover vil hindres av oppdriften, og en hvirvling oppover vil motvirkes av tyngdekraften. Det er bare de partier av sjøen hvor tverrsnittet er vesentlig innsnevret at en merkbar omrøring av vannlagene under isen finner sted og bringer opp varme som reduserer isveksten eller tiner allerede dannet is.

Et annet meget interessant eksempel på gjennomstrømning gir observasjoner fra Hjartsjø i Telemark.

Hjartsjø er bare ca. $2,6 \text{ km}$ lang og $6-700 \text{ m}$ bred på de bredeste. Den største målte dybde er 45 m og sjøens totale vannmengde er omtrent 16 mill. m^3 . Sjøen gjennomstrømmes fra Hjartsjø kraftstasjon. Det maksimale vannforbruk er på $24 \text{ m}^3/\text{s}$. Driftsvannets temperatur holder om vinteren $2-3^\circ\text{C}$.

Fig. 9

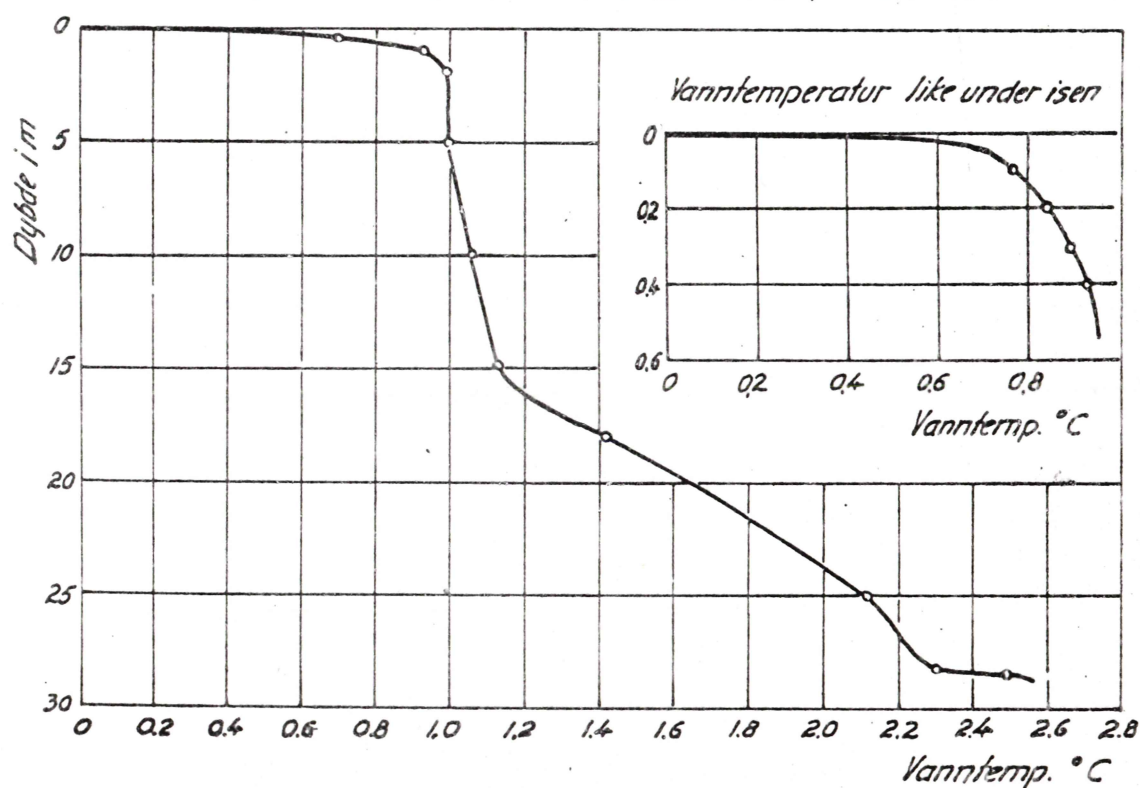
TEMPERATURFORHOLDENE I NOREFJORD, mars 1956



Depth chart. Ice cover. Water temperature conditions. Affected by the discharge ($60 \text{ m}^3/\text{sec}$) from the power plant Nore II.

Schéma bathymétrique. Couverture de glace. Températures de l'eau. Influence du débit de $60 \text{ m}^3/\text{s}$ restitué par le centrale Nore II.

TEMPERATURSNITT I NOREFJORD, mars 1956



Undersøkelsene viste at driftsvannet forholdsvis snart finner sin plass i sjøens dypere lag og strømmer gjennom den uten nevneverdig å forandre varmeinnhold. Sjøen er islagt hele vinteren.

Våre undersøkelser viser at det er viktig å fastlegge strømbildet i en gjennomstrømt innsjø t.eks. ved utslipp fra en kraftstasjon eller for transport og innlagring av forurenset vann.

2. Stabiliteten i lagdelinger. Overgang fra stabile til ustabile likevektsforhold for vannlagene under et isdekke.

I en dyp innsjø vil lagdelingen om vinteren stort sett være stabil og vannlaget nærmest oppunder isen vil være praktisk talt i ro. Varmetransporten opp mot isens underside er da meget liten og har liten innvirkning på temperaturen i vannlagene under isen.

Den stabile likevekt blir nedsatt om vårparten når solstrålingen øker. Strålingen fører da varme ikke bare til isen, men også til vannlagene under isen. Dette kan sette igang vertikalstrømninger.

En sterk øket gjennomstrømning kan skape visse forandringer i stabiliteten slik at de opprinnelige vannlagene etter hvert blir skiftet ut, temperaturforskjellene vil reduseres eller forsvinne og lagdelingen blir u s t a b i l.

Iskontorets undersøkelser har ført til at en må legge større vekt på den langsomme hvirvling i vannlaget hvor det er labil likevekt. En nærmere analyse av slik fenomen er nylig blitt foretatt i Bandak, ndf. Tokke kraftstasjon.

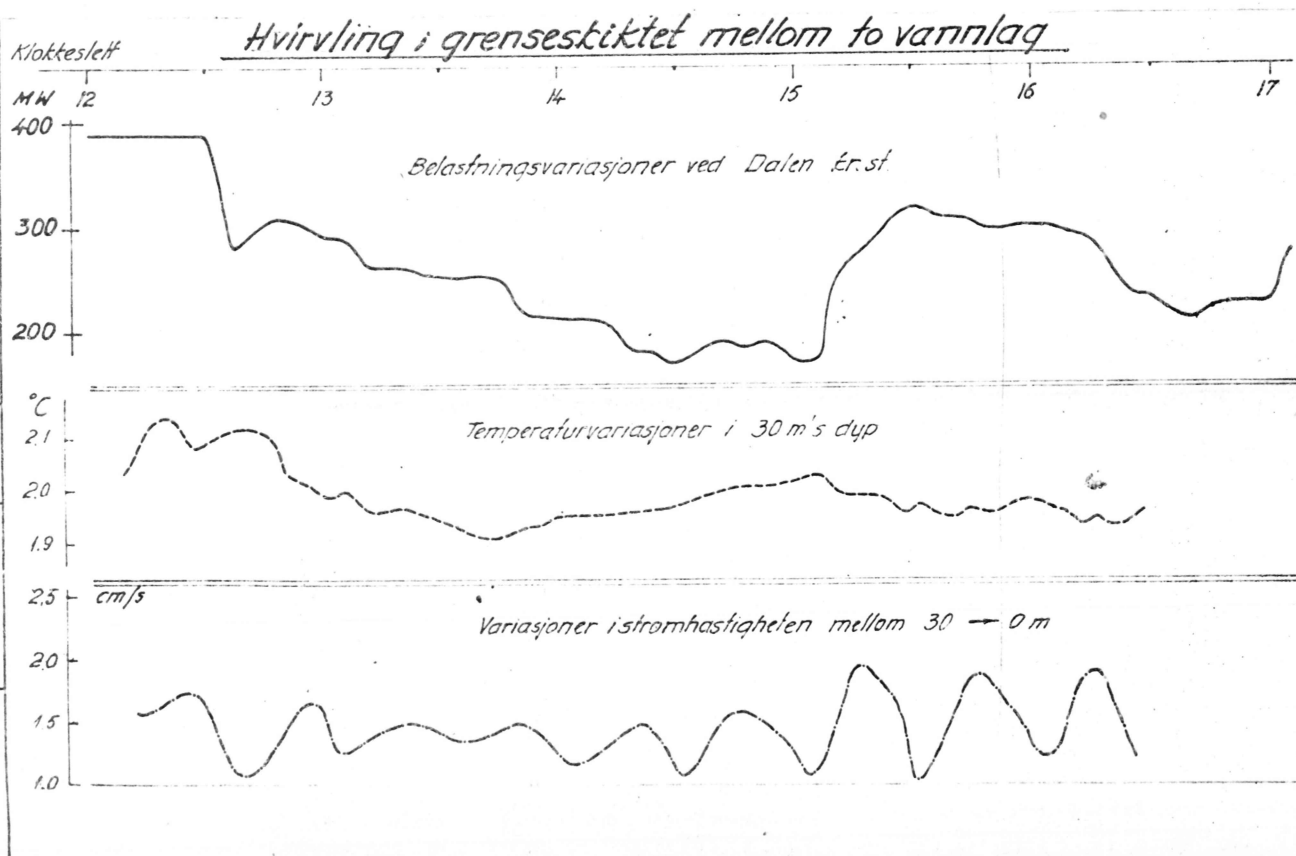
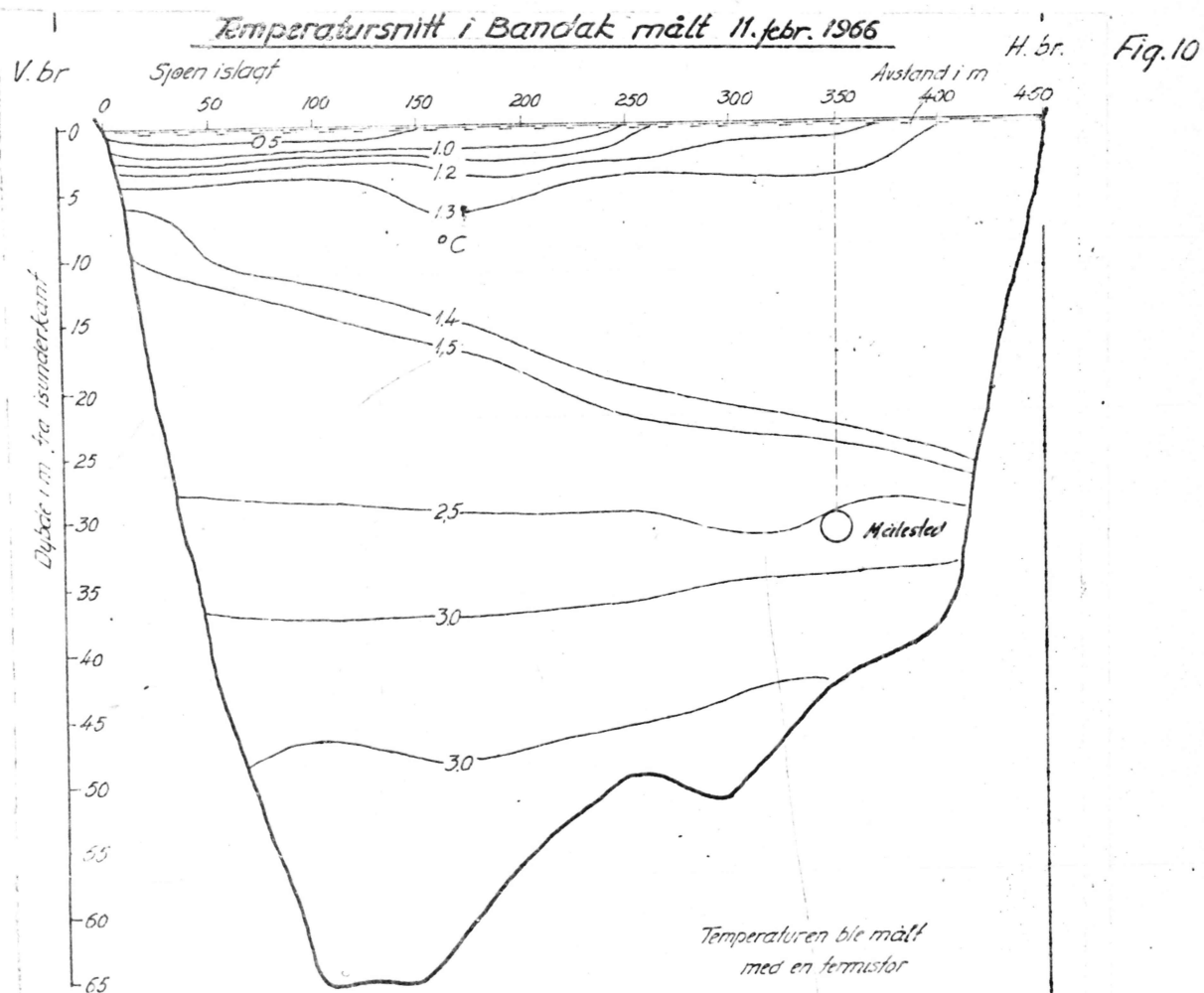
I øvre del av Bandak ved Hammerodden var strømhastigheten bare 1-2 cm/s, men allikevel foregikk det merkbare temperaturforandringer i 30 m dyp i løpet av noen timer. Målingene viste tydelig at hovedstrømmen påvirket et vannlag på 15-20 m og mest på høyre side av vassdraget. Resultatene av undersøkelsene er vist på fig. 10.

Av tegningene kan man konstatere at ved grenseflaten av en slik strøm skapes det hvirvler av forskjellige størrelse. Kunne en fotografere slike hvirvler og kjøre filmen i rask hastighet ville man nok finne en slående likhet med hvirvlingen i en langsam flytende elv.

Sjøens topografi spiller en vesentlig rolle for lagdelingen. Ujevn bunn kan helt eller delvis bryte ned stabiliteten av vannlagene. Dette fører til at isdekket blir tørret fra undersiden ved at varmere vann transporteres opp av langsame hvirvler. Det labile vannlag under isen kan tross sin ubetydelige hastighet forskyve betydelige vannmasser og derved også merkbare varmemengder.

Transporten krever ikke nevneverdi mekanisk energi.

Undersøkelsene viser at en sterk varierende gjennomstrømning kan forsterke slike strømhvirvler og medvirke til dannelsen av svakere isområder og råker.

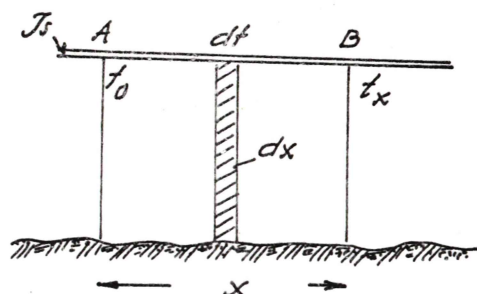


IV. Gjennomstrømninger i grunne sjøer og utvidete elvepartier.

Hvis sjøen er grunn blir vannhastigheten merkbar i hele tverrsnittet og turbulensen blir dominerende for varmeoverføringen fra hele sjøens overflate.

1. Beregning av varmetapet fra vannmasser ved passasje av en islagt grunn innsjø.

Det velges en strekning med stasjonære forhold. Mellom to profiler A og B i avstand måles innløpstemperatur t_0 og utløpstemperatur t_x



$$dt = k t dx \text{ eller}$$

$$\frac{dt}{t} = k dx$$

Ved integreringen fåes:

$$\ln t_x - \ln t_0 = -kx$$

$$\frac{t_x}{t_0} = e^{-kx} \text{ eller } t_x = t_0 e^{-kx}$$

Ved målinger i Strandefjord fant vi $k = 0,00063$ når x måles i m. Måles x i km blir:

$$\frac{dt}{dx} = -0.63 t$$

Kjenner vi vassføringen og vanntemperatur ved innløp og utløp kan vi beregne varmetapet fra vannet eller den gjennomsn. koeffisienten i ligningen over.

Eksempelvis: hvis $t_0 = 1^\circ\text{C}$, $\frac{dt}{dx} = 0.6$

$$t_0 = 0.5^\circ\text{C} \quad \frac{dt}{dx} = 0.3$$

$$t_0 = 0.1^\circ\text{C} \quad \frac{dt}{dx} = 0.06$$

Hvor lang strekning må vannet passere for at en vanntemperatur $t_0 = 1^\circ\text{C}$ har avtatt 0.1°C ?

$$t_0 - 0.1 = t_0 e^{-kx}; \log(t - 0.1) = \log t_0 - kx \log e$$

$$-\log(t_0 - 0.1) + \log t_0 = kx \cdot \log e$$

$$x = \frac{\log t_0 - \log(t_0 - 0.1)}{k \cdot \log e}$$

$$\text{Tall eks.: } t_0 = 1^\circ\text{C}; t_0 - 0.1 = 0.9; x = \frac{0.0458}{0.26058 \cdot 10^{-3}} = 172 \text{ m}$$

$$t_0 = 0.5^\circ\text{C}; t_0 - 0.1 = 0.4; x = \frac{0.3979}{0.26058 \cdot 10^{-3}} = 1520 \text{ m}$$

$$t_0 = 0.2^\circ\text{C}; t_0 - 0.1 = 0.1; x = \frac{1}{0.2606 \cdot 10^{-3}} \sim 3840 \text{ m}$$

Beregningen viser at hvis innløpstemperatur t_0 på 1°C skal avta på 0.1°C på 170 m lengde, men ved en temp. på 0.2°C vil vannet strømme ca. 3800 m før temperatur er avtatt til 0.1°C . Det går altså omtrent 20 ganger langsommere ved 0.2°C enn ved 1.0°C å overføre samme varmemengde til isen.

Som eksempel kan Strandefjord i Hallingdal nevnes: Undersøkelsene ble foretatt av cand.real. Kåre Berg (Litt 5).

Strandefjord er ca. 7 km lang og 3-400 m bred. Den er meget grunn (midlere dybde for reguleringen var bare 1 m). Ved en vassføring på 25-30 m^3/s var den midlere strømhastighet på den øverste delen ca. 0,25 m/s, og på den nederste delen ca. 0,15 m/s.

Vannet ved innløpet til fjorden hadde en temperatur på ca. 1°C , men ble avkjølt til meget nær 0°C før det nådde utløpet. I avstanden 1, 2, 4 og 5 km fra øvre osset var vanntemperatur under middelsterk kulde henholdsvis ca. 0,50, 0,25, 0,06 og $0,03^\circ\text{C}$. Beregningene viste at den midlere turbulente varmeledningskoeffisienten for den øvre del av sjøen var $K = 6,3 \cdot 10^{-4}$ d.v.s. ca. 1200 ganger større enn den molekylære eller laminære varmeledningskoeffisient. I strømfaret på den midtre del av sjøen var koeffisienten $K = 5,5 \cdot 10^{-4}$ d.v.s. ca. 700 ganger større.

2. Gjennomstrømming av et utvidet elveparti.

Hvis en elv gjennomstrømmer et sterkt utvidet parti, t.eks. med dype kulper, vil vassføringen få en øking av temperatur avhengig av partiets bunntopografien og den i kulpene magasinerte varmemengde.

Forholdene ble nærmere undersøkt i Bromma, Hallingdalselv i flere vintre.

Bromma, mellom Nesbyen og Bergheim, er et 10 km langt utvidet elveparti med flere, inntil 40 m dype kulper.

På fig. 11^a er det vist lengdeprofil av Bromma og resultater av temperaturmålinger vinteren 1955-56. Regulert vassføring 35-40 m^3/s .

