

1. Varmetap, underkjøling og isdannelse i sjøer og elver.

1. Innledning

Islegging og isproduksjon i våre sjøer og elver foregår ved et samspill mellom følgende varmeprosesser:

1. Innstråling og utstråling.
2. Fordunstning og varmeutveksling med luften (konveksjon).
3. Varmedledning fra bunnens materiale, eventuelt tilførsel av grunnvann.
4. Oppvarming av vannet i elver ved omsætning av fallenergien.

De tre første prosesser måler vi ved den ekvivalente varme-strøm, mens falloppvarmingen enklest karakteriseres ved den temperaturstigning falltapet ville svare til.

Det er nyttig å være oppmerksom på at enhetene for varme-strøm ofte er forskjellige i fysikalsk, meteorologisk eller teknisk lit-teratur. For praktisk bruk når det gjelder å beregne isproduksjonen i vassdrag har det vist seg å være hensiktsmessig å uttrykke varmestrømmen i kilokalorier pr. dekar pr. sek. Vi noterer derfor følgende sammenheng for de mest brukte enheter:

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

2. Varmetilførsel til jordoverflaten ved direkte solstråling og diffust daglys

Når strålingen fra solen kommer inn i jordens atmosfære re-presenterer den en varmestrøm (målt på en flate loddrett strålingen) av størrelsen:

$$S = 2 \text{ cal/cm}^2 \text{ min.} = 333 \text{ kcal/da,sek.} = 1400 \text{ kW/da.}$$

S kalles solkonstanten.

På veien gjennom atmosfærens luftlag blir strålingen delvis absorbert og spredt. Det skyldes dels atmosfærens vanlige gaser, nitro-

ger, skyer, tåke, regn og vind, men særlig vinddråpene i skyer og tåke, fallende regn og snø, og ellere all slags snø som forurenses i luften.

Kvalitet er et spørsmål som når ned til jordoverflaten. Den består av både direkte sollys og det såkalt diffuse sollys fra loft og skyer osv., det diffuse dagslys. Solstråler vel gjennom atmosfæren slik de kan ligge på lavere atmosfære, der de oppfører seg som sollys og ikke som vinddråpene som reflekteres ved jordoverflaten. Men dermed er det særlig skydekktet som er avgjørende, og der er det forskjell på virkningen av de fete og tette skyer, og de lette og tynne. Hvis en flyr gjennom et skyelag får en tydelig demonstrasjon hvor sterkt skyene svekker lyset.

Den samlede illustrasjon av direkte sollys og diffus dagslys kalles globalstrålingen og blir målt med registreringsinstrumenter som kalles aktinografer. Registrerende målestasjoner er i drift på en rekke steder her i landet, og det vil forhåpentligvis ikke være lenge innen alt observasjonsmateriale blir bearbeidet og offentliggjort årlig.

Inntil et slikt materiale foreligger, må man bruke beregnede verdier som tar hensyn til solens deklinasjon (altså årstiden), til den geografiske bredde og dagstiden (altså solhøydens variasjoner), men særlig til skydekktet. I den avhandling som Revik offentliggjorde i 1931 (jfr. litt. listen) foreligger slike beregnede tabeller på det grunnlaget som da forelå. I 1955 har Werner Johannessen offentliggjort en avhandling (jfr. litt. listen) hvor det er bearbeidet et stort materiale og beregnet tabeller over globalstrålingen for hver måned på skyfrie dager, og for breddegrader mellom 59° og 70° . Tabellene gir varmetilførselen (kcal/cm² time) ved hver hele time under bestrålingen, såvel for den direkte som for den diffuse stråling, og for summen. Til slutt beregnes den totale stråling pr. døgn i gjennomsnitt for valgte måneder.

I tabell 1 nedenfor er oppført globalstrålinger for noen få karakteristiske steder, Lillehammer ($61,2^{\circ}$ N.br.), Mo i Rana ($66,3^{\circ}$), og Alta (70°), beregnet etter Werner Johannessens tabeller. Under B er tabellene omregnet til kcal/cm² sek. når vi tenker oss strålingen jevnt fordelt over døgnetimer.

Tabellens første del gir globalstrålingen ved skyfri himmel, annen del gir strålingen ved helt overskyet himmel og tredje del gir den midlere stråling pr. døgn for valgte måneder i perioden 1961-80. Det er det berømt Elsteds empiriske formål for den midlere globalstråling.

$$S = (1,34 - 0,107 \cdot \bar{N}) \cdot \bar{S}$$

hvor $\bar{N}$ er midlere skydekke i måneden og $\bar{S}$ er midlere globalstråling ved skyfri himmel.

Tabell 1. Gjennomsnittlig globalstråling i døgnet mot en horisontal flate.