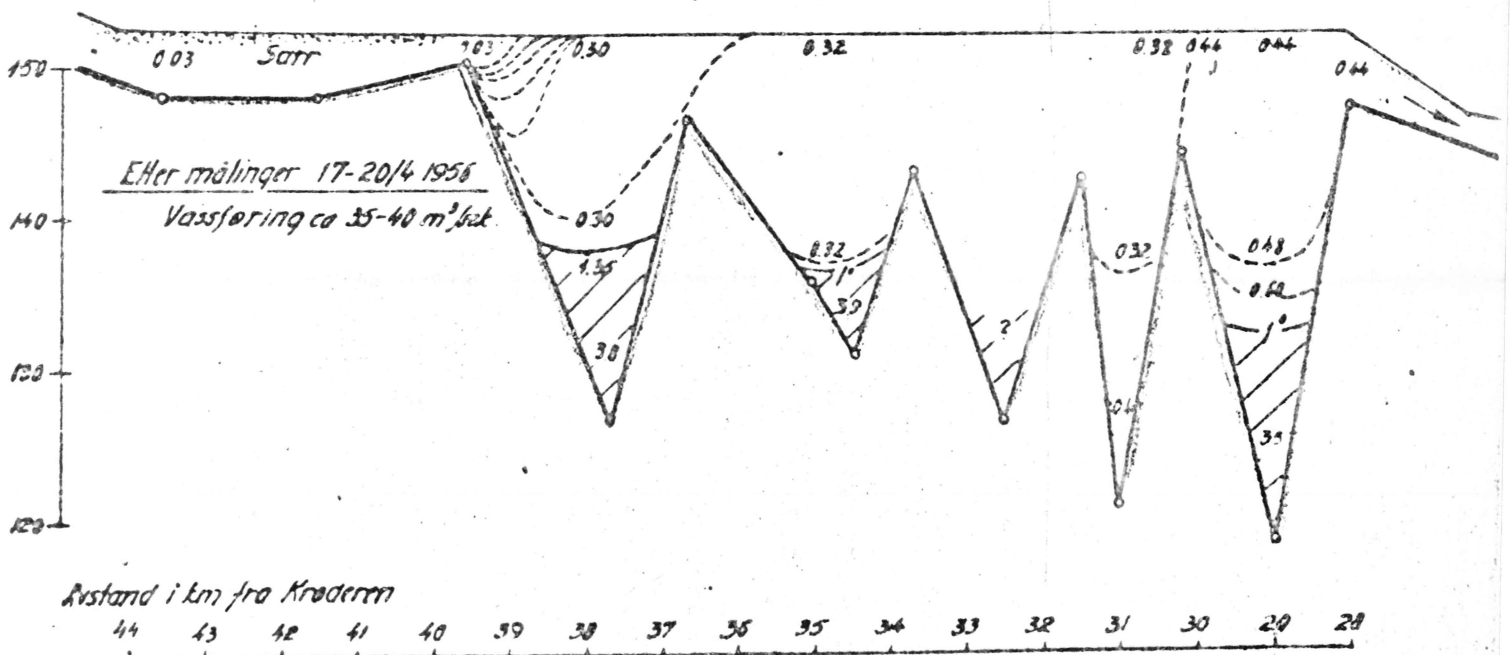
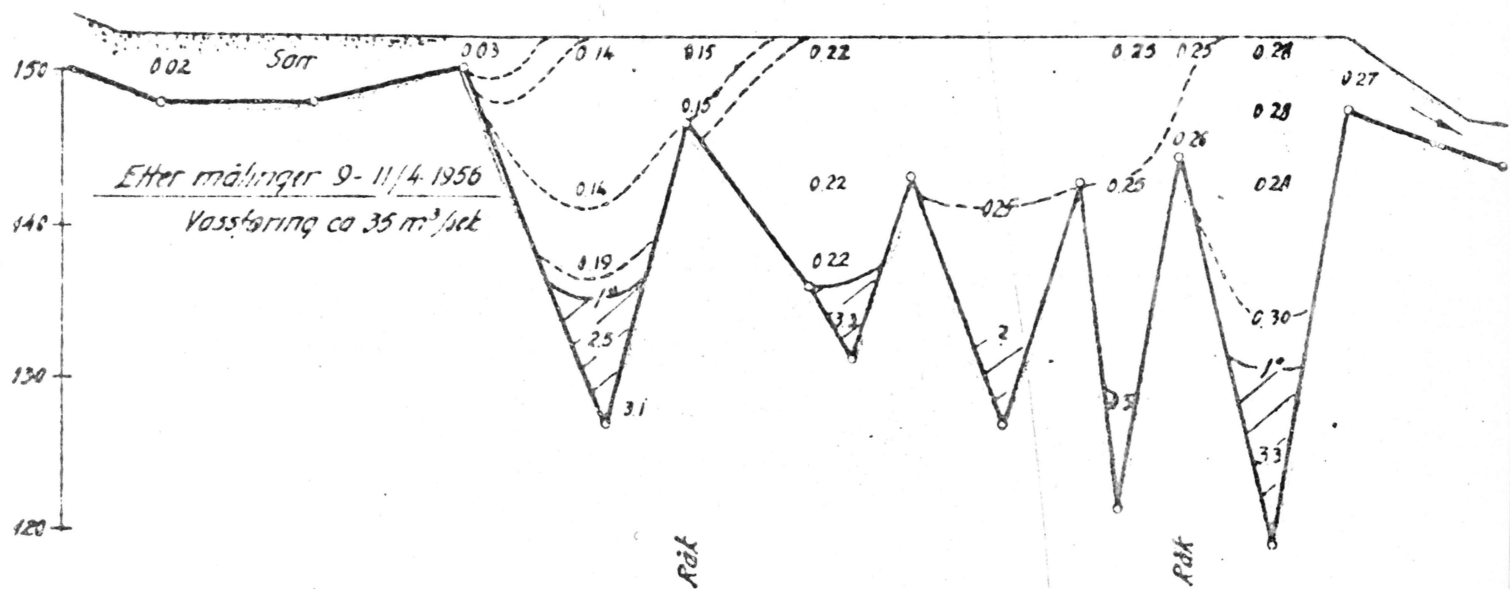
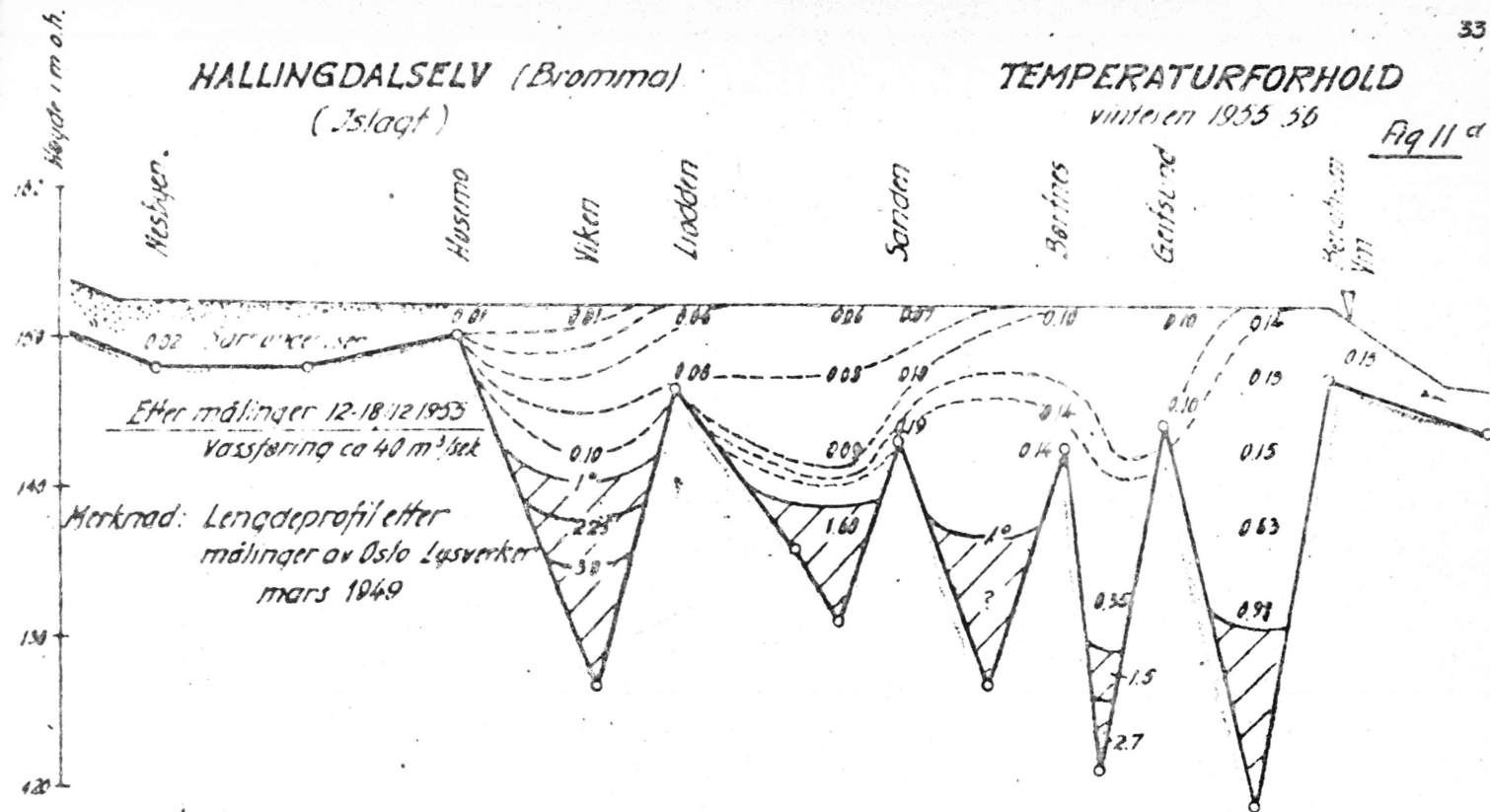
HALLINGDALSELV (Bromma)

(Islagt)

TEMPERATURFORHOLD

vinteren 1955-56

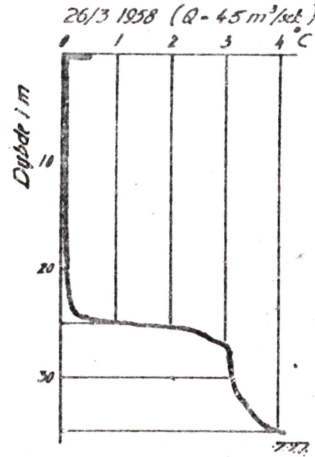
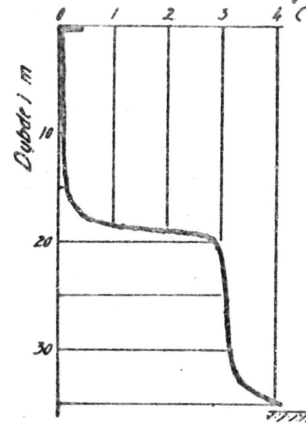
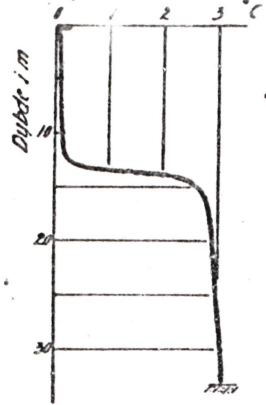
Fig 11 a



TEMPERATURFORHOLD I HALLINGDALELVE (Bramma) vinteren 1957-58

Reg. vassføring 28 - 46 m³/sek

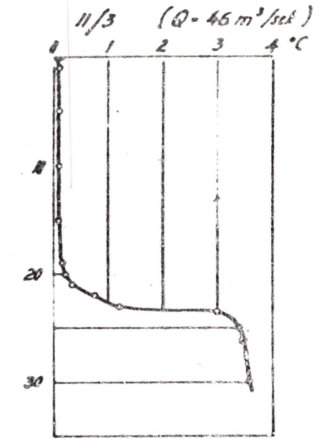
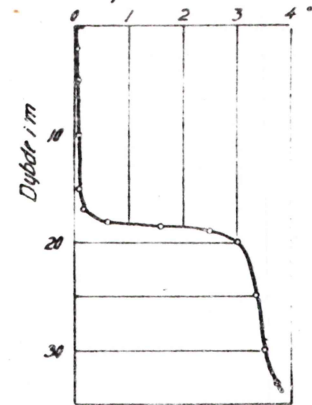
VIKEN, ca 2 km nedf. Husemo, målepunkt 200 m fra v. br
2/12 1957 (Q=28 m³/sek) 15/2 1958 (Q=46 m³/sek)



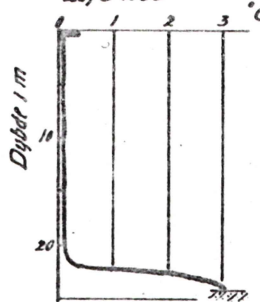
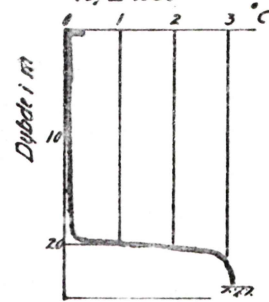
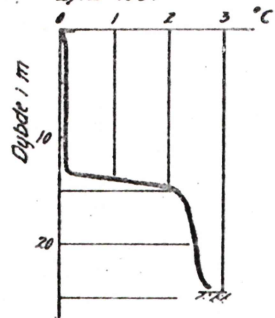
TEMPERATURFORHOLD I HALLINGDALELVE (Bramma) vinteren 1960-61

Reg. vassføring 46 - 60 m³/sek

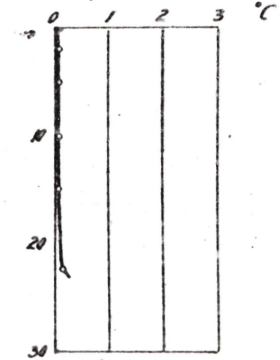
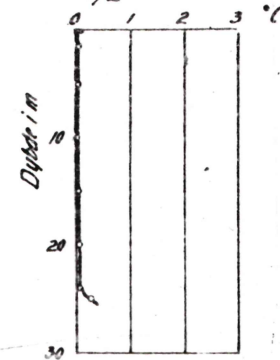
VIKEN (Q=60 m³/sek)
28/1



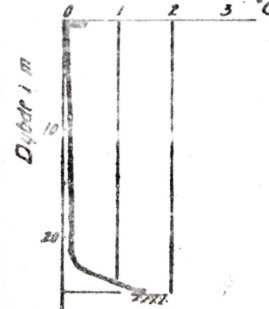
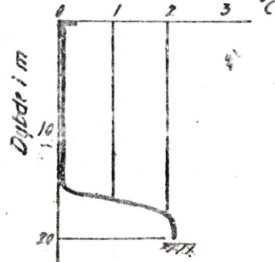
SANDVIKEN, ca 6 km nedf. Husemo, målepunkt 100 m fra v. br
2/12 1957 16/2 1958 26/3 1958



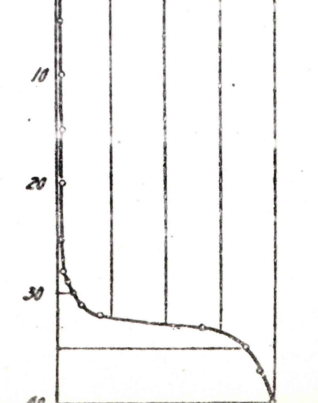
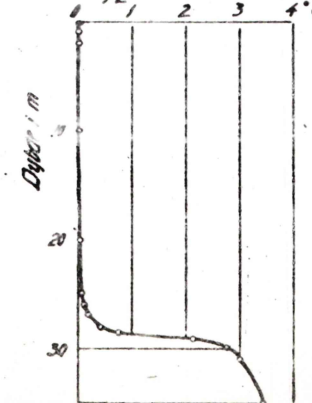
SANDVIKEN
1/2 11/3



Mellom GEITSUND og BERGHEIM, ca 11 km nedf. Husemo, målepunkt 200 m fra v. br
5/12 1957 18/2 1958 28/3 1958



BERGHEIM, øvf Bukkøyene
1/2 11/3



Merknad:

Temperaturer målt med termistor og spesiell målebr

Undersøkelsene viste at i kulpene vil vannet stort sett bli liggende i ro. På grensen mellom det gjennomströmte laget og det som ligger i ro dannes da et karakteristisk sprangskikt. Skiktet senkes med avstanden fra innløpet ved Husemo og nedover til Geitsund ovf. Bergheim. I løpet av vinteren mister kulpene sitt varmeinnhold og sprangskiktet minker. Med öket vassföring minker varmemagasinet og fra de mindre kulpene forsvinner helt.

På fig. 11⁶ er det vist resultater av temperaturmålinger vinteren 1957-58, vassföring 28-46 m³/s og vinteren 1960-61, vassföring 46-60 m³/s.

Samtidig med temperaturundersökelse ble det også foretatt målinger av ström-hastighet på karakteristiske steder t.eks. på de grunne partiene i strömdraget ved Liodden, Sanden og Geitsund.

Ved en vassföring på 30-40 m³/s ble det målt maks. strömhastighet i strömråker ved Liodden og Sandviken 3-5 cm/s og i Geitsund inntil 8 cm/s. Det var ingen merkbar skiktning i vannet.

Ved en vassföring på 60 m³/s var råkene i strömdraget betydelig større og avløps-vannets temperatur ved Bergheim vesentlig lavere.

Under nåværende regulering er vassföringen öket over 100 m³/s. Bromma er bare delvis islagt og det fins ingen merkbare varmeforråd i kulpene.

I en elv som renner i s t r y k er gjennomblandingen så voldsom at vannet praktisk talt har samme temperatur over alt. Den effektive varmeledningsevne av vannet blir da så stor at det bare kreves en meget liten temperaturforskjell mellom overflaten og bunnen for å vedlikeholde en varmeström oppover, når luften er kaldere enn vannet.

LITTERATUROVERSYN

1. HOLMSEN, A., 1901: Isforholdene ved de norske innsjøer
Videnskabselskabets skr., Mat.-naturv. kl. Nr. 4.
2. SIMOJOKI, H., 1940: Über dee Eisverhältnisse der Binnenseen Finnlands
(Doktoravhandling).
3. MELIN, R., 1947: Undersökningar vid Sveriges Meteorologiska og Hydrologiska
Institut over vattendragens isförhålanden Meddelanden,
Serie D Nr. 1.
4. STRÖM, K., 1959: Innsjöenes verden, Universitetsforlaget.
5. BERG, K., 1957: Is- strøm- og temperaturmålinger i Strandefjord, Holsfjord
og Hovsfjord. (Hovedfagsarbeid).
6. WOLD, K., 1957: Temperaturforhold i snø og is og beregning av varmelednings-
evnen i og varmetransporten gjennom isen. (Hovedfagsarbeid).
7. CHRISTIANSEN, C., 1957: Temperatur- og strømforhold i Norefjord.
(Hovedfagsarbeid).

Rapporter fra NVE, Hydrologisk avd., utarbeidet ved Iskontoret.

Rapport Nr. 2/68: Oversikt over vinterforholdene i Vestvannene, Bandak -
Norsjökanalen og Norsjö.

Rapport Nr. 11/68: Temperatur- og isforhold i Lomnessjøen og Storsjøen
i Rendal.

Rapport Nr. 2/69: Krøderens temperatur og isforhold.

Kap. C

ISFORHOLD I ELVER

	Side
Innhold	
I. <u>Litt om våre elver og deres avløpsforhold</u>	/
1. Vinteravløp i de forskjellige landsdeler	/
II. <u>Islegging, vannstandsvariasjoner og stabilisering av isforholdene</u>	9
1. Kritisk vanntemperatur og strømhastighet for islegging	9
2. Sammenheng mellom vassføring, tverrsnitt og vannhastighet i åpen og islagt elv	11
3. Diverse typer av islegginger. Isoppstuvning av isreduksjon	13
III. <u>Sammenheng mellom isdekkets utstrekning i en elv og varme- prosessene, særlig ved stasjonære forhold</u>	21
1. Avkjøling av vannmasser	21
2. Stabilisering av forholdene ved isdammer	24
3. Vinterisganger	26
IV. <u>Istransport i sarrførende elver, Akkumulerte ismengder</u>	
<u>Ismengdemålinger</u>	28
1. Sarrets omdannelse	32
2. Beregning av sarmengder	33
3. Akkumulasjon av sarr nedenfor et strykparti. Isbruer	36
4. Måling av akkumulerte ismengder	38
V. <u>Isløsning og vårisganger</u>	40
Litteraturoversyn	

I. Litt om våre elver og deres avløpsforhold

Våre vassdrag er relativt små. Glomma er det største med et nedbørfelt på ca. 42000 km². Forøvrig har vi bare 4 vassdrag med større avløpsfelt enn 10.000 km² og bare to av dem, Drammens- og Skiensvassdraget, ligger i sin helhet innenfor landets grenser. Til gjengjeld har elvene våre store fallhøyder, og til dels stort spesifikt avløp.

Som følge av landets konfigurasjon er det en betydelig forskjell på landets elver. De elver som renner mot vest er korte og har meget små avløpsfelter, men de styrter seg i store fosser ned fra høyfjellsplatåene og er meget vannrike. De elver som renner mot sydøst er vesentlig større, både med hensyn til avløpsområde og lengde. Fallet i disse er mer jevnt fordelt. Elvene er svært forskjellige, særlig i de øvre deler og i bivasdragene.

En mer avvikende karakter har elvene i Trøndelag. Landet her skråner slakere av mot den store Trondheimsfjorden og sidefjordene. Elvene her er noe større, men fallet av disse har i tidens løp jevnet seg ut over lengere strekninger.

I den aller nordligste del av landet renner elvene nordover mot Nordishavet. Vassdragene er tildels store, men fallet slakere.

Landets utstrekning og klima skaper høyst forskjellige avløpsforhold i de enkelte landsdeler. Innlandsklimaet gir en lengre og mer utpreget lavvannsperiode enn det maritime kystklima.