A. uttrykt i kcal/m², døgnet

B. beregnet som jevnt fordelt i døgnet og uttrykt i kcal/dø, sek.

	A kcal/m ² , døgnet				B kcal/dø, sek.			
	des.	jan.	febr.	mars	des.	jan.	febr.	mars
<u>Klart</u>								
Lillehammer	248	397	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>								
	Timer							
Lillehammer	6	6	8	12				
Mo i Rana	2	4	7	12				
Alta	0	0	10	12				

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

Man vil se av tabell 1 at globalstrålingen gir meget liten varmestraling i desember og januar men allerede i februar er den blitt vesentlig større og i mars er økningen stor. Vi skal senere se at i mars begynner innstrålingen på skyfri dager å bli av samme størrelsesorden som avkjølingen (p.g.a. utstråling, fordunstning og varmetap fra luften).

Det må bemerkes at tabell 1 er beregnet under forutsetning av at den bestrålte horisontale flate absorberer all innfallende stråling. I virkeligheten vil overflaten reflektere en større eller mindre del av strålingen. Nyfallet snø reflekterer således 90-95 %, gammel snø 42-70 %, dyrket mark 14-16 % og vann 8-10 %.

Strålingen fra solen, både den direkte og den spredte, er en kortbølget stråling, i området 0,2 my til 3 my med maksimum omkring 0,6 my.

3. Inn- og utgående langbølget varme- stråling. Effektiv utstråling.

Fra jordoverflaten pågår det ustantelig, dag og natt, en langbølget varmestråling ut mot atmosfæren og himmelrommet. Strålingen omfatter området fra ca 3,5 my til ca 60 my med maksimum ved ca 10 my. Men både dag og natt mottar jordens overflate fra atmosfæren en varme-
stråling av samme art, som kalles atmosfærens motstråling. Forskjellen mellom den utgående og den inngående stråling blir den effektive utstråling.

Den langbølgete stråling blir meget sterkt absorbert av vann, som f.eks. følgende instruktive forsøk viser.

Foran en følsom termosøyle med tilhørende galvanometer anbringes en blankpusset aluminiumsplate i skrå stilling med den øverste kanten løst vekk så luftstrømmer langs platen styres vekk fra termosøylens åpning uten å forstyrre målingen. Holder man hånden over platen, så at bare den reflekterte stråling fra hånden kommer inn i termosøylens åpning, får man et betydelig utslag. Aluminium har med andre ord en stor refleksjonsevne for varmestråler. Til gjengjeld har metallet en liten emisjonsevne: Oppvarmes aluminiumsplaten og bringes på plass vil termosøylen ikke gi merkbart utslag. Hvis man nå heller vann av værelsetemperatur over platen så det blir en meget tynn vannhinne på den, så viser denne hinne ingen refleksjonsevne for strålingen fra hånden. Vannhinnens absorpsjon er med andre ord praktisk talt fullstendig. Overensstemmende hermed er emisjonen sterk: Heller man varmt vann over platen så vil denne varme hinne gi sterkt utslag av termosøylen. Det blir av samme størrelse som det man får ved å sverte platen og varme den opp til samme temperatur som det varme vannet hadde.

Vann er å regne som ugjennomtrengelig for langbølget varme-
stråling. En vannflate vil reflektere bare 5 % av atmosfærens motstråling mens 95 % blir absorbert i et meget tynt overflatelag. Til gjengjeld er det det samme tynne overflatelaget som sender ut den langbøl-

gete varmestraling. Men overflatelaget får ingen varmestraling fra dy-
pere vannlag eller fra bunnen.

En isflate viser det samme forhold som vann overfor lang-
bølget varmestraling. En isflate absorberer samt bestråles selv, den
absorberer praktisk talt fullstendig all innfallende varmestraling og
sender ut varmestraling på samme måte som en fullkommen "svart" stråler.

Den varmestraling som går ut fra et horisontalt flateele-
ment av jordoverflaten vil avhenge av elementets temperatur (og emisjons-
evne), og den kan beregnes ut fra Stefan-Boltzmanns lov:

$$S_T = 4,91 \cdot 10^{-9} T^4 \text{ cal/cm}^2, \text{ time} \\ = 13,6 \cdot 10^{-9} T^4 \text{ kcal/cm}^2, \text{ sek.}$$

Vanligvis regner man med at jordoverflaten og det varmeste
luftlag har samme temperatur. Brutto-utstrålingen følger da av formelen.
Atmosfærens motstråling avhenger av atmosfærens temperaturforhold, av
hvordan lufttemperaturen og vanddamptrykket varierer med høyden, og frem-
for alt av skydekket, både av skyenes art og av deres høyde. Da man er
interessert i å kunne bruke de vanlige meteorologiske observasjoner som
foretatt over jordoverflaten, må nødvendigvis beregningen være beheftet med
utsikkelig usikkerhet, særlig p.g.a. de temperaturvariasjoner som så ofte
forekommer om vinteren.