1. V i n t e r a v l ø p i d e f o r s k j e l l i g e l a n d s d e l e r .

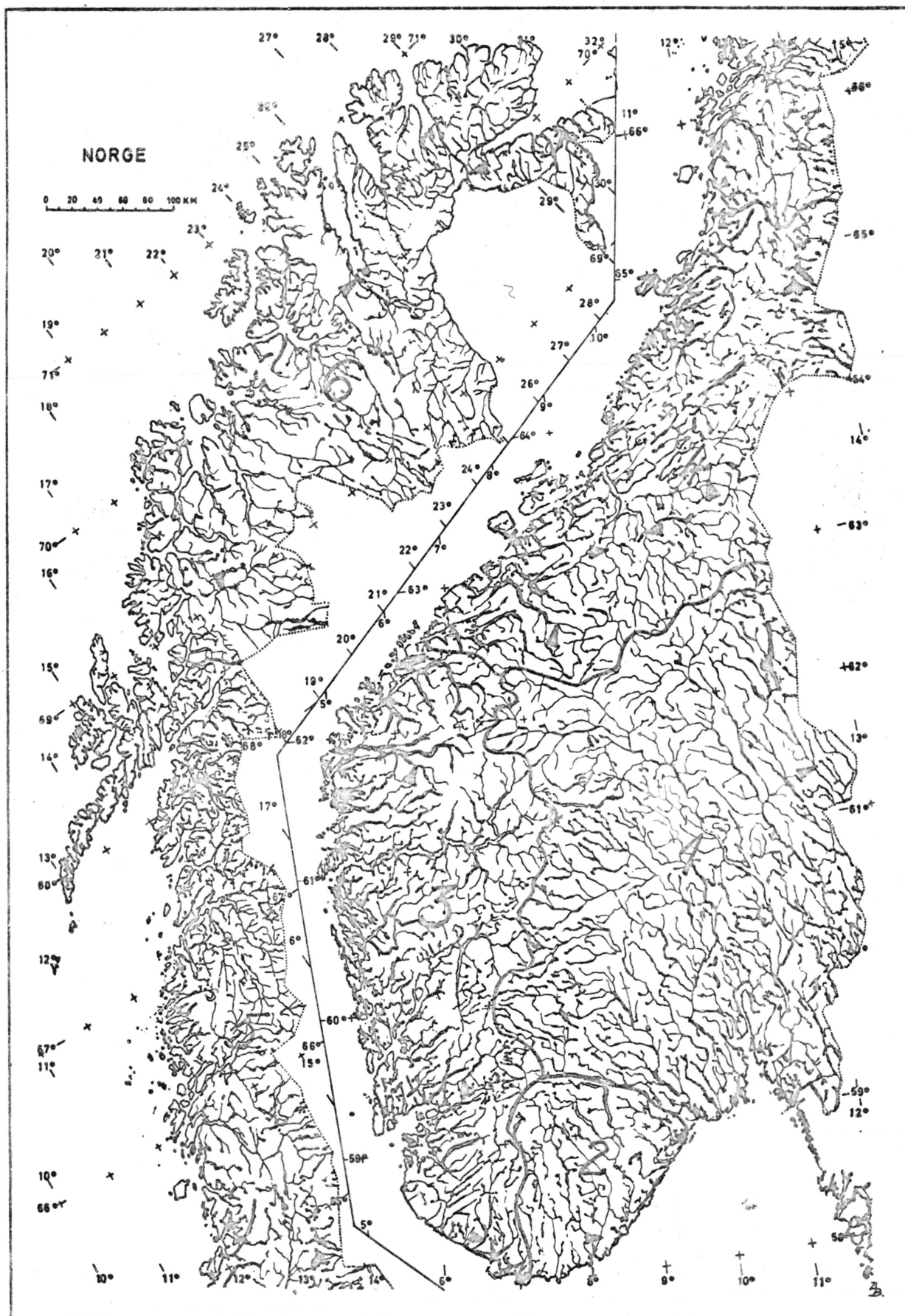
I hydrologisk henseende kan landet i store trekk deles i 6 distrikter, (se oversiktskart fig. 1).

Etter en foreløpig undersøkelse er avløpsforholdene i perioden 1920-50 for de forskjellige distrikter som vist i tabell 1,

Tabell 1. Års- og vinteravløp fra de forskjellige vassdrag i 100 mill. m³ i perioden 1920-50.

Distrikter	Areal km ²	Årsavløp sept.-aug.	Vinteravløp (nov.-april)					
			Nov.	Des.	Jan.	Febr.	Mars	April
ØSTLANDET	88100	580	39	26	16	11	15	43
SØRLANDET	20700	284	29	21	16	11	13	26
VESTLANDET	46300	1115	80	55	46	36	39	53
MØRE og TRØNDELAG	55900	845	47	44	46	42	61	63
NORDLAND	38300	652	33	30	24	18	20	23
TROMS og FINNMARK	74700	529	27	21	17	11	12	14
Tilsammen	324000	4005	255	197	165	129	160	227

Fig. 1



INDELING I HYDROLOGISKE REGIONER

- 1 - Østlandet, 2 - Sørlandet, 3 - Vestlandet, 4 - Møre og Trøndelag
5 - Nordland, 6 - Troms og Finnmark

Av tabellen kan en se at det totale årlige tilløp til havet er ca. 400 milliarder m³, tilsvarende en vannhøyde av ca. 1240 mm pr. avløpsår. Avløpet i vinterhalvåret, nov.-april, utgjør 113 milliarder m³, eller ca. 28 % av det årlige avløp.

En del av vassdragene er regulert for overføring av vann fra sommer til vinter. Det virkelige vinteravløp etter reguleringen blir derfor noe større enn ovenfor angitt og sommeravløpet må tilsvarende reduseres.

Som tabellen viser, avtar avløpet i alle distriktene i løpet av vintermånedene nov.-febr., og er minst i februar måned.

I følgende tabell 2 er gitt en oversikt over maks. og min. spesifikt avløp (l/s pr. km²) i vintermånedene for en del uregulerte elver spredt over hele landet beregnet etter observasjoner i perioden 1941-60.

Tabell 2. Oversikt over spesifikt vinteravløp i uregulerte elver i perioden 1941-60

Vass- drag	Årsavløp		Maks.- og min. i vintermånedene											
			Nov.		Des.		Jan.		Febr.		Mars		April	
	max	midl.	max	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.
1	46,0	15,0	13,5	9,5	9,3	6,3	6,1	5,8	5,6	4,8	4,8	4,3	4,5	14,0
2	52,5	26,4	52,5	31,0	36,5	23,8	19,8	12,3	12,9	10,4	10,5	15,2	21,5	52,0
3	114,4	50,2	58,7	44,1	59,1	41,9	43,1	22,2	23,8	17,5	19,5	14,0	18,6	54,9
4	204,4	64,7	44,4	24,0	33,9	15,8	20,5	9,0	9,0	6,7	9,5	6,3	41,0	9,0
5	193,5	47,0	17,0	9,2	10,9	7,5	6,9	5,5	5,3	4,5	4,9	3,8	7,8	4,3
6	132,9	30,1	9,5	6,4	8,2	5,2	5,1	4,1	4,5	3,8	5,8	4,4	15,6	6,4
7	77,7	17,9	9,9	5,4	7,1	5,4	4,2	3,7	4,8	2,9	4,2	3,1	21,8	4,2
8	102,9	20,2	7,6	5,3	6,9	4,8	4,8	2,9	3,1	2,5	5,3	2,5	27,5	5,2
9	140,0	35,8	20,1	12,1	18,4	10,1	11,7	7,8	6,3	4,8	21,3	12,7	72,9	13,9
10	120,8	24,1	16,2	7,8	7,3	4,4	4,5	3,6	3,8	2,6	2,8	2,3	6,7	2,7
11	49,9	9,6	7,2	4,5	4,0	2,8	2,9	2,5	2,7	2,4	2,5	2,2	2,7	2,2
12	40,2	9,1	7,2	5,2	4,9	3,8	3,8	3,2	3,2	2,4	2,4	2,2	3,1	2,2

1.	Trysilelv, Nybergsund	N = 4375	km ²
2.	Tovdalselv, Flaksvatn	N = 1700	
3.	Sira, Flikeid	N = 1858	
4.	Suldalslågen, Suldalsoset	N = 1296	
5.	Aurlandselv, Vassbygdevatn	N = 744	
6.	Rauma, Horgheim	N = 1098	
7.	Orkla, Bjørset	N = 2285	
8.	Gaula, Haga bru	N = 3055	
9.	Fora, Høggås bru	N = 489	
10.	Målselv, Malangsfoss	N = 3140	
11.	Altaelv, Stengelsen	N = 6262	
12.	Tana, Polmak	N = 14005	

Det er vanskelig å finne noen sammenheng mellom det minimale avløp og det midlere årsavløp. Klimatiske forhold, sjøarealer i vassdraget, grunnvannstilsiget, topografi og geologisk oppbygging og andre faktorer spiller stor rolle. Eksempelvis kan nevnes at i Glomma varierer det gjennomsnittlig midlere

årsavløp fra 11 til 25 l/s pr. km², mens det gj.sn. minste avløp er noenlunde konstant, ca. 2,8 l/s pr. km². På vestsiden av fjellområdet utgjør det minimale avløp 6-10 % av det midlere årlige avløp for elver med liten naturlig reguleringssevne, og ca. 25 % for elver med stor reguleringssevne. På østsiden av fjellene utgjør det minimale avløp 4-20 % av det midlere avløp.

I store trekk er avløpsforholdene i våre vassdrag i de forskjellige landsdeler følgende.

På vestkysten hvor vannskillet ligger meget nær havet varierer årsavløpet fra 50 til 100 l/s pr. km² og mer. Ved flere avløpsmerker er det konstatert spesifikt avløp på mer enn 100 l/s pr. km². I enkelte små vassdrag mellom Hardangerfjord og Nordfjord er avløpet opptil 160 l/s pr. km². Det er interessant å bemerke at Norddalselv har størst spesifikt årlig avløp: gjennomsnittlig 160 l/s, maks. 279 og min. 94,5 l/s pr. km². Det tilsvarende en avløpshøyde på 3000-8800 mm. Dette kan forklares med stor lokal nedbørmengde i form av regn og snø og delvis med stor kondensasjon på avkjølte fjellvegger.

På det sentrale høyfjellsområdet varierer avløpet fra 50 l/s pr. km² på vestsiden og til 30 på østsiden. Østover avtar avløpet og er i enkelte småvassdrag bare 10 l/s pr. km². Videre østover avtar avløpet og er ved Østersjøen 8 l/s pr. km². I Sverige Øst for Vättern er et lite område med bare 6 l/s pr. km².

I de laveste områder ved Trondheimsfjorden er avløpet 25-50 l/s pr. km², i indre del av Nordland og Troms avtar avløpet til 30 l/s pr. km² og i andre del av Finnmark er det bare 10 l/s pr. km².

De nevnte tallene gir bare i grove trekk en karakteristikk av avløpsforholdene. Strengt tatt finnes det ikke noen lovmessig sammenheng mellom avløp og høydestigning da nedbørhøyden ikke er avhengig av fjellenes høyde, men av deres beliggenhet i forhold til de vindretninger som gir regn.

Skråningen mot vest og sydvest, mot de fuktige havområder har stort avløp, mens de i motsatt retning har lite avløp. Elver som renner mot øst og syd-øst fra fjellene kan karakteriseres som relativt vannfattige.

Observasjoner viser at i det Sør-vestlige Norge faller mest nedbør i en høyde av mellom 400-800 m. Dette kan også forklare den lille Norddalselv har så stort avløp, da dens nedbørområde ligger i ca. 750 m høyde. Avløpet avtar raskt i fjellvassdragene som ligger litt lengre inn i landet.

Et annet bilde av avløpsforholdene i et høyfjellsvassdrag får en når det er større bre-arealer i området. Observasjoner viser at større breer forsinkes avløpet i de første vårmånedene, mens det i sommermånedene er en raskere stigning i tilsiget enn i nabovassdrag hvor bre-arealer, er ubetydelig eller mangler. Det bør bemerke at breenes innvirkning på avløpet er størst

i øvre del av vassdraget, men avdempes lengre nedover.

Grunnvannstilsiget i fjell-landskaper er ubetydelig. Topologien er slik at den ikke betinger dannelse av større grunnvannsmagasiner. På lavere strøk er det bedre betingelser for grunnvannsmagasiner og grunnvannet er derfor her av større betydning for avløpet.

Elvene i Norge er forholdsvis vannrike hele året igjennom. Uttørring og bunnfrysing foregår sjelden og da bare i småelver. Større nedbørområder gir vanligvis større minimale avløp, antakelig p.g.a. større grunnvannstilsig. For de store nedbørfelter spiller den naturlige reguleringsevne en betydelig rolle. T.eks. kan nevnes at i Trysilelv i den øverste del er gj.sn. minste avløp 4,5 l/s pr. km², i den midterste del før innløp til Väneren er ca. 3 l/s, mens Gøtaelv utløpet fra Väneren har et minimalt avløp på 8,6 l/s pr. km².

En oversikt over årlig vassføring og midlere vassføring i vintermånedene i en rekke, både regulerte og uregulerte vassdrag i de forskjellige landsdeler for perioden 1921-50 er gitt i følgende tabell 3.

Tabell 3.

OVERSIKT over AVLØP i uregulerte (U) og TILSIG i regulerte (R) vassdrag

Årlig vassføring og midlere vassføring i vintermånedene for
perioden 1921-50, untagelsesvis kortere

Vassdrag og avløpsmerke	Nedbør- felt km ²	Årlig vassføring m ³ /s			Midlere vassføring m ³ /s i vintermånedene						Merke- nad
		største	gj. snittl.	min- ste	N	D	J	F	M	A	
1. ØSTLANDSVASSDRAGENE.											
Trysilølv											U
Femundsenden	1723	33	24	16	19	15	12	11	9	9	"
Engera, Engeren	394	12	8	5	6	3	2	2	2	3	"
Nybergsund	4375	98	71	49	57	38	28	23	20	40	"
Glomma											
Aursunden	830	28	20	14	10	7	5	4	3	5	R
Elverum	15356	348	239	170	140	87	61	51	48	155	"
Langnes	40013	1010	670	487	450	280	196	148	172	500	"
Atna, Atna bru	455	15	10	7	6	4	2	2	2	2	"
Rena, Storsjø	2270	50	34	20	24	16	11	8	7	23	"
Osa, Søre Osa	1190	35	23	14	19	11	8	6	6	25	"
Flisa, Knappom	1625	36	23	13	25	15	9	5	7	34	U
Gudbrandsdalslågen.											
Lårgårdbru	1687	45	32	20							U
Losna	10988	353	246	178	77	48	34	25	28	56	R
Otta, Lalm	3979	144	107	71	25	17	12	10	10	18	"
Drammensvassdraget.											
Drammenselv, Geithus	9860	257	171	102							R
" Døvikfoss	16020	479	313	179	183	114	65	49	57	239	"
Randselv, Kistefoss	3663	98	59	35	39	23	16	12	13	63	"
Begna, Vangsjøsa	493	21	13	8	5	3	2	2	2	4	"
Ådalselv, Killingstn	4590	140	92	54	49	28	20	15	14	55	"
Ø. Slidreelv, Rudi bru	679	23	15	9	5	4	3	2	2	6	"
Hallingdalsvassdr.											
Usta, Ustedalsvatn	578	30	22	15	8	4	4	4	3	3	"
Hallingdalselv, Bergheim	4237	153	101	51	35	22	15	13	12	36	"
Snarumelv, Krøderen	5094	184	116	71	54	31	20	16	16	50	"
Numedalslågen.											
Kongsberg	4219	138	88	53	53	32	19	15	13	61	R
Skien vassdraget											
Måna, Møsvatn	1498	75	50	31	23	13	10	8	6	10	R
Tinne, Kirkevoll bru	3826	163	104	62	55	31	23	19	19	45	"
Heddøla, Omrusfoss	804	33	22	12	18	11	6	5	7	23	"
Tokke, Totak	799	48	31	19	18	10	8	6	5	7	"
Vinjeå, Vinjevatn	927	57	39	23	21	13	10	8	8	17	"

Vassdrag og avløpsmerke	Nedbor- felt mm	Årlig vassføring m ³ /s			Midlere vassføring m ³ /s i vintermånedene						Merk- nad
		største	gj. snittl.	min- ste	N	D	J	F	M	A	
2. PÅ SØRLANDET.											
Arendalsvassdr.											
Nidelv, Amfoss	3052	150	97	53	119	72	43	35	47	133	R
" " " " "	3841	191	124	64	127	103	64	43	65	161	"
Nissorelv, Haukerhøi	1057	48	31	16	32	19	11	9	14	38	"
Tovdalselv, Austenå	269	16	10	6	13	8	6	4	5	11	"
" " Flaksvatn	1700	95	64	27	70	52	28	19	22	55	R
Otra, Hasleno	835	52	33	24	22	15	12	11	9	16	"
" " Byglandsfjord	2772	162	117	65	92	57	39	35	41	92	"
Mandalselv, Kjølemo	1746	126	87	52	110	84	65	47	62	103	"
Kvina, Rafoss	1117	92	67	38	72	51	41	33	32	53	U
Sira, Dorgefoss	764	70	50	30	43	25	17	16	17	35	"
" " Flikeid	1858	160	114	67	95	84	58	35	25	38	"
3. VESTLANDSVASSDRAGENE.											
Bjerkreimselv, Bjerkn	626	75	54	36							U
Årdalselv, Tveid	502	62	41	25	40	28	23	22	21	28	"
Bratlandselv, Røldal	503	50	35	22	15	8	5	4	4	8	R
Suldalslågen, Suldal	1296	142	92	60	61	38	30	22	24	41	"
Opa, Sandenvatn	470	54	37	26	21	13	10	8	9	16	
Tyssa, Tyssefallene	379	34	24	17	8	5	4	4	4	5	
Veig, Vivel	361	23	17	11	20	9	8	7	5	12	
Bjoreia, Garen	503	28	21	15	7	4	2	2	2	4	
Vossa, Bulken	1058	106	65	42	46	29	23	21	23	41	
Aurlandselv, Vassbygd	744	53	40	27	10	7	6	5	4	6	
Lærdalselv, Lo	553				4	3	3	2	2	3	
Årdalselv, Årdal	952	64	46	31	10	7	7	5	5	10	
Fortunelva, Ytri bru	346	26	20	14	5	3	3	2	2	3	
Årøyelva, Veiterst.	366	38	29	20	14	8	6	4	4	8	
4. PÅ MØRE OG TRØNDELAG.											
Gaula, Viksvatn	491	60	41	23	27	21	17	15	15	22	U
Jølstra, Jølstervatn	367	46	29	21	21	17	14	12	12	17	R
Breimselv, Breimsvt.	552	57	40	31	20	21	16	13	13	20	"
Eidselv, Horningdalsv.	375	37	24	14	22	19	17	15	14	19	"
Rauma, Horgheim	1098	53	37	24	10	8	6	6	7	11	U
Aura, Eikesdalsvatn	1080	58	40	25	14	10	7	7	7	8	R
Driva, Risevoss	785	24	16	12	5	3	2	1	1	3	U
" " Elverhøy bru	2437	96	66	47	21	16	12	10	11	24	"
Orkla, Næverdalen	726	21	16	11	14	7	5	4	7	28	"
" " Bjørset	2285	69	50	30	21	17	12	11	13	37	"
Gaula, Haga bru	3055	107	76	48	35	25	15	15	17	54	"
Nidelv, Selbusjøen	3020	153	101	67							R
Stjørdalselv, Tangf.	533	27	21	12							"
Fora, Høggens bru	489	28	21	12							U
Verdalselv, Grunnfoss	876	47	36	25							"
Namsen, Namsvatn	702	51	35	25							R
" " Fiskumfoss	3302	241	154	107	92	79	51	49	62	98	"
Tunnsjøelva, Tunnsjø	475	22	16	11							"
Sanddøla, Trangen	852	47	30	19	22	19	12	9	16	22	U

Vassdrag og avløpsmerke	Nedbør- felt km ²	Årlig vassføring m ³ /s			Midlere vassføring m ³ /s i vintermånedene						Merk- nad
		største	gj. snittl.	min- ste	N	D	J	F	M	A	
5. NORDLANDSVASSDRAGENE.											
Vefsna, Hattfjelldal	1831	75	55	38							U
" Laksfoss	3647	204	152	103							"
Unkerelv, Unkervatn	780	27	17	11							"
Svenningd. elv, Kapskarmo	475	48	30	20	20	19	16	13	17	21	"
Fusta, Fustvatn	520	53	32	21	25	22	17	14	16	22	"
Røsså, Tustervatn	1500	107	67	46	27	25	20	18	17	21	R
Ranaelv, Nevernes	1849	131	85	50	32	28	21	17	11	17	U
Beiarelv, Selfoss	790	56	42	32	19	18	12	11	9	14	
Kobbelv, Kobbvatn	390	36	26	17	15	12	10	8	7	8	
Elvegårdselv, Gamnes	804	38	29	22	8	5	5	4	4	3	U
Salangselv, Vassås	580	30	23	15	11	8	6	5	5	7	
6. I VASSDRAGENE TROMS OG FINNMARK.											
Barduelv, Insetvatn	1376	42	33	24	12	7	5	4	4	4	R
" Bardufoss	2366	109	76	50	33	26	25	16	17	22	"
Målselv, Malangsfooss	3140	113	85	57	35	23	22	14	15	19	U
Altaelv, Stengelsen	6262	103	77	50	47	34	23	18	17	20	"
Lakselv, Skoganvarre	918	29	16	11	8	5	3	3	3	3	"
Tana, Polmak	14005	231	161	107	102	67	50	42	39	45	"
Neidenelv, Neset	2923	46	30	17	24	15	11	8	7	8	"
Pasvikelv, Bjørnev.	18152	279	176	131							R

II. Islegging, vannstandsvariasjoner og stabilisering av isforholdene

Våre vassdrag er sammensatt av sjøer, rolige elvepartier og stryk. Forskjellige dybdeforhold og fallforhold med derav følgende varierende strømforhold skaper mange vanskeligheter for en som vil bedømme isforholdene i de forskjellige områder.

Islegging i en elv er avhengig hovedsakelig av temperaturforholdene, vannhastighet og av elveleiets beskaffenhet. Vannet må først avkjøles til frysepunktet før isen kan dannes. Når denne temperatur er nådd, avhenger isproduksjonen av strømhastighet og elvas bunnforhold.

1. K r i t i s k v a n n t e m p e r a t u r o g s t r ø m h a s t i g h e t f o r i s l e g g i n g.

Undersøkelser i flere forskjellige vassdrag viste (Litt. 7) at en elvs evne til å tære på isen eller til å holde en råk åpen, avhenger hovedsakelig av vannets hastighet og temperatur. Se tabell 3:

Tabell 3. K r i t i s k e s t r ø m h a s t i g h e t f o r i s l e g g i n g

Vanntemperatur °C	Kritiske strømhastighet m/s
ca. 0,20	0,2 - 0,3
0,06	ca. 0,4
0,02	0,6
0,01	over 0,8

Jfr. grafiske framstilling fig. 2.

KRITISK VANNTEMPERATUR og STROMHASTIGHET for ISDANNELSE

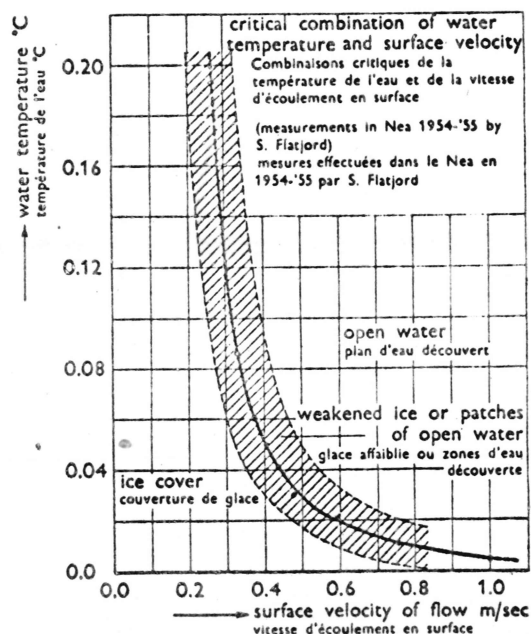


Fig. 2

Selv om måleresultatene viser nokså stor spredning, særlig under forskjellige værforhold, kan en tydelig se at for at en elv skal islegges, må strømhastigheten ikke overstige en viss grense. Hvis t.eks. strømhastigheten øker til 0,6 m/s p.g.a. større vassføring, vil råkene holde seg åpne selv om vannet bare har en temperatur på ca. 0,02 °C. Ved enda større vannhastighet, t.eks. 1 m/s, eller mer, er den kritiske overtemperatur bare noen tusendels grader.

En vassføring som lokalt øker strømhastigheten over denne kritiske grense forårsaker at elva blir gående åpen hele vinteren igjennom og dette kan medføre visse problemer med isproduksjon.

Denne grensehastighet 0,6-0,1 m/s har meget å si for oppbygging av et sammenhengende isdekke, se følgende fotos fig. 3^a og b.



Fig. 3^a. Isfront i Glomma ovf. Opphus i des. 1957. Strømhastighet ca. 0,5 m/s.

Flytende sarr og drivis som er dannet i åpne elvepartier ovenfor, vil dels feste seg til strandkantene og dels føres videre nedover elva, inntil det stanses mot en i s f r o n t så isdekket kan vokse oppover.

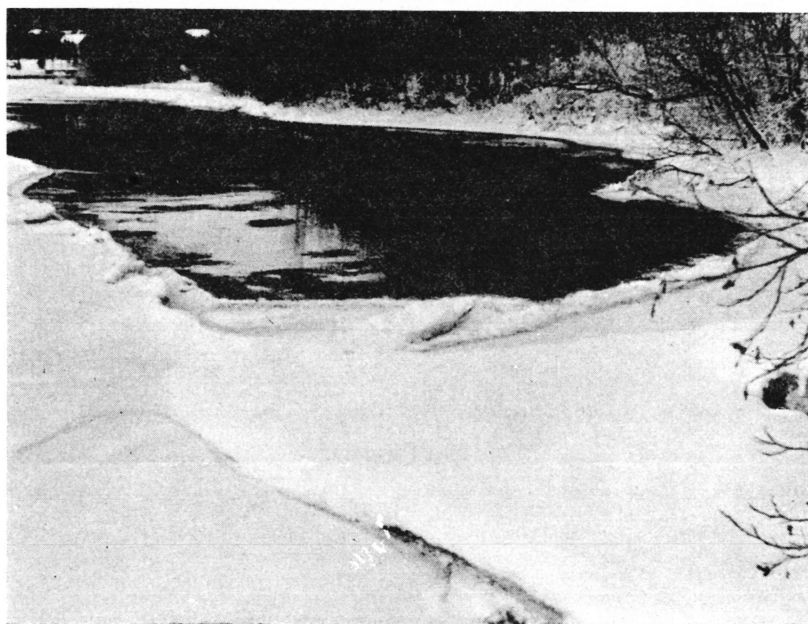


Fig. 3^b. Folla, januar 1959. Strømhastighet ca. 1 m/s.

Flytende sarr og løsnet bunnis dukker under isdekket og blir avleiret på nedenforliggende strøk i kulper og stille partier.

Oppsamling av sarr under isen er en prosess som likner avsetning av grus og sand i elveløpet. Forskjellen er at grus og sand alltid legger seg på bunnen, mens sarr trenger oppunder isdekket.

2. Sammenheng mellom vassføring, tverrsnitt og vannhastighet i åpen og islagt elv.

For et idealisert elveprofil anbefaler Devik (Litt. 1) å bruke følgende formel for beregning av vannhastigheten:

$$V = \frac{1}{C^2} \cdot D \cdot J^{1/2}$$

Her $C = f(k, k_i, \alpha_o, J)$ hvor k karakteriserer elvebunnens ujevnhet k_i karakteriserer den indre friksjon i forhold til den normale (for isfritt vann $k_i = 1$ og $\alpha_o = f(D)$). Det er antatt at elvas bredde er meget stor i forhold til dybden og i stedet for hydraulisk radius er derfor innført midlere dybde D .

Hvis vassføring $Q = v.b.D$, så er $V = \frac{1}{C} \left(\frac{Q}{b} \right)^{1/2} \cdot J^{1/4}$ og

$$D = C \left(\frac{Q}{b} \right)^{1/2} \cdot J^{1/4}$$

Dette viser at i isfri elv både vannhastigheten (V) og dybdeb (D) er p r o p o r s j o n a l e med kvadratroten av vassføringen (Q).

Det er å bemerke at under naturlige forhold varierer elvas bredde en del med vassføringen, slik at forholdet $V/\sqrt{Q}$ ikke er helt konstant for ethvert fallforhold.

På grunnlag av et stort erfaringsmateriale har Devik (Litt. 1) beregnet følgende gjennomsnittsverdier for C:

Midlere dybde D i m	C_0 n = 0	C_n			C_1 n = 1,0
		0,2	0,5	0,8	
1	0,172	0,180	0,193	0,209	0,223
2	0,187	0,196	0,210	0,228	0,243
3	0,197	0,205	0,221	0,239	0,255
4	0,204	0,214	0,229	0,249	0,265
5	0,210	0,219	0,235	0,255	0,272
6	0,215	0,223	0,239	0,260	0,277

Det er vanskelig å karakterisere elvas tverrsnitt ved middel dybde. Det vanligste tverrsnitt er i de fleste tilfeller et dypere strømfar med grunnere partier på sidene. En kan da bruke formelen særskilt for hvert parti og beregne de tilsvarende hastigheter. Som eksempel tar vi først for oss en isfri elv med tre partier av breddene b_1, b_2, b_3 og dybdene D_1, D_2, D_3 og hvor t.eks. det midtre parti D_2 er det dypeste. Vi finner da at forholdet mellom hastigheten V_2 i det dypeste parti b_2 og midlere hastighet V som er beregnet etter middeldybden over hele bredden blir:

$$\frac{V_2}{V} = \frac{D_2 b}{b_1 D_1 + b_2 D_2 + b_3 D_3}$$

Hvis vi antar at de to grunne partier er like dype, mens midtpartiet er ganger dypere, og at hvert parti dekker 1/3 av hele bredden da blir:

$$\frac{V_2}{V} = \frac{3p}{p+2}$$

Setter vi $p=2$, dvs. dypfaret dobbelt så dypt som elven på begge sider, blir

$$V_2 = 1,5 V$$

Setter vi $p=4$, dvs. dypfaret 4 ganger så dypt som elva ellers, blir hastigheten i dypfaret 2 ganger større enn middelhastigheten over hele elva.

Hvis midlere hastighet for isfri elv er V_0 og for helt islagt elv V_1 , så vassføringen Q er i de to tilfeller

$$Q_0 = V_0 b_0 D_0, \text{ og } Q_1 = V_1 b_1 D_1;$$

Hvis både vassføringen og elvebredden blir uforandret etter isleggingen, blir:

$$\frac{V_1}{V_0} = \frac{D_0}{D_1} = \frac{C_0}{C_1} = 0,77, \text{ og } \frac{D_1}{D_0} = 1,30$$

dvs. islegging ved samme bredde og vassføring økes dybden med ca. 30 % og hastigheten reduseres med 23 %.

Dette eksempel viser at en ikke uten videre kan regne at vannhastigheten under isleggingen øker i samme forhold som dybden.

Erfaringer viser at islegging vil alltid foregå på høyere nivå enn vannstanden ved isfri elv og samme vassføring. Dette gjelder både for langsomtflytende vann og for elvestrekningen med kjøving (sarr- og bunnisdannelse).

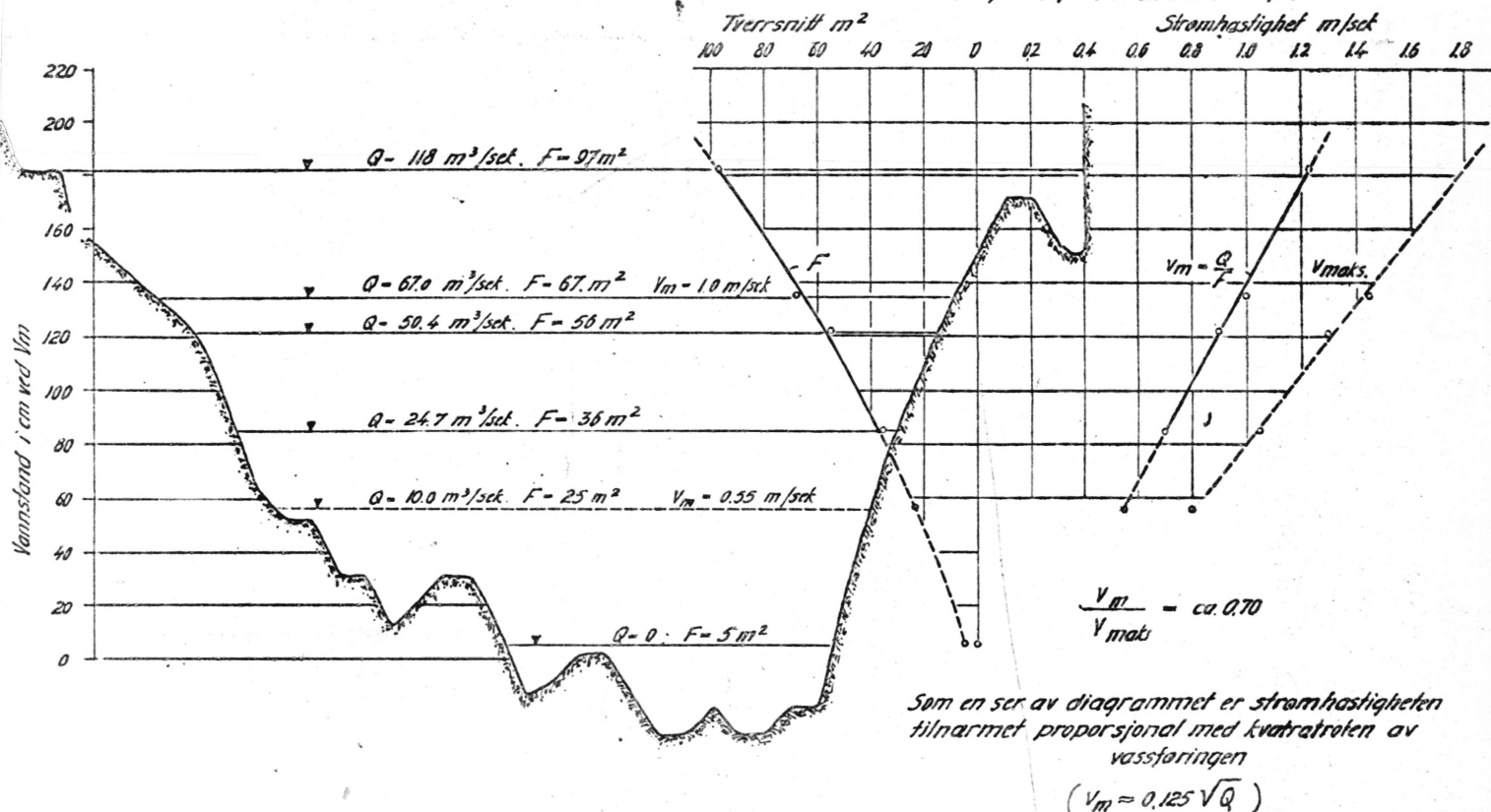
Vassdragsvesenet foretar direkte målinger av strømhastighet i elver for beregning av vassføring. En vurdering av måleresultatene viser at det overnevnte teoretiske betraktningen stemmer overens med målinger, se fig. 4.

NVE. Hørdal.

BARDUELV ved SETERMOEN

Sammenheng mellom
VASSFØRING, TVERRSNITT og STRØMHASTIGHET
etter målinger i isfri elv ca 100 m ned Vm

Fig. 4



Av tegningen kan en finne at midlere strømhastighet er tilnærmet proporsjonalt med kvadratroten av vassføring, nemlig $V_m = k \sqrt{Q}$

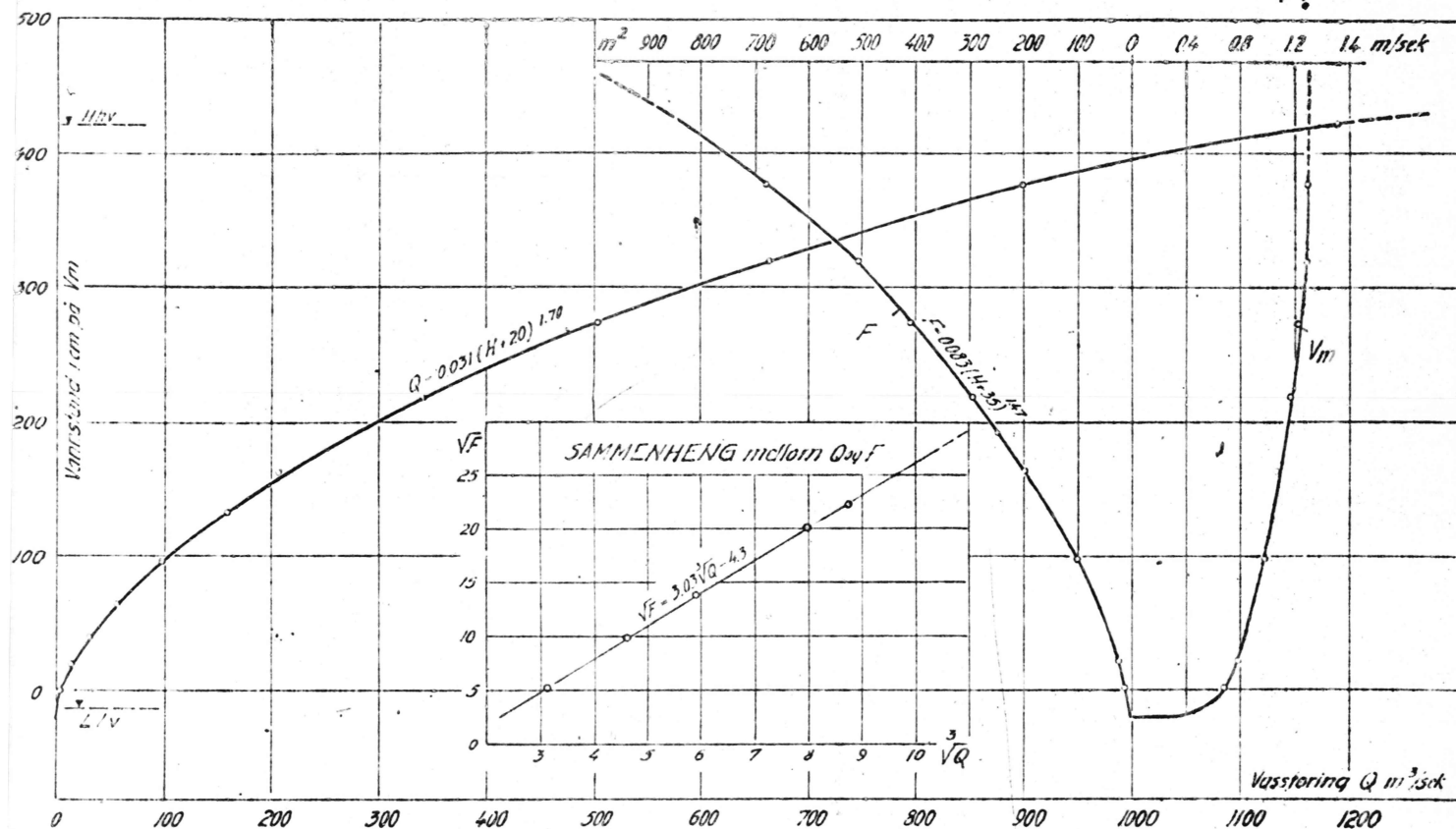
Koeffisienten k er avhengig av fallforhold og av elvebunnens beskaffenhet.

Foregår målinger i et bestemt profil, er $F = f(H)$, t.eks. $F = a_1 (H - H_0)^{n_1}$ og $Q = f(H)$, t.eks. $Q = a_2 (H - H_0)^{n_2}$ Framstilles nå for konstante H-verdier F som funksjon av Q med skala for $\sqrt[3]{F}$ langs den ene og $\sqrt[3]{Q}$ langs den andre aksene, fåes en rett linje. Som regel kan en få brukbare resultater ved at sette $n_1 = 2$ og $n_2 = 3$ slik at $\sqrt{F} = a \sqrt[3]{Q} + b$

En slik framstilling er vist på fig. 5.

MÅSELV ved MALANGSFOSS V_m

Fig. 5
VASSFORINGSKURVE
med eksempel på utvidelse av denne ved hjelp av F-kurve



Dette gjelder i s f r i elv, hvor vannet under sitt løp bare møter friksjon mot bunnen. Hvis elva er åpen, men vannet f ø r e r s a r r, blir det mindre lettflytende enn rent vann og ved konstant vassføring vil strømhastigheten nedsettes.

Devik (Litt. 2) har vist at en sarrfylt elv har ved uforandret vassføring og uforandret bredde ca. 10-15 % større middeldybde enn isfri elv p.g.a. større indre friksjon.

For d e l v i s - og h e l t i s l a g t elv må det ikke bare tas hensyn til friksjonen mot elvebunnen, men også mot isdekket.