Werner Johannessen har i sin avhandling gjennomført en be-
regning for alle våre meteorologiske stasjoner, og utarbeidet tabeller
over den gjennomsnittlige varmestraling i hver enkelt måned fra en
uskjernet horisontal flate, i perioden 1901-30. Ved beregningen er brukt
det gjennomsnittlige skydekk i de enkelte måneder og den gjennomsnittlige
lufttemperatur, for hver enkelt stasjon. I tabell 2 nedenfor er ført
opp den effektive utstråling ved noen få stasjoner etter disse tabeller,
og dessuten omregnet til kcal/cm²,sek., i avsnitt B.

Tabell 2. Varmestraling fra en horisontal
flate.

	A				B			
	kcal/m ² , time				kcal/cm ² , sek.			
	des.	jan.	febr.	mars	des.	jan.	febr.	mars
Oslo	36	40	44	47	10	11	12	13
Lillehammer	45	51	53	58	12	14	15	16
Mo i Rana	43	52	44	44	12	14	12	12
Alta	50	53	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 den omkringliggende terrang. Det kan i.eks. være et dybde i et eller et sanddekket landskap, eller i vann. I de fleste tilfeller kan man regne ut temperaturen for samme temperatur som den nærmeste landlag, og da må strålingens utstråling beregnes ut fra luftens temperatur, mens eiens utstråling må beregnes etter eiens overflate temperatur.

Det er av særlig interesse for isproduksjonen i elver å kunne beregne varmetrællingen fra null grader vann når lufttemperaturen er lav. En slik beregning er gjennomført av Devik (1981) og til bruk for overslagsregninger ble beregnet en forenklet formel for den effektive utstråling fra en vann- eller isflate. Den blir her ført opp med varmetrællingen angitt i kcal/da,sek.:

$$s_1 = 30 (1 - 0,09 \cdot N) + 1,05 (t_v - t_1) \text{ kcal/da,sek.}$$

Her er N skydekkt i skala 0:10, t_1 luftens og t_v vannets resp. løns overflatetemperatur.

I klarvær ($N=0$) og ved lufttemperatur -20°C gir formelen at utstrålingen fra nullgraders vann vil være $s_1 = 30 + 20 = 50$ kcal/da, sek. Det er et stort varmetap.

Som eksempel tar vi Oslo i desember, hvor skydekkt i middel er $N = 7,8$. Formelen gir for varmetapet fra nullgraders vann ($t_v=0$) og ved lufttemperatur henholdsvis 0°C , -10°C og -20°C følgende tall:

$$\begin{array}{ll} t_1 = 0^\circ & s_1 = 9,0 \text{ kcal/da,sek.} \\ t_1 = -10^\circ & s_1 = 9,0 + 10,5 = 19,5 \text{ kcal/da,sek.} \\ t_1 = -20^\circ & s_1 = 9,0 + 20,5 = 29,5 \text{ " " "} \end{array}$$

I Werner 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 $t_v = t_1$. For nullgraders vann blir $t_v = t_1 = 0^\circ$. For Oslo er middeltemperaturen i mars meget nær 0° og midlere skydekke $N = 6,4$. Tabell 2 gir her 13 kcal/da,sek. og Deviks formel 12,6 kcal/da,sek. i god overensstemmelse.

4. Varmetap ved fordunstning og luftveksling.

I det foregående avsnitt ble varmetapet ved utstråling behandlet. Det er to andre varmesprosesser som også er av stor betydning, nemlig fordunstning og luftveksling.

Vann, is og snø fordampes i luften hvis denne på forhånd ikke er mettet med vandamp. Det skal 600 kcal. for å fordampe 1 kg vann av 0°C og 680 kcal. for å fordampe 1 kg is eller snø av 0°C . Avgjørende for størrelsen av fordunstningen er fuktighetsgradienten nær overflaten, og den avhenger i høy grad av luftvekslingen umiddelbart over overflaten.

Varmetapet ved luftveksling, (konveksjon) mellom en vann- eller isflate og luftlagene over, avhenger av temperaturgradienten i luften nær overflaten, og denne avhenger igjen av hastighetsfordelingen. Nær overflaten er det to vesentlig forskjellige typer av luftbevegelse: For det første er det et tynt grenselag over vannoverflaten (eller snø- eller isflaten) hvor luftstrømmingen er rettet parallelt med overflaten. Gjennom dette tynne grenselaget diffunderer vandampen, og varmen transporteres hovedsakelig ved alminnelig varmeledning, (luftmolekylenes bevegelsesenergi overføres). For det annet er det over grenselaget et turbulent område hvor luften er i sterk omrøring, når det blåser, og selv i stille vær er det en merkbar omrøring. I dette turbulente område foregår transporten både av bevegelsesmengde, av varme og av vandamp langt mer effektivt enn i det tynne grenseskikt. For å opprettholde en viss varmestrøm trenges det en meget mindre temperaturgradient i dette laget enn i grenselaget.

Det turbulente grenseskikt varierer meget sterkt med overflatens art. Det er innlysende at den er minst over en glatt