Devik (Litt. 1) anbefaler å bruke samme formeltype også for elver med jevnt isdekke, nemlig:

$$V = \frac{1}{C_n^2} \cdot D \cdot J^{1/2}$$

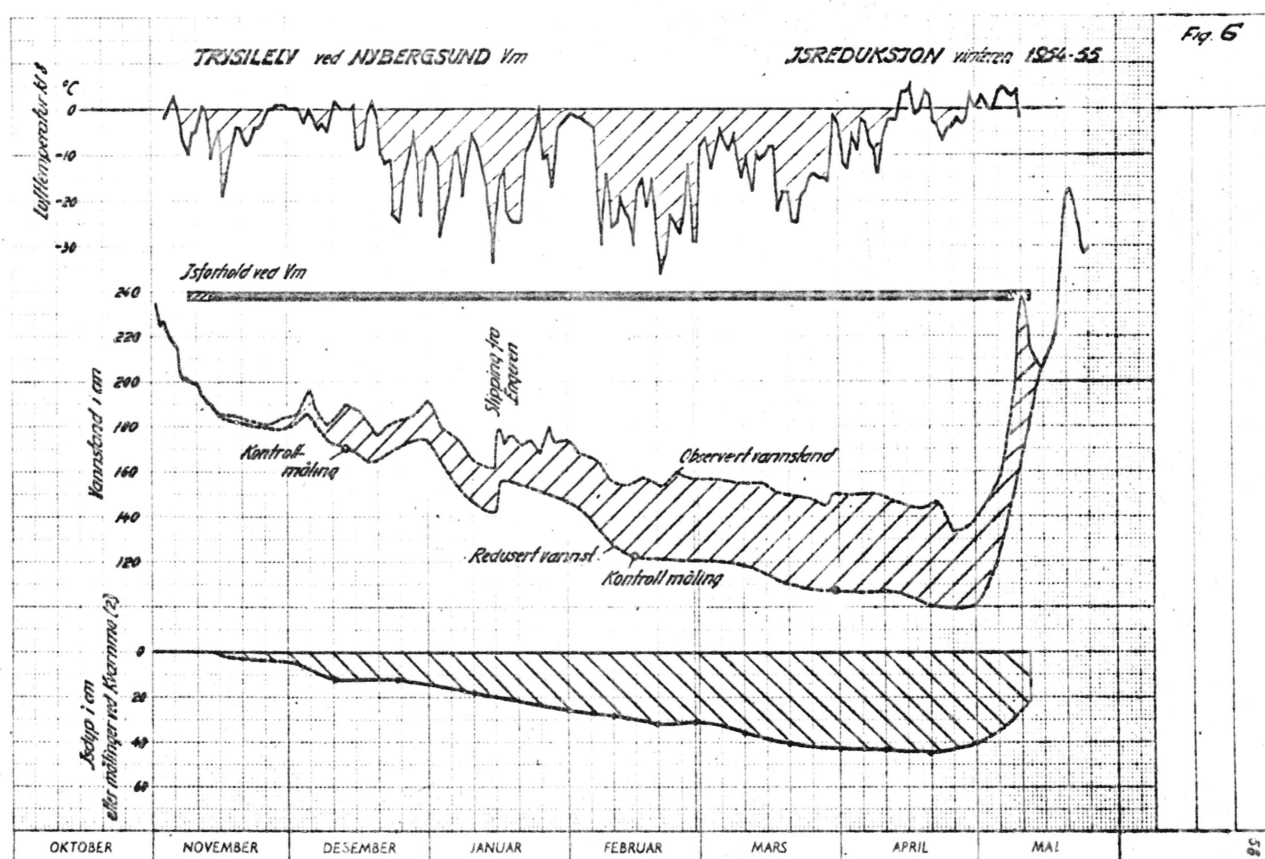
Her C_n er en ny koeffisient hvor n angir hvor stor brøkdel av elvebredden er islagt (n=0 betegnes isfri, n=0,5 halv bredde islagt, n=1, helt islagt)

3. Diverse typer av islegginger, isoppstuvning og isreduksjon.

Når et elveparti med moderat strømhastighet blir islagt med jevnt isdekke, vil vannstanden stige omtrent svarende til istykkelsen, dvs. at dybden målt fra isens underkant er omtrent lik vannstanden i isfri elv ved samme vassføring. Forskjellen mellom vannstand i islagt elv og vannstanden ved samme vassføring i isfri elv kalles isoppstuvning.

For avløpsberegninger om vinteren må en søke å få vannstanden redusert til nivået ved isfri elv ved hjelp av spesielle isreduksjoner.

Eksempel på en slik isreduksjon i elv med moderat vannhastighet er vist på fig. 6.



I elver hvor vannhastigheten overstiger den kritiske for isleggingen, blir isleggingsprosessen helt annerledes enn ved moderate hastigheter og vannstanden vil stige betydelig høyere.

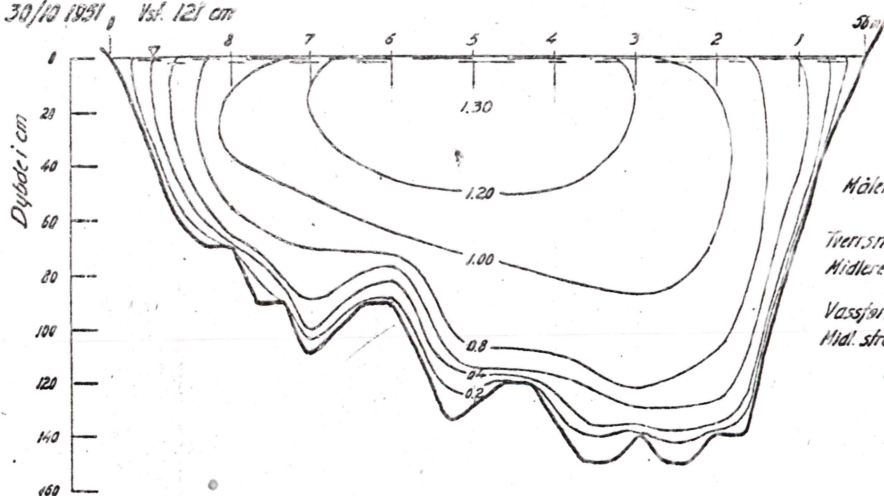
Et eksempel fra målinger av isoppstuvning i Barduelv er vist på fig. 7.

Fig. 7

VASSFØRINGSMÅLINGER I BARDUELV ved SETERMOEN

Målested : ca 100 m nedf. vannmerket.

30/10 1951, Vst. 121 cm



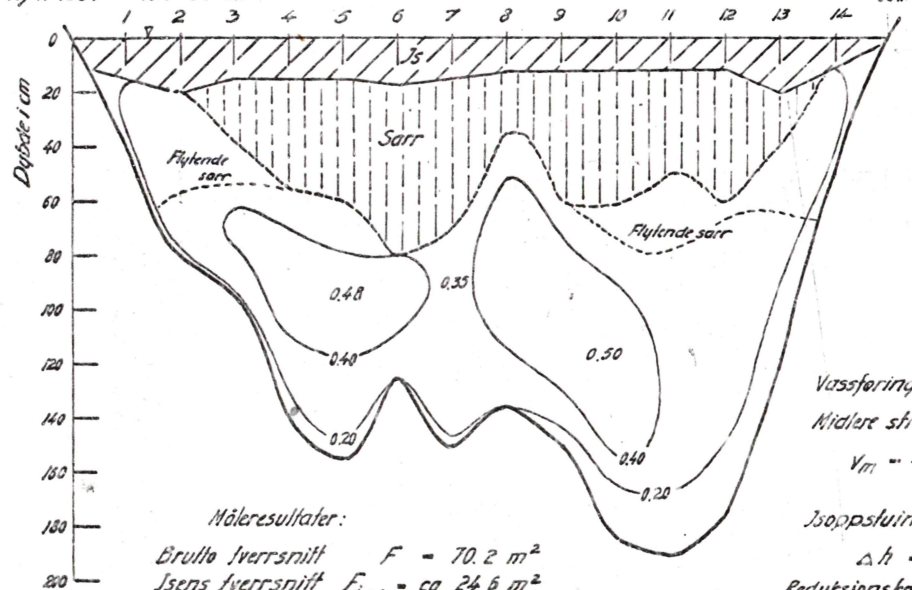
Måleresultater:

Tverrsnitt $F = 56 \text{ m}^2$ Midlere dybde $h = \frac{F}{B} = 1.0 \text{ m}$ Vassføring $Q = 50.4 \text{ m}^3/\text{sek}$

Midl. strømhastighet

$$V_m = \frac{Q}{F} = 0.90 \text{ m/sek}$$

10/11 1951 Vst. 156 cm



Måleresultater:

Brutto tverrsnitt $F = 70.2 \text{ m}^2$ Isens tverrsnitt $F_{i+s} = \text{ca } 24.6 \text{ m}^2$

Midlere dybde 1.17 m

Midlere isdybde 0.41 m

Vassføring $Q = 10.7 \text{ m}^3/\text{sek}$

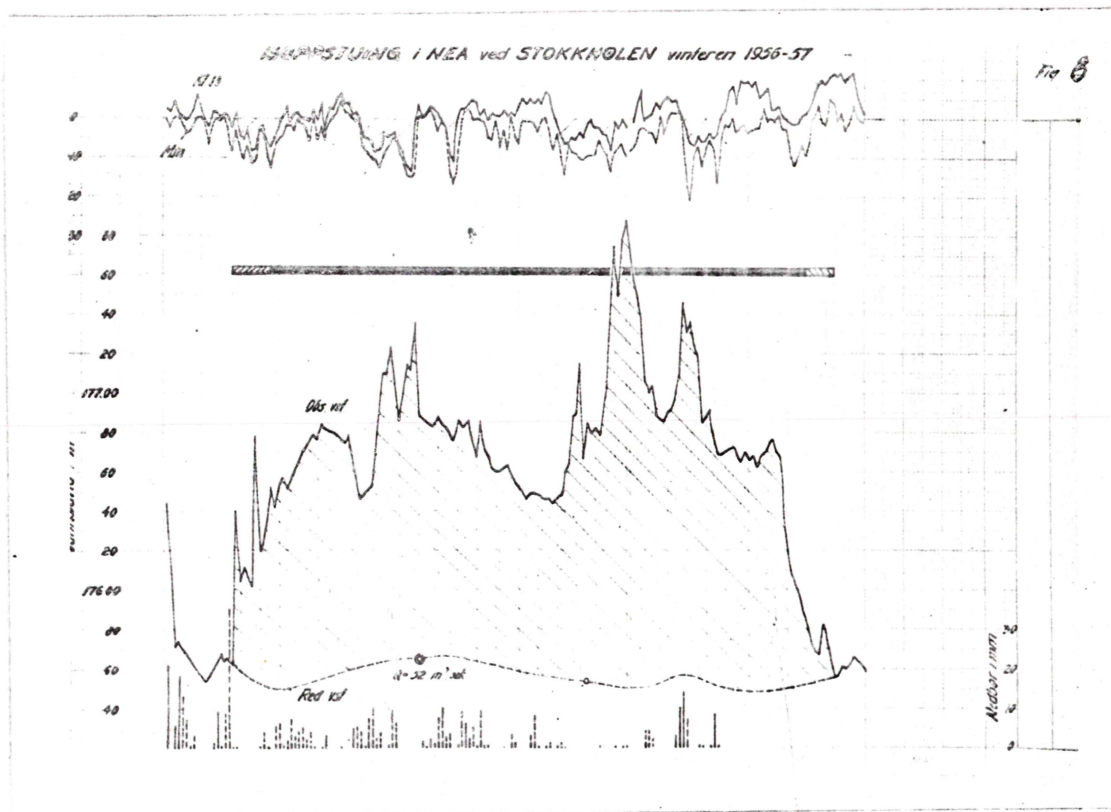
Midlere strømhastighet

$$V_m = \frac{Q}{F - F_{i+s}} = 0.40 \text{ m/sek}$$

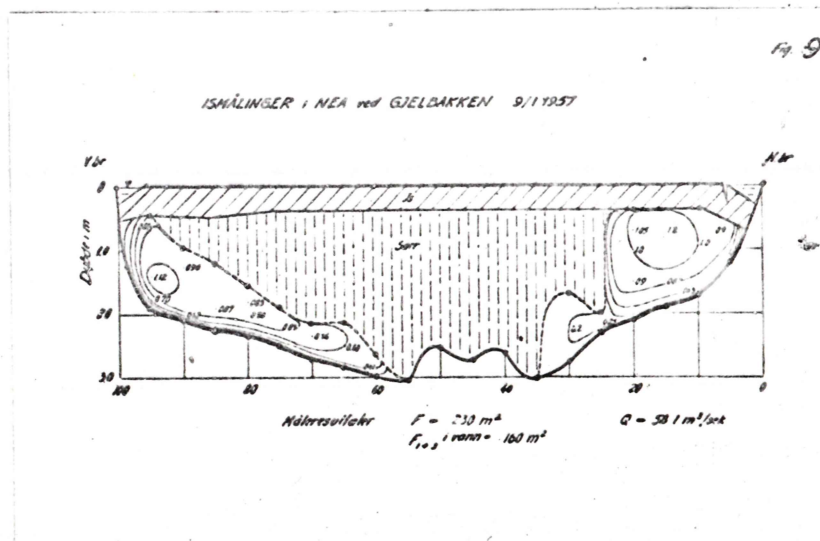
Isoppstuing ved V_m $\Delta h = 75 \text{ cm}$ Reduksjonskoeff. $k = \frac{Q_v}{Q_s} = 0.20$

Avløpstverrsnittet var i høy grad innsnevret av sarr. Bare 20 % av den vassføringen som kunne vært i elva uten is ble ført gjennom.

Et annet eksempel fra Nea ved Stokkhølen Vm fra vinteren 1956-57 er vist på fig. 8.



Nea har et fall på vel 110 m på en ca. 30 km lang strekning mellom Hilmo og Stokkhølen. Ved en vassføring på $50 \text{ m}^3/\text{s}$ ble isleggingen i høy grad vanskelig gjort på denne strekningen. Elva gikk for det meste åpen under kuldeperioder og isproduksjon i form av sarr og bunnis var meget stor. Drivende sarr ble ført nedover og avleiret under isdekket på den nedenforliggende strekningen hvor strømhastigheten var mindre, som t.eks. ved Gjelbakken i Selbu, se foto fig. 9.



I strie elver samles det opp sarr- og drivis i store mengder. Når isleggingen noenlunde har stabilisert seg, vil vi finne at elva renner under et tykt og meget ujevnt pakkislag, som ofte fyller mesteparten av elveleiet. Se foto fig. 10.

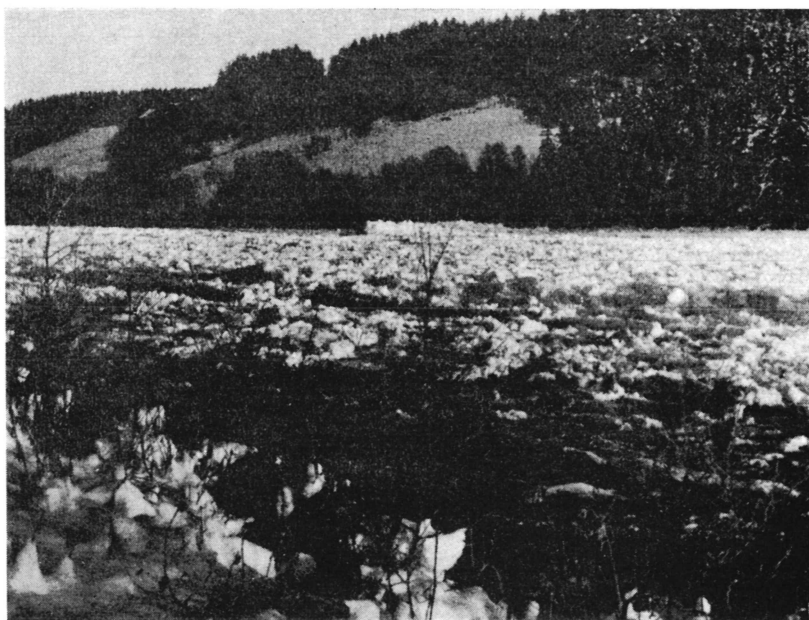


Foto 10. Glomma ved Sundfloen fergested, januar 1959.

En beregning av vannstandsstigninger ved pakkis- og sarransamlinger er meget vanskelig å gjennomføre. Dette må i praksis baseres på statistisk grunnlag. For å konstatere isoppstuinger foretar Vassdragsvesenet omfattende målinger hver vinter ved de vannmerker som er påvirket av is. I tabell 4 er samlet resultatene av en del vassføringsmålinger foretatt om vinteren i Trysilelva og Glomma.

Trysillev ved Nybergssund.

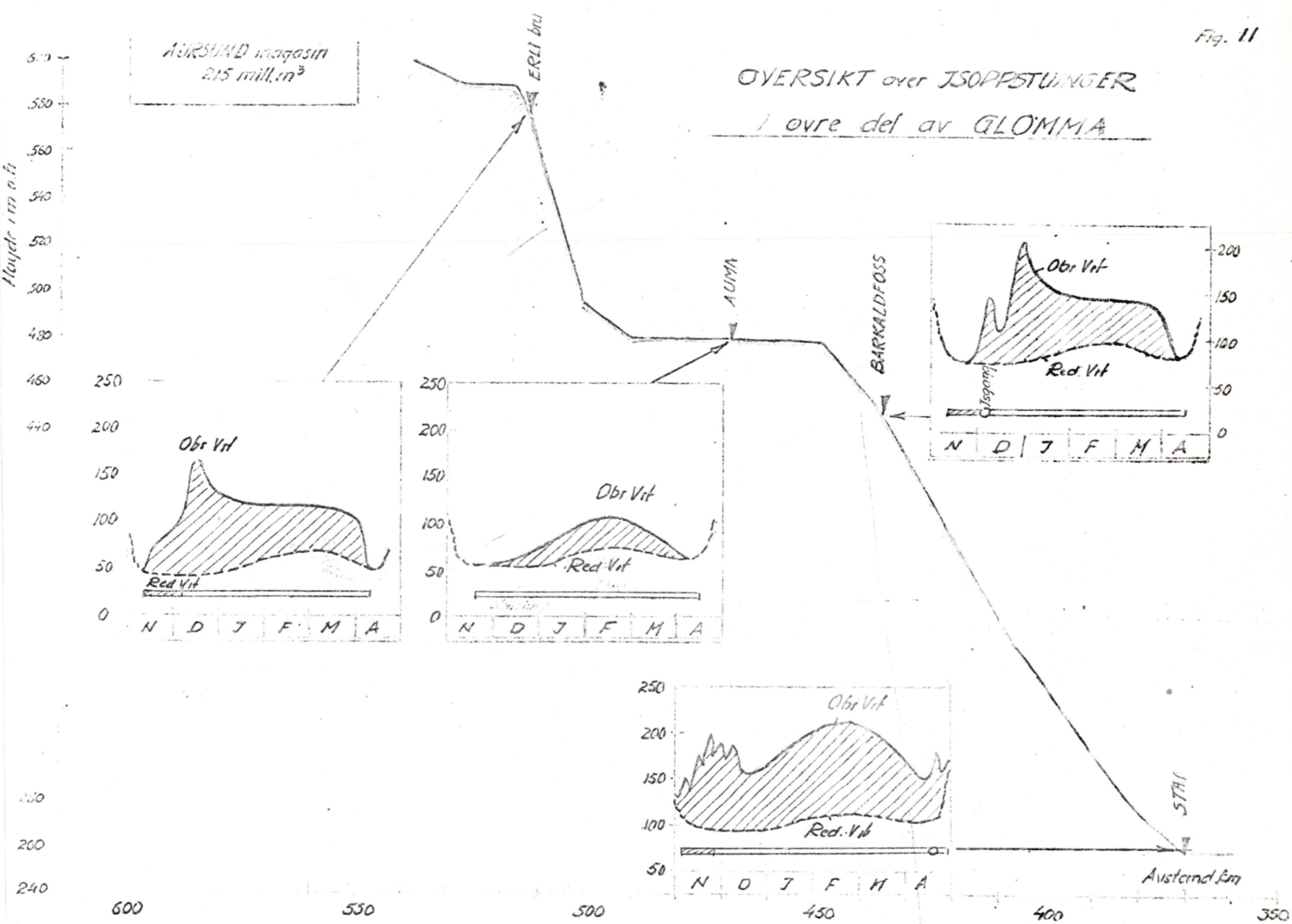
Måling nr.	Målested	År	dato	Isforhold i måleprofil		H_v cm	Q_v m ³ /s	Q_s m ³ /s	H_s cm	$\Delta h = H_v - H_s$ cm	$K = \frac{Q_v}{Q_s}$	Tverrsnitt		B m
				Delvis islagt, islagt, sarr	Istykkelse							$\frac{F}{m^2}$	$\frac{F_d}{m^2}$	
135	Ca 100 m ndf. Vm.	50	10/12	Islagt	10-25	195	38,40	55,2	165	30	0,69	118,6	7,2	46
136	" 3 km ovf. Vm.	51	19/2	"	40-50	168	23,00	39,8	129	39	0,59	61,5	11,0	24
137	" 100 m ndf. Vm.	51	18/12	"	20-25	175	33,52	43,6	155	20	0,77	120,0	10,3	38
138	" 4 km ovf. Vm.	52	28/2	"	30-45	154	22,00	33,1	127	27	0,67	51,5	10,8	26
139	" 100 m ndf. Vm.	52	5/12	"	30-40	161	25,72	36,4	136	25	0,71	110,2	11,6	36
140	" 3 km ovf. Vm.	53	28/2	"	30-45	150	17,90	31,2	114	36	0,58	56,5	9,6	24
141	" 100 m ndf. Vm.	53	25/11	"	7-10	195	50,0	55,7	187	8	0,90	217,0	6,8	86
142	" 3 km ovf. Vm.	54	10/1	"	8-30	178	25,2	45,2	135	43	0,56	64,0	5,2	31

Glomma ved Erli bru Vm.

Måling nr.	Målested	År	dato	Isforhold i målepr.		H_v cm	Q_v m ³ /s	Q_s m ³ /s	H_s cm	$\Delta h = H_v - H_s$ cm	$K = \frac{Q_v}{Q_s}$	Tverrsnitt		B m
				Delvis islagt islagt, sarr	Istykkelse							$\frac{F}{m^2}$	$\frac{F_d}{m^2}$	
42	Ca 100 m ndf. Vm.	46	7/3	Islagt	25-60	216	34,0	103	158	58	0,33	77,0	29,0	65
43	" 4 km ovf. Vm.	47	8/1	Delvis islagt(s)	-	247	15,5	160	133	114	0,10	42,5	16,0	42
44	" 100 m ndf. Vm.	47	27/3	Islagt	25-75	214	31,4	101	156	58	0,31	77,5	28,8	64,5
51	Ved Hummelvoll	47	8/12	"	15-25	182	12,4	58	128	60	0,21	51,7	11,9	65
52	Ca 150 m ndf. Vm.	48	10/3	"	10-45	196	26,4	76	149	47	0,35	70,4	19,4	68
54	" 4 km ovf. Vm.	48	18/12	Delvis islagt	-	170	24,4	45	147	23	0,34	94,0	17,6	75
55	" " " "	49	20/1	" "	-	224	15,7	118	133	91	0,13	79,8	29,8	72
56	" 100 m ndf. Vm.	49	14/3	Islagt	25-50	217	40,4	104	165	52	0,39	84,2	24,4	66
57	" 4 km ovf. Vm.	49	11/12	Delvis islagt	-	197	16,7	76	135	62	0,22	42,8	5,5	29,5
58	" " " "	50	11/1	Islagt (s)	15-30	200	13,6	80	129	71	0,17	34,8	7,7	30
59	" 3 km " "	50	20/3	"	35-55	213	40,3	100	165	48	0,40	59,0	21,7	57

Luftt.
-29°C

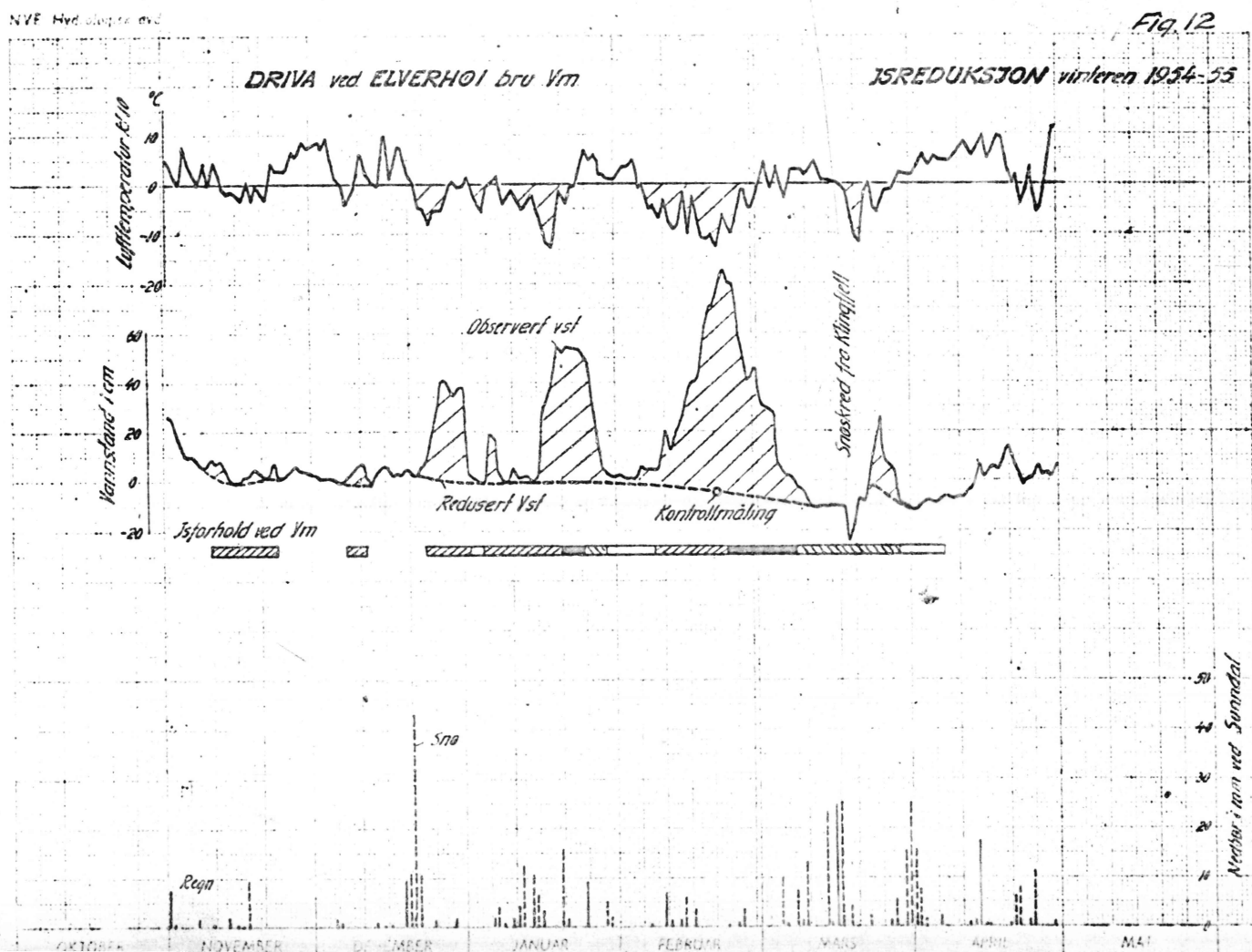
Isreduksjonene er avhengig av elvestrekningen hvor vannmerket er plassert. Som illustrerende eksempel på dette er valgt vannmerkene i øvre del av Glomma på den 180 km lange strekningen mellom Tolga og Stai, ndf. Koppang. (Se lengdeprofil fig. 11).



1. Som en ser av lengdeprofilen, er Erli bru Vm plassert i øverste del av et strykparti. Observasjonene viser at ved dette Vm tiltar oppstuingen raskt under isleggingen og den når sitt maksimum når isforholdene har stabilisert seg dvs. etter at elva ovenfor er helt islagt. Utover vinteren vil sarransamlingene under isen litt etter litt tares bort og oppstuingen vil derfor avta. Størrelsen av oppstuving er i en viss grad avhengig også av vassføringen.
2. Ved Auma har elva et moderat fall og vannmerket her er plassert midt i dette parti, like ovenfor en strømråk. Isleggingen og isdekkets utvikling avhenger her vesentlig av de meteorologiske og hydrologiske forhold og variasjoner i vintervannstanden er preget av disse.

3. Ved Barkald er forholdene omtrent som ved Erli bru, dvs. vannmerket ligger i øverste del av et strykparti, like ovf. en foss. Isoppstuingen viser stort sett samme trekk som ved Erli, men stabilisering av isforholdene foregår her noe senere og utviklingen av isdekket ovenfor blir ofte avbrutt av issammenskiivninger, isganger og andre forstyrrelser. Ved vannmerket bygges det opp isbarrier langs elvebreddene og disse innsnevrer elvas tverrsnitt og innvirker på vannstanden.
4. Stai vannmerke er plassert på overgangen fra et stort strykparti til et stille parti. Her samles opp meget store ismengder og isoppstuingen er avhengig fra en rekke faktorer: isproduksjon på det åpne partiet ovenfor, vinterisganger i hovedelva og bielver, vassføringen og dens variasjoner o.a. For å korrigere vintervannstanden i slike tilfeller er det nødvendig å foreta flere direkte målinger hver vinter.

I flere elver, særlig på Vestlandet og kyststrøkene i Trøndelag og Nordland, er vannmerkene plassert i nærheten av en åpen fossekam. Her forekommer isoppstuing bare under kuldeperioder. Ved omslag til mildvær synker vannstanden som regel til sitt rette nivå. I slike tilfeller foretas isreduksjoner hovedsakelig etter oppgaver over lufttemperatur og nedbør. Eksempel på en slik isreduksjon er vist på fig. 12.



Sammenfattende kan man si at isoppstuvning i våre elver er en såpass uregelmessig og innviklet prosess at en og samme korreksjonsmetode ikke kan brukes i alle tilfeller. Det har vist seg i praksis at en hensiktsmessig vurdering av måleresultatene som er samlet i Vassdragsvesenets arkive, kan gi visse holdepunkter når det gjelder valg av reduksjonsmetoder.

Ved Hydrologisk avdeling er det foretatt endel undersøkelser for å finne sammenhengen mellom vintervannstand og sommervassføring ved noen vannmerker i hoved- og sidevassdrag. Denne sammenhengen skulle gi grunnlaget for isreduksjon på regnemaskiner - en maskinell behandling. Det har imidlertid vist seg at dette ikke gir tilfredsstillende resultater.

I utlandet praktiserer ofte å samle faste data om isforholdene i løpet om vinteren slik at disse kan brukes for isreduksjoner. Prof. Debski i Polen anbefaler å bruke følgende formel til dette formål:

$$Q_v = \phi \cdot 4,5 B \cdot J^{0,3} (H - e)$$

her er H-midlere dybde, I karakteriserer elvas fallforhold, e er midlere istykkelse i avløpsprofil. (F_{i+1arr} / B) , B er elvas bredde og koeffisient ϕ karakteriserer lokale forhold i området der avløpsmerket er opprettet.

ϕ bestemmes til hvert avløpsprofil med direkte vassføringsmålinger.

I russisk litteratur er ofte nevnt at det er en viss sammenheng mellom koeffisientene $\alpha = \frac{Q_v}{Q_s}$ og $\alpha = \frac{F_{i+1arr}}{F}$

Også dette kunne undersøkes på visse steder i våre elver, og muligens utnytte til å redusere vintervannstanden til sitt nivå.

Mer om isreduksjon, se kap. F.

Bedre er stillingen hva isdekkets utbredelse angår, også når det gjelder pakkis.

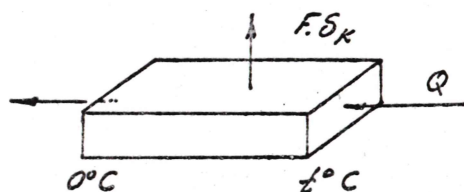
III. Sammenheng mellom isdekkets utstrekning i en elv og varmeprosessene, særlig ved stasjonære forhold.

De varmeprosesser som finner sted i et vassdrag under isleggingen er omtalt i kap. A. I det følgende skal det påvises at ligningen for varmebalansen er bestemmende også for isdekkets utstrekning under givne meteorologiske og hydrologiske forhold.

1. Avkjøling av vannmasser.

Når en elv har en temperatur $t^{\circ}\text{C}$, er det ofte av interesse å beregne hvor stor kjøleflate som trenges under givne meteorologiske forhold for å avkjøle elvevannet til 0°C , så isleggingen kan begynne.

Hvis det samlede varmetap er S_K kcal/daa, sek., og vannet passerer flaten F , er varmetapet FS_K kcal/sek.



$$\text{Avkjølings flate } F = \frac{1000 \cdot Q \cdot t}{S_K} \text{ daa}$$

Her er Q vassføringen i m^3/s , og vannets temperatur $t^{\circ}\text{C}$ ved øvre enden av kjøleflaten og 0°C ved nedre enden.

I følgende tabell 5 er gitt størrelsen i dekar av den kjøleflate som trengs for å avkjøle en vannmengde på $1 \text{ m}^3/\text{s}$ så meget at vanntemperaturen synker fra 1°C til 0°C for noen få karakteristiske verdier av lufttemperatur, vind og skydekke.

Tabell 5. Kjøleflate i daa som trengs for å senke vanntemperaturen 1°C ved vassføring $1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Skydekke (0-10)	Vindhastighet m/s	Lufttemperatur $^{\circ}\text{C}$			
		0	-10	-20	-30
<u>Klart</u> (0)	1	30	15	10	8
	5	29	11	7	5
<u>Delvis skyet</u> (5)	1	52	19	12	9
	5	47	12	8	6
<u>Overskyet</u> (10)	1	ca. 180	25	14	10
	5	" 130	15	8	7

Merknad til tabell 5: For andre vanntemperaturer og vassføringer kan kjøleflaten beregnes proporsjonalt. Er t.eks. vassføringen 100 m³/s og vannets overtemperatur 0,2 °C blir tallene i tabellen å multiplisere med 20.

I desember og januar en vanlig vinterdag i innlandet vil vi ha følgende verdier for varmetapet fra åpent vann på grunn av utstråling, fordampning og konveksjon:

På Sørlandet	10-30 kcal/daa, sek.
På Østlandet	20-60 " " "
Troms og Finnmark	50-80 " " "

For et raskt overslag kan det være nyttig å regne ut en liten tabell over den kjøleflate det trengs for å senke temperaturen av vannet 1 °C ved forskjellige vassføringer og ved middels eller sterk kulde med en størrelsesorden på henholdsvis 50 kcal/daa, sek., eller 100 kcal/daa, sek.

Tabell 6. For avkjøling av en åpen elv med vanntemp. på 1 °C trengs det følgende kjøleflate.

Vassføring m ³ /s	Kjøleflate i daa	
	ved middels kulde S 50	Ved sterk kulde S 100
1	20	10
10	200	100
25	500	250
50	1000	500

Eks.: Ved vanntemperatur 0,02 °C, vassføring 10 m³/s og sterk kulde trenges bare 2 daa for å avkjøle vannet til 0 °C.

Varmetap fra den isdekkede del vil bare være en viss brøkdel av varmestrømmen fra åpen vann. Som et mål for det kan vi beregne forholdet mellom varmestrømmen (S_i) fra isoverflaten og varmestrømmen (S_{ov}) fra en null-graders vannflate under de samme meteorologiske forhold. Faktoren $k = S_i/S_{ov}$ ligger mellom 1 og 0.

Det kan nevnes at ved et isdekke på t.eks. 20 cm vil k være ca. 0,5, men kommer det et tørt snølag på bare 2 cm ovenpå, så avtar k til under 0,1.

Faller det snø på et isdekke blir varmetapet så sterkt nedsatt at det lett kommer vann i snøens underste lag, ovenpå isen. Selv ved streng kulde vil det da være lenge for det fryser.

For isforholdene i våre elver under islegging spiller varmeutvekslingen p.g.a. fallenergien og varmetilførsel fra elvens bunn en underordnet rolle så lenge det er mye åpent vann hvor avkjølingen blir dominerende. Men på en elvestrekning som har fått et isdekke - ved rolig islegging eller av pakkis -

vil varmetilførselen gjøre seg gjeldende.

Ved å passere en fallstrekning med i alt 427 m høydeforskjell vil 1 kg vann utvikle 1 kcal varme, svarende til en oppvarming på 1 °C (hvis ingen andre varmeprosesser fant sted). I et stryk med 4 m fall vil fallenergien svare til omtrent 0,01 °C temperaturstigning, og det er nok til at vannet tærer på isen.



Fig. 13. Glomma ved Bjørånes, jan. 1959. Vannet er samlet i et smalt hovedløp gjennom issamlingen. Varmetilførselen p.g.a. fallenergien er medvirkende til det. I slike tilfelle er varmelikevekt oppnådd, og isforholdene er stabile.

Fallenergien kan gi store varmemengder. Følgende eksempel vil belyse dette. I ett fall på 180 m, som i Glomma på strekningen fra Bellingmo til Koppang, vil en vannmengde på ca. 25 m³/s utvikle en varmemengde på ca. 10000 kcal/sek. Pr. døgn utgjør dette en varmemengde som tilsvarende en forbrenning av ca. 50 tonn kull.

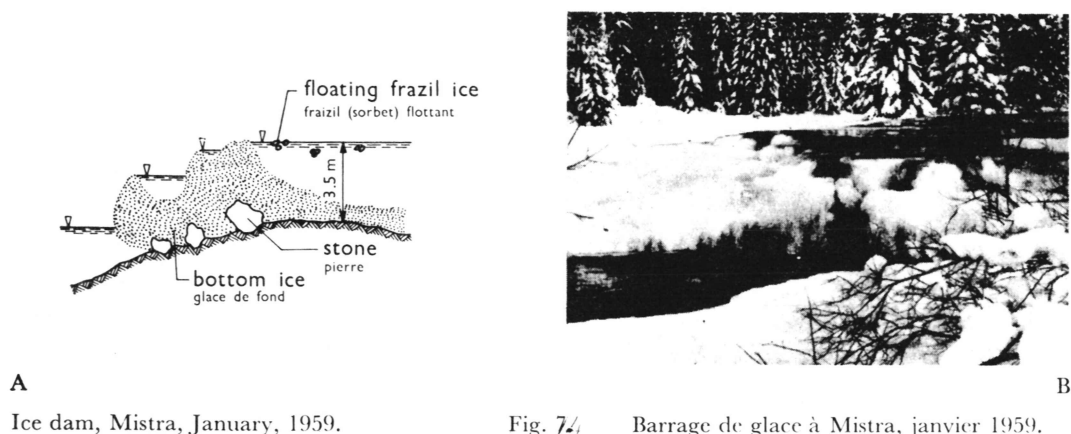
Denne varmeutvikling har til følge at sarransamlinger under isen etter hvert vil smelte og at isen tøres på undersiden

De åpne elvepartiene spiller en stor rolle for elvas varmelikevekt. Disse vil tilpasse seg etter den meteorologiske tilstand og varierer i størrelse. Etter et snøfall vil varmestrømmen fra isoverflaten nedsettes betydelig, og nesten all varmeavgivelse vil skje fra de åpne partier i strømdraget.

2. S t a b i l i s e r i n g a v f o r h o l d e n e m e d i s d a m m e r . V i n t e r i s g a n g e r (kaldflo).

Også i elver med stor strømhastighet vokser det ut strandis fra breddene under isleggingen, men produksjon av sarr- og bunnis vil hurtig forandre forholdene. På elvas bunn dannes bunnis. Derved løftes vannstanden og oversvømmer strandisen (elva stevler eller kjøver). Samtidig dannes stadig flytende sarr som har lett for å kitte seg sammen til større drivende isklumper. Disse vil ofte sette seg fast på grunne steder. Er det først blitt en liten begynnelse til en oppdemning, så kan det lett vokse videre og bli en isdam. Slike isdammer forekommer i de forskjelligste størrelse og former. Selv om de ikke er helt kompakte, kan de være virksomme nok. De kan bli et par meter høye og demme opp forholdsvis store vannmengder.

En slik bunnisdam i Mistra, Rendal er vist på fig. 14.



A

Ice dam, Mistra, January, 1959.

B

Fig. 74. Barrage de glace à Mistra, janvier 1959.

På denne måten omdannes elveprofilet til et trappeformig profil hvor fallet samles på korte strekninger med rolige partier imellom.

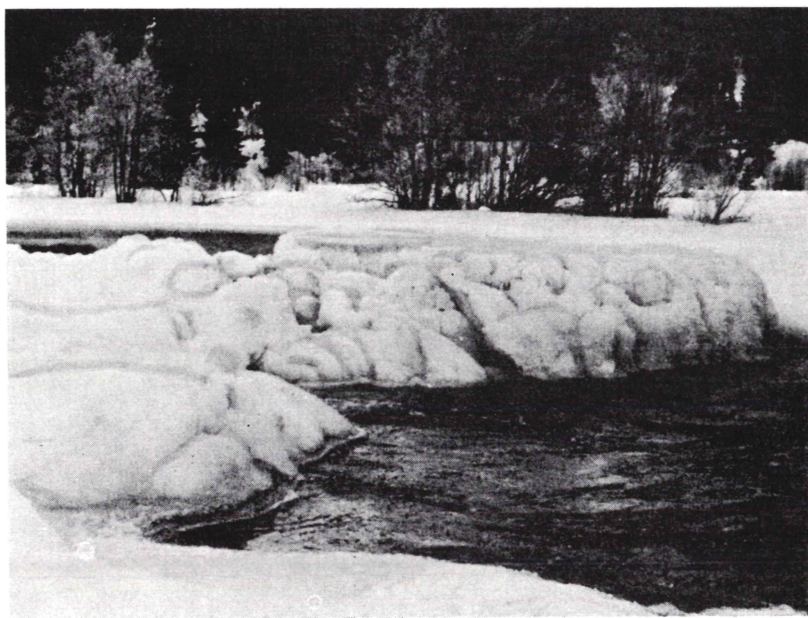
På de rolige partier mellom isdammene vokser så isdekket fra breddene mot midten og varmetapet nedsettes betydelig. Når isdekket er sammenhengende, opphører også sarr- og bunnisdannelse, og hvis utviklingen får foregå uforstyrret, vil vannet samle seg i et hovedløp. Varmetilførselen fra fallenergien er medvirkende til det. Elva for på den måten et dypere og smalere løp enn før, synlig eller skjult under ismassene. I slike tilfeller er varmelikevekt oppnådd, varmetap og varmetilførsel er like store og isforholdene har s t a b i l i s e r t seg.

Dette er naturens egen måte å regulere isleggingen på.

Det er stadig noe varmeutvikling i en elv p.g.a. hvirvling i strykene. Dessuten kommer det noe varme fra sol og himmel om dagen, særlig hvis fronten på bunnisdammen ligger mot syd. Da kan dette bli årsak til at isdemningen tæres ved bunnen og vannmassene tømmes slik som foto fig. 15 viser.

Fig. 15

Bunnisdam i Begna, 10. jan. 1957



Samme bunnisdam to dager senere, etter at elva hadde "skåret ned!"

3. V i n t e r i s g a n g e r.

Under isleggingen, særlig ved vekslende værforhold, forekommer det ofte brudd på en eller annen isdam. Vannet strømmer da ned i nedenforliggende dammer, som også bryter osv. Det inntreffer da en såkalt v i n t e r i s g a n g, i Trøndelag kalles dette "kaldflo" og i Østerdalen er betegnelsen "skvalp".

En typisk vinterisgang er en mer eller mindre jevn isdrift; den går som en selvoppholdende flombølge nedover i elva på strekningen hvor fallet er slik at en sådan kan opprettholdes. De største isganger kan ha en flere meter høy bølgefront som bryter opp isdekke nesten i hele elvas bredde og soper alt videre med seg til det hele ebber ut på en strekning med kulper og mindre fall. Her blir vanligvis ismassene stuert opp.

Etter isgangen ligger elva like åpen, og det samme spillet kan gjenta seg. I uheldige tilfelle kan en få elva gående åpen hele vinteren, til tross for sterk kulde. Stor isproduksjon, vesentlig i form av sarr- og bunnis er da uunngåelig.

Vinterisgangene har vært og er fremdeles nærsagt årvisse foreteelser i flere elver i Trøndelag og på Østlandet.

Det observasjonsmateriale som nå foreligger, viser at isleggingstiden er den kritiske for isgangene. De starter ofte på samme sted, dvs. fra områder hvor isleggingen foregår under oppbygging av større isdammer.

Vinterens meteorologiske forhold har stor betydning ikke bare for isproduksjonen, men også for isgangenes utløsning. Men meteorologiske forhold er ikke enebestemmende. Visse meteorologiske forandringer kan utløse en isgang, men behøves ikke å gjøre det alltid. De er en nødvendig, men ikke tilstrekkelig betingelse.

Vassføringens størrelse har heller ikke noen entydig virkning. Observasjonene viser at isgangene inntreffer ved ytterst forskjellige vassføringer. Det kreves alltid en viss ismengde på de strie elvepartiene for å stuve opp vannstanden for isleggingen kan fortsette oppover. Ved stor vassføring vil elva renne mer i sammenhengende stryk og det kreves adskillig større ismengder og større oppstuinger for at isforholdene kan stabilisere seg. Muligens er isdammene mindre stabile ved store vassføringer. Det må undersøkes spesielt om øket vassføring har vært en av årsakene til en vinterisgang.

Spørsmålet om vinterisganger har vært gjennstand for nærmere undersøkelser av flere skkyndige komiteer og utvalg, t.eks. i Glomma eller reguleringen i Aursunden (Litt. 12).

Generelt kan en si at en vinterisgang er betinget av en rekke rent fysikalske faktorer:

1. Is ganger opptrer bare på elvestrekninger hvor det dannes sarr og bunnis i store mengder, og hvor fallet er så stort at den typiske islegging foregår ved oppbygging av isdammer og sarransamlinger.
2. Vinterisgangene har alltid sitt startpunkt i en isdam som brister under vanntrykk. Men det er ikke alltid at et brudd av en eller en rekke isdammer forårsaker isgang. En nødvendig betingelse er at elvas fall er slik som kan opprettholde en flombølge.
3. En omfattende undersøkelse av de forskjellige varmetilførsler viser at meteorologiske faktorer spiller stor rolle. Samtlige is ganger hvor en kjenner tidspunktet inntraff ved et værømslag. Enten omslag til mildvær ved jordoverflaten eller omslag høyere til værs, altså slike meteorologiske forhold som gir betingelser for løsning av bunnis.

Menneskers inngrep ved en regulering kan forandre visse av disse faktorer.

IV. Istransport i sarrførende elver. Akkumulerte ismengder. Ismengdemålinger.

I strie elver er det stor sarrrdrift under kuldeperioder som følgende foto fig. 16 viser



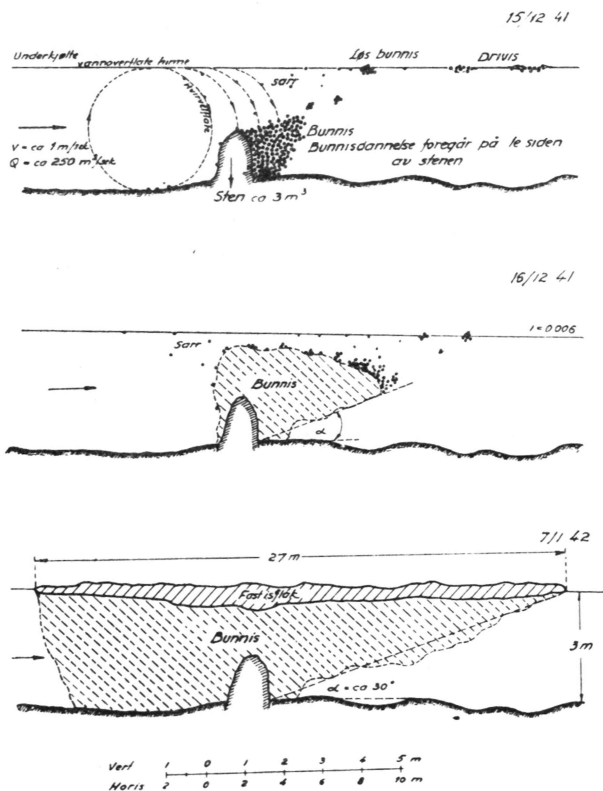
Fig. 16. Sarrrdrift i Thjòrså, Island. 2/3 av elvas bredde er dekket med et flyttende sarrrlag av ca. 15-25 cm tykkelse; 1/3 av elva, ved motsatt bredde, har lite flytende sarr, men nesten hele elveleiet var dekket med bunnis. Vannhastigheten er ca. 1,2 m/s.

Sarr som flyter i vann som er underkjølt, kalles a k t i v t s a r r.

Sarret som flyter i vann som ikke er underkjølt kalles p a s s i v t s a r r.

På grunne partier i steinete elveleier, og særlig ved større steiner, dannes det isøyer i forskjellige dybder og størrelser. På fig. 17 er gitt en skjematisk fremstilling for dannelse av en isøy i løpet av ca. 3 uker i 3 m dybde.

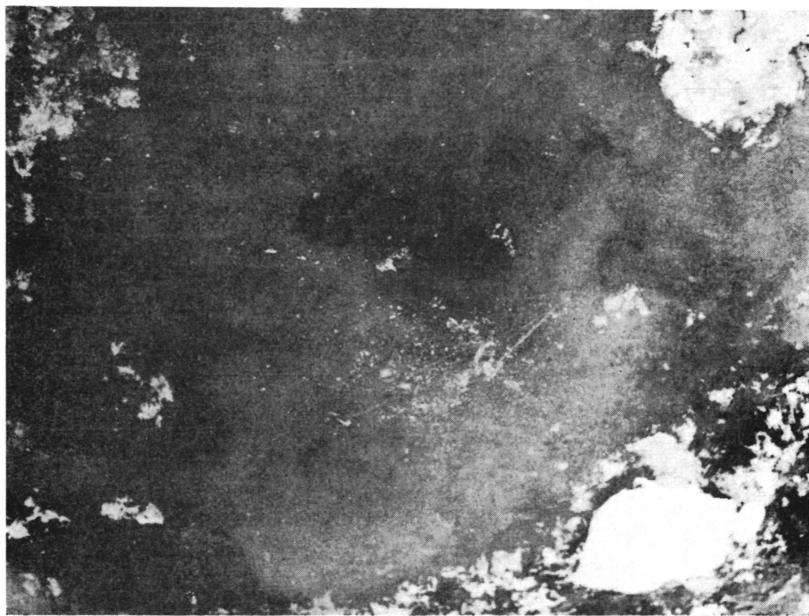
Fig. 17

Fig 17. Dannelse av en isøy

Dersom steinen som binder isen er stor nok, vil isøyene bli liggende i elva hele vinteren gjennom. Er steinen noe mindre, kan den bli hevet opp med isen og ført med strømmen nedover.

Dessuten fører bunnisen og sarrklumper med seg en mengde små steiner, grus og sand, som blir sedimentert når isen smelter.

Fig. 18 Transport av småstein og grus innfrosset i isen.



Av en prøve tatt av Nea-is fekk vi 0,5 kg sand og grus i 6,1 kg is.

CROSS-SECTION of BOTTOM ICE, THJÓRSÁ River at KLOFAEY

1 Dec. 1964, 12-16 o'clock

Air temperature: -12°C

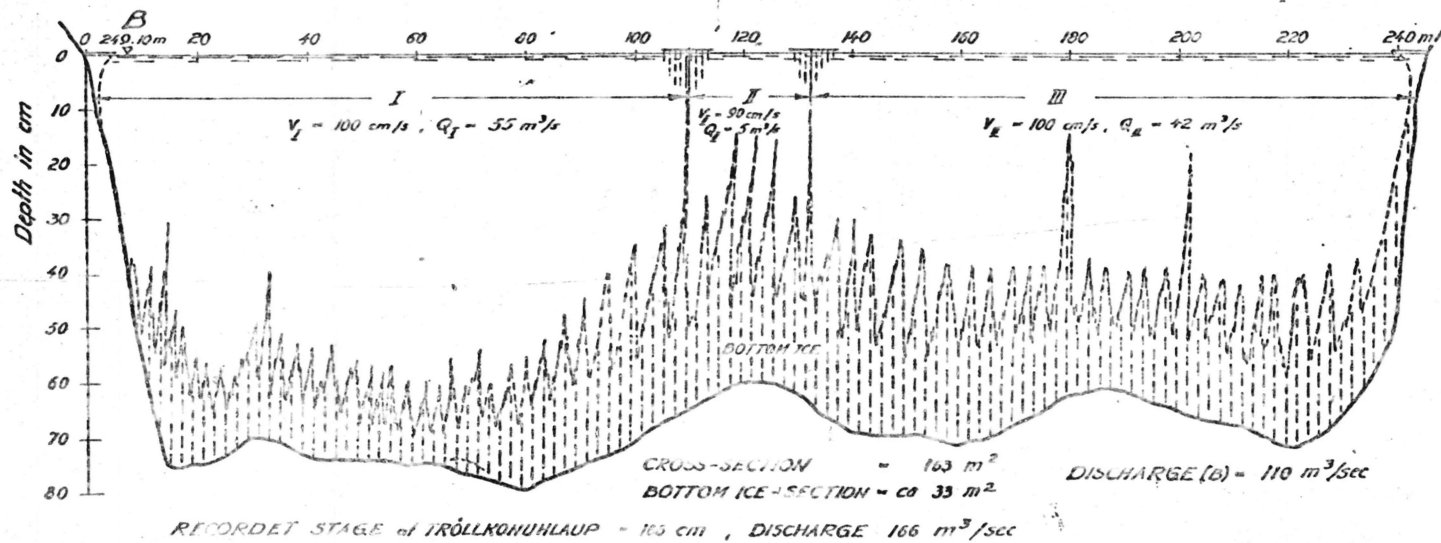
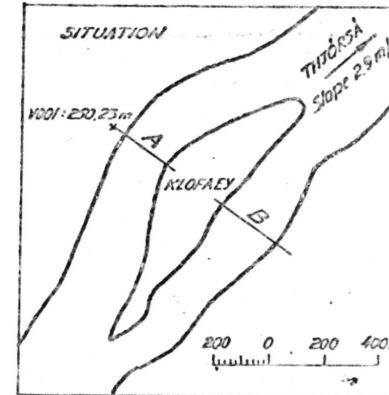
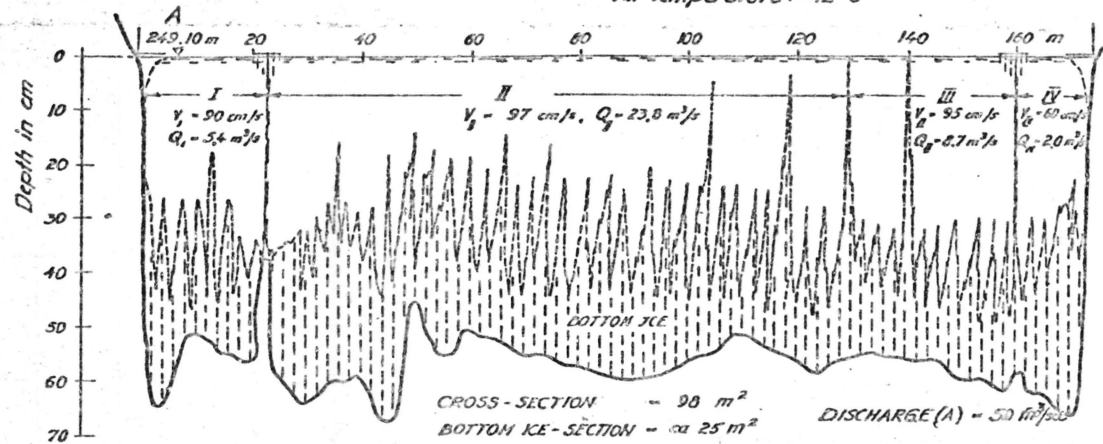
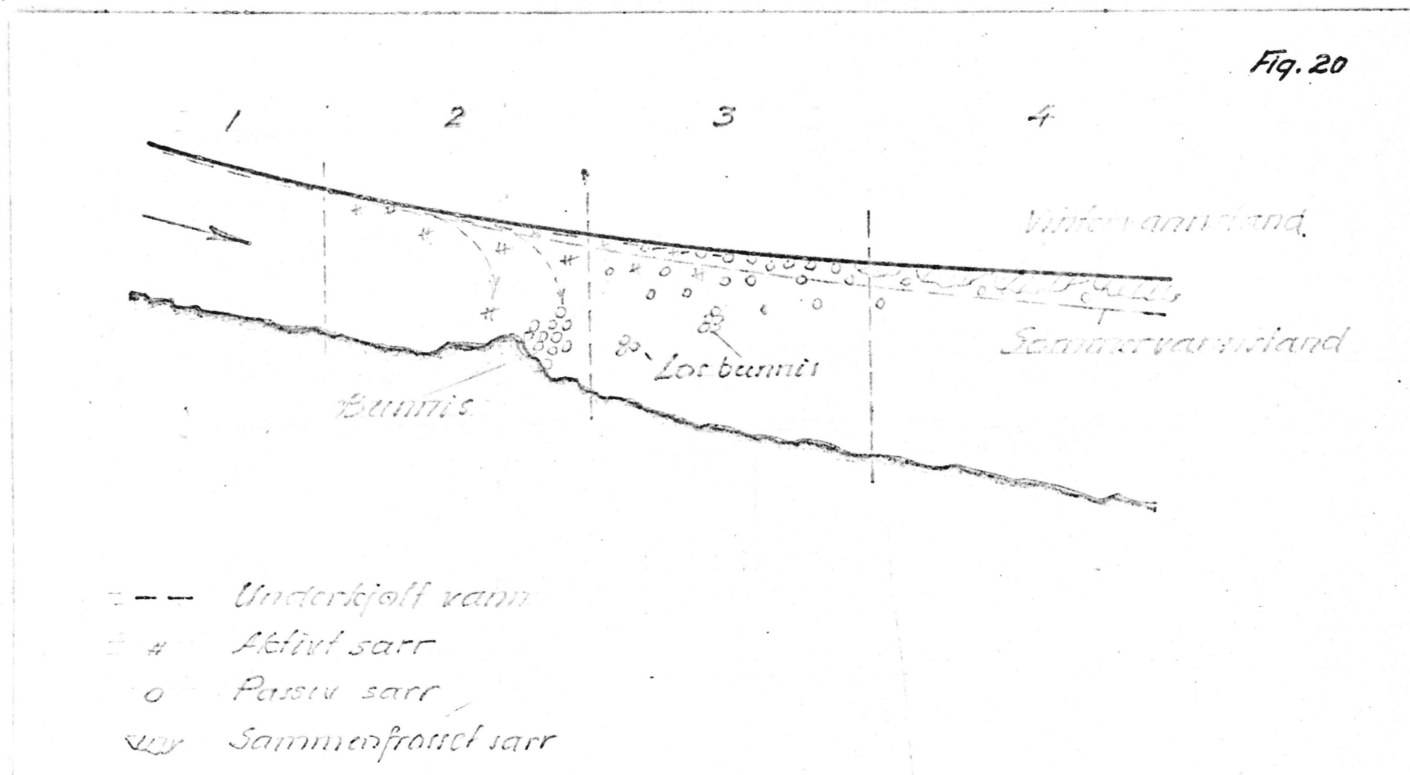


Fig. 19

Under langvarig kulde kan bunnsen vokse til et tykt lag over hele elvebunnen. Eksempelvis på fig. 19 er vist et slik tilfelle i Thjórsá, Island etter en oppmåling av Rist (Litt. 6).

1. Sarrets omdannelse.

På følgende tegning fig. 20 er vist skjematisk utvikling av et sarrlag over en sarrførende elv.



1. sone: Hvirvlende strøm, vannet avkjølt til 0° . Det øverste lag er underkjølt.
2. sone: Produksjon av aktivt sarr og bunnis. Vannstanden begynner å stige.
3. sone: Flytende sarr og løsnet bunnis i oppdrift. Sarr- og bunnis-klumper har tendens til å kytte seg sammen på overflaten. Stigende vannstand.
4. sone: Konsentrasjon av sarr- og drivis på overflaten og dannelse av et sammenhengende drivisdekke. Ingen sarr- eller bunnisproduksjon. Stigende vannstand.

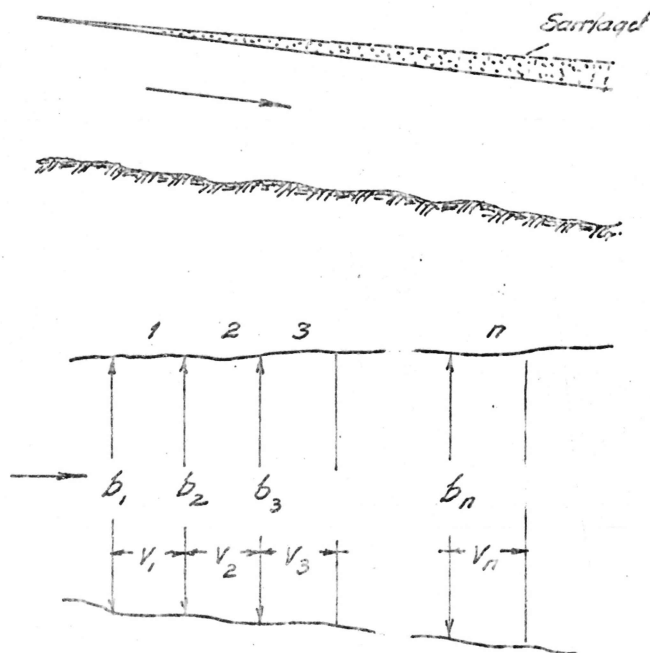
Erfaringer fra Thjørså, Island viser at på strekninger med strømhastighet inntil 1 m/s kan det utvikles sammenhengende isdekke av sammenfrosset sarr og drivis.

På strekninger med større fall og vannhastighet inntil ca. 1,2 m/s foregår oppdrift av flytende sarr til overflaten. Sarret stikker litt over vannflaten og reduserer varmetapet. Ingen eller ubetydelig bunnis i elveleiet ble observert.

Ved enda større fall med vannhastighet større enn 1,5 m/s vil sarrlaget rives i stykker og blandes med vann i hele elvas tverrsnitt. Isproduksjonen øker i form av aktivt sarr og bunnis.

2. Beregning av sarrmengder.

Hvis vannet er avkjølt til null grader under hele passasjen er det den åpne vannflate som er avgjørende for varmeansetningen



For en rekke tverrsnitt med breddene $b_1, b_2, b_3, \dots, b_n$ og hastighetene $v_1, v_2, v_3, \dots, v_n$ blir flaten:

$$F = b_1 v_1 + b_2 v_2 + b_3 v_3 + \dots + b_n v_n$$

Målt i dekar blir $F = \Sigma(bv) / 1000$

Hvis vi forutsetter at S_m er midlere varmetap i den tid det tar vannet å passere hele strekningen blir varmetapet under passasjen $S_m \cdot F$ målt i kcal/daa, sek.

Den samlede ismengde blir: $q = \frac{S_m}{80000} \cdot (b_1 v_1 + b_2 v_2 + b_3 v_3 + \dots + b_n v_n)$, eller

$$q = S_m \cdot F : 80 \text{ kg sarr pr sek.}$$

Hvis vi regner at sarret har en egenvekt på ca. 0,7 får vi $\frac{S_m \cdot F}{0,7 \cdot 1000}$ liter sarr pr. sek., eller

$$S_m \cdot F \cdot 0,064 \text{ m}^3 \text{ is pr time.}$$

Tall eks.: $F = 5000$ daa, $S_m = 80$ kcal/daa, sek. får vi
 7 m^3 is pr. sek. eller 25200 m^3 is pr. time.

Ekstra sterk isproduksjon i Thjörðsa, Island:

$N = 0$, lufttemp. -15°C , vind 16 m/s , $f_v - f_e = 4 \text{ mm}$

Ved utstråling $= 30 + 1,05 \cdot 15 = 46$ kcal/daa, sek.

Ved fordampling $= 3,0 \quad 16,3 \cdot 4 = 48$ " " "

Ved konveksjon $= 1,4 \quad 16,3 \cdot 15 = 85$ " " "

Tilsammen $=$ $= 179$ kcal/daa, sek.

eller ~ 180 kcal/daa, sek.

Isproduksjon pr. km^2 , sek. blir $180/80$ tonn is/ km^2 , sek.

Ved egenvekt $0,7$ dette svarer til $3,25 \text{ m}^3$ sarr/ km^2 , sek.

eller ca. $0,3$ mill. m^3 sarr/ km^2 døgn forutsatt at isen produseres som sarr
 og føres nedover fra det åpne partiet.

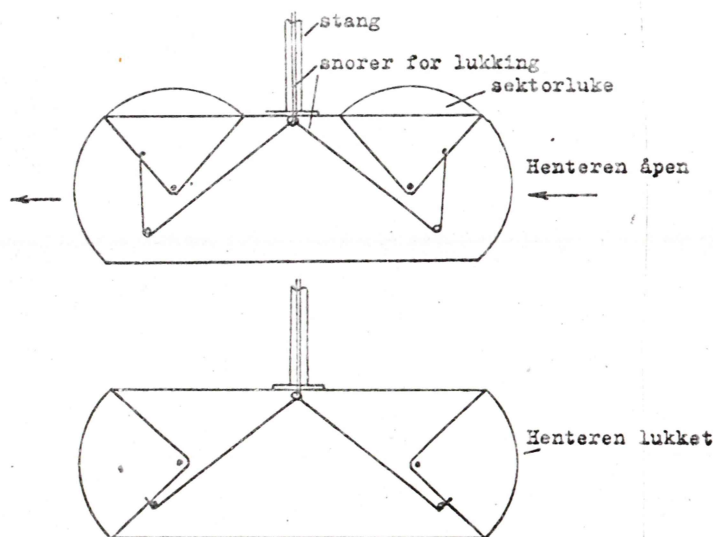
Dette er indirekte målinger av sarmengder i en sarrførende elv p.g.a. meteorologiske observasjoner og empiriske formler.

Vi har prøvt å måle sarmengder også direkte med hjelp av spesielle sarrhenter eller ved måling av sarrlagets tykkelse og hastighet på passende sted hvor all sarr flyter på vannoverflaten.

En sarrhenter som er konstruert ved Vassdrags- og Havnelaboratoriet, Trondheim er vist på fig. 21.

SARRHENTER av PLAST (5 liter)

Fig. 21



Eksempelvis på fig. 23 er vist resultater av pakkismålinger i Island vinteren 1964-65.

MAX ICE LEVEL on the THJÓRSÁ
downwards THJÓFAFOSS
vinter 1964-65

LONGITUDINAL SLOPE

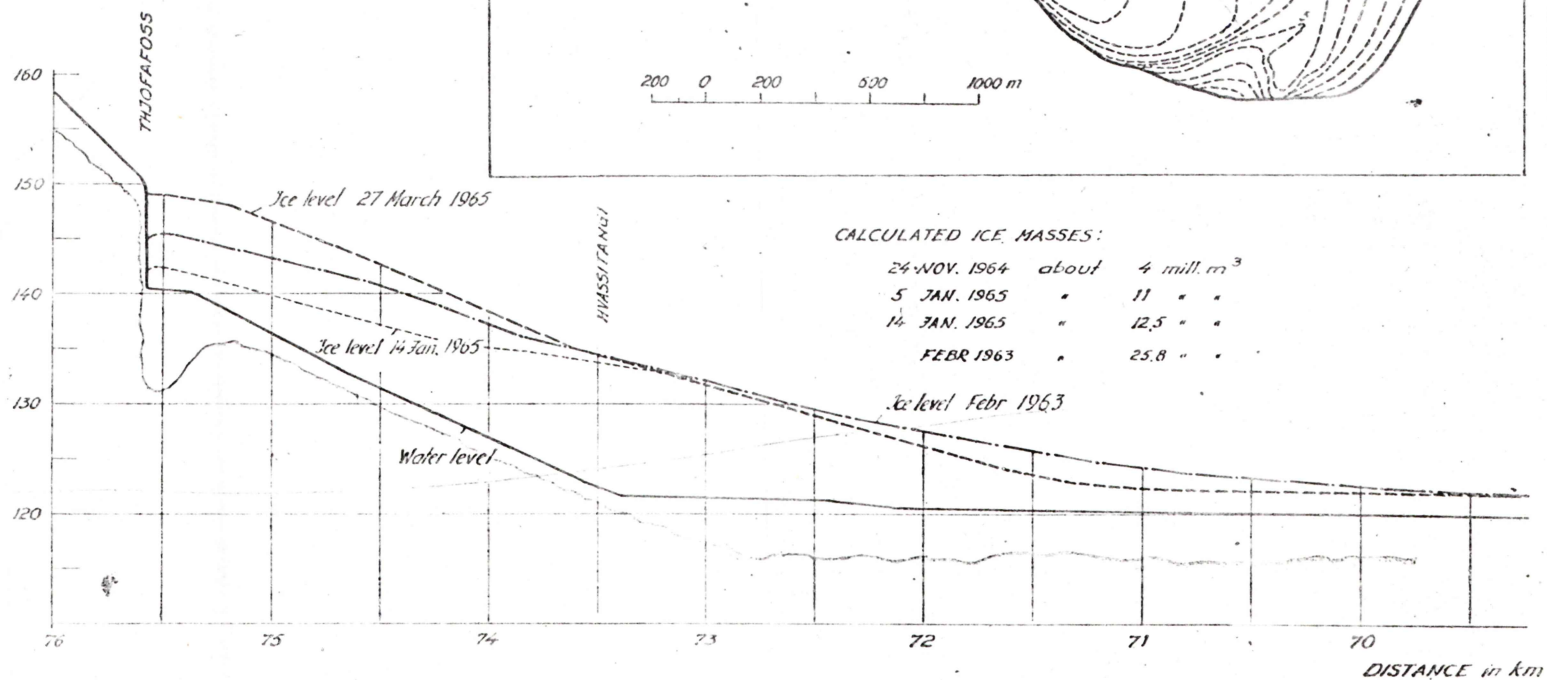
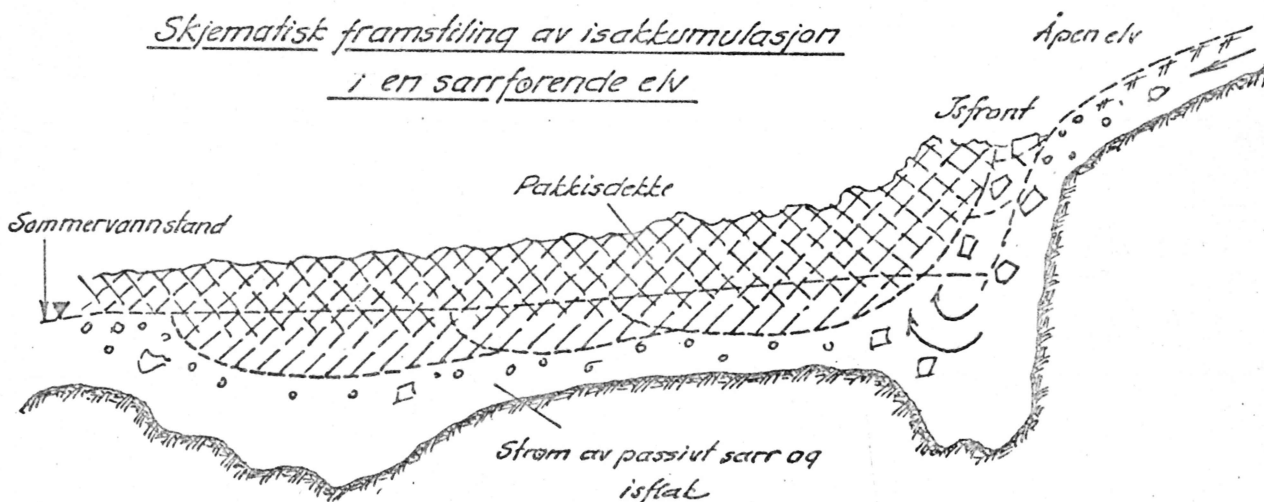


fig. 23

En meget sikker metode er å måle variasjoner av vannstand under isdannelse som indikator for isproduksjonen i åpne sarrførende elvepartier t.eks. med to spesielle limnigrafer plasert på et bestemt avstand. Nærmere om dette se Deviks avhandling "Vannstandsvariasjoner i en elv som følge av islegging og sarrproduksjon!" (Litt. 2):

3. Akkumulasjon av sarr n.d.f. et strykparti. Isbruer.



Først dannes det et isdekke av sammenfrosset sarr over kulpen. Ettersom isdekket ikke kan vokse oppover blir sarr brakt nedover under dekket og avsatt på undersiden. Det samles da forholdsvis store sarrmengder som blokerer en del av tverrsnittet. Vannhastigheten vil øke og nye sarrmengder ble ført lengere nedover og avleiret der. Grensehastigheten for at sarr kan avleires under et isdekke avhenger vesentlig strømforholdene og isens egenskaper. Forholdene stabiliseres ved at en strøm av passivt sarr og isflak føres kontinuerlig under hele isansamlinger og videre nedover.

På visse steder i elveleiet kan det dannes isbro forårsaket av sarransamling - som følgende foto 24 viser.

Fig. 24

ICELAND

THJÓRSA near URRIDAFÖSS, 17 Nov 1964



Ice bridge

Slike isbruer dannes ikke bare p.g.a. større iskonsentrasjon i elveløpet, men en sammenfrysing av sarrklumper under kulde er i høy grad en medvirkende årsak. Aktivt sarr kittes hurtig sammen, særlig under selve sammenstuvningen.

Erfaringer viser at en isbro i våre strie elver vil oppstå når elveløpet er innsnevret omtrent til $1/3$ av bredden.

4. Måling av akkumulerte ismengder.

I flere vassdrag er det på visse strekninger foretatt en kvantitativ kartlegging av ismassene, dvs. det foretas ismengdemålinger en eller flere ganger om vinteren.

Måten Iskontoret foretar disse målingene på er enkel nok. I faste måleprofil på karakteristiske steder måles istykkelse og sarransamlinger under isen. Av målingene finner en så isens tverrsnitt.

Når man så avsetter resultatene på lengdeprofilen, kan en tilnærmet beregne den totale ismengde på den undersøkte strekningen.

Et utdrag av måleresultatene i nedre del av Nea i perioden 1954-58 er vist i følgende tabell 8.

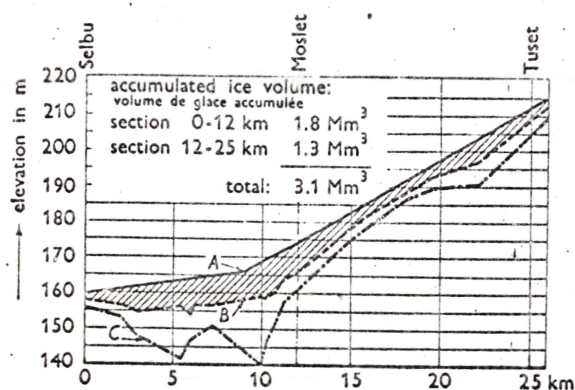
Tabell 8: Maksimalisismengder i Nea i mill. m^3

Vinter	Selbusjøen Stokkhølen (14 km)	Stokkhølen - Eet (8 km)	Eet - Flakne (10 km)	Total (32 km)	Merknad om avløps- forholdene
1954-55 (febr.)	2,0	0,4	0,7	3,2	Ca. 25 m^3/s i des. avt. til 7 m^3/s i mars
1955-56 (mars)	1,6	ca. 0,9		(2,5)	Ca. 17 m^3/s i des. og økte inntil 58 m^3/s i mars
1956-57 (mars)	2,6		ca. 0,7	(3,3)	Ca. 52 m^3/s i jan. avt. til 25 m^3/s i mars
1957-58 (jan.)	1,5	0,9	1,2	3,6 ^x)	Forholdsvis jevn, ca. 40 m^3/s .

x)

I slutten av februar denne vinter økte ismengden til ca. 4 mill. m^3 . Ca. 70 % av denne mengden var samlet ovf. Rølset. Disse sammenpakkede ismasser nådde helt til Aune i Tydal.

En grafisk framstilling av ismengder i februar 1955 i Nea er vist på fig. 25.



Ice diagram of river Nea, February 1955.

Fig. 25

- A. Surface curve. Scale unit 5 m.
Courbe représentant la surface. Unité d'échelle 5 m.
- B. Ice depth. Scale unit 1 m.
Profondeur de la glace. Unité d'échelle 1 m.
- C. Cross-section of ice. Scale unit 50 m^2 .
Section occupée par les glaces. Unité d'échelle 50 m^2 .

Diagramme de glace, Rivière Nea, février 1955.

Liknende målinger er foretatt i nedre del av Namsen, i øvre del av Glomma og i flere andre vassdrag på enkelte korte strekninger.

Ismengdene varierer fra vinter til vinter. Eksempelvis kan nevnes at vinteren 1953-54 var det usedvanlig høy vannstand i Glomma på strekningen Tolga-Tynset. Mellom Lille Telneset og Tynset, på en ca. 15 km lang strekning, ble det målt ca. 1,3 mill. m³ is, dvs. på enkelte steder inntil ca. 100000 m³ pr. km.

Ved Åkerøyen er det foretatt ismålinger i en årrekke. I følgende tabell er oppgitt midlere istykkelse i måleprofilen. Til sammenlikning er tatt med resultatene av tilsvarende målinger ved Tynset, ca. 9 km lenger nede.

Tabell 9. M i d l e r e t y k k e l s e a v i s d e k k e t i G l o m m a.

Måling	des. 1954	des. 1955	mars 1956	des. 1956	des. 1957	des. 1963
Åkerøy, sarrans.	1,28	0,76	1,40	1,76	2,27	2,00
Tynset, jevnt isd.	0,25	0,14	0,50	0,36	0,55	0,20

I Islandske elver, t.eks. i Thjørså er det betydelig større ismengder.

V. Isløsning og vårisganger.

Undersøkelser viser at isavsmelting på sjøer og dype, rolige elvepartier foregår fra overflaten så lenge isdekket ennå er landfast.

I elver, hvor strømmen fører varmere vann fra innsjøer eller reguleringsmagasiner, eller fra større strykpartier ovenfor, foregår smeltingen hurtigst nedenfra.

Isløsningen begynner etter at vassføringen har øket ved mildvær og regn eller snøsmelting. På innlandsvassdragene (på Østlandet, Troms og Finnmark) inntreffer isløsningen om våren. Mange av våre vassdrag ligger såpass nær kysten at mildvær og regn kan forårsake stigende vassføring og flom også i vintertiden.

Når vassføringer stiger, bryter isdekket opp og all is føres med flommen nedover elva. Det inntreffer da en såkalt *flomisgang*. Isen kan herunder skyves og pakkes sammen i mindre eller større voller og vannet vil stige langt over vanlig vannstand.

Erfaringer viser at det ikke bare er værforholdene som betinger en eventuell isgang og skadelige oversvømmelser, men det er flere faktorer som kan ha en viss betydning, nemlig: akkumulert ismengde i vassdraget, hydrologiske forhold, elvens topografi, diverse hindringer i elveleiet o.a. Det er så mange uberegnelige faktorer som spiller inn for isgangenes vedkommende at en skjønnsmessig prognose alltid blir usikre.

Kommer isløsningen om våren med brå økning av vassføringen kan en vårisgang føre med seg store ismasser. Dette er særlig tilfelle hvis det i samme vassdrag har gått et par lokale isganger tidligere på vinteren. Da vil det for det første ligge gamle pakkisansamlinger på strekninger hvor disse isganger hadde stoppet opp, og dessuten er det blitt produsert ny is på de elvestrekninger som da ble rensket.

Det er særlig i slike tilfeller at isganger kan gjøre stor skade ved oversvømmelse av veier, bebyggelse og dyrket mark med avleiring av store mengder isflak. Dette er vel kjent fra Glomma, Trøndelags og Nordlands elver.

Forløpet av isgangene er, sett fra hydraulisk standpunkt, enda lite utforsket. Vitols (Litt. 10) skiller ikke mellom vann- og issubstans, men ved en utvidelse av grunnlaget for de hydrauliske betraktninger, behandler han også issubstansen når den opptrer som isgrøt. Dette skjer ved en generalisering av Bernoullis likning med visse komplettering med hensyn til trykkehøyder og falltap.

Vitols tar avstand fra forsøkene på å finne et uttrykk for friksjonsarbeidet og den nærmere kvantitative forståelse av fenomenene med pakkis under en isgang. Han synes at de dynamiske prosessene her er for kaotiske.

LITTERATUROVERSYN

1. DEVIK, O., 1933: Über die Eisbildung eines Wasserlaufes und ihren Einfluß auf das Längenprofil. Publ. fra Chr. Michelsens Inst. Nr. 23.
2. DEVIK, O., 1938: Über Wasserstandsänderung eines Flußes bei Eisbildung, auf Götaälv angewandt, VI. Baltische Hydrologische konf.
3. NYBRANT, G., 1945: Bidrag til teorien for isbildning i älvar Tekn. skrifter nr. 120.
4. DEVIK, O. og KANAVIN, E.V., 1963: Oversikt over isproblemer i Norske vassdrag (stensilert)
5. MICHEL, B., 1963: Theory of Formation and Deposit of Frazil Ice Eastern Snow Conf. 8, 129.
6. DEVIK, O. og KANAVIN, E.V., 1965: Analysis and Consideration of the Ice Conditions, Special Fund Project Iceland Final Report.
7. FLATJORD, S., 1963: Utvikling av isdekket på norske vassdrag, samt litt om råkdannelse. Norsk geogr. tidsskrift Bind XIX h. 3-4.
8. ESTIFEEW, A.M., 1958: Regulering av is i sarrførende elver (russisk)
9. GJØRSVIK, O.G., 1968: En undersøkelse av vann- og transtasjonsbølgehastighet i Glomma. Hovedfagsoppgave i Naturgeografi Universitet, Oslo.
10. VITOLS, A., 1942: Beitrag zur Erweiterung des Gesichtskreises der heutigen Hydraulik, Wasserkraft und Wasserwirtschaft H. 4.
11. LASZLOFFY, M.W., 1948: Régime des glaces des rivières, La Houille Blanche Nr. 6.
12. Meddelelser fra Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen Vol. 2 og 3 (Vinterisganger og oppvatninger i Stor-Elvdal), Oslo 1931.
13. Rapporter fra NVE, Hydrologisk avd., utarbeidet ved Iskontoret.
14. Rapport nr. 5/68: Vinterisganger i Trysilslv og Mistra 1967-68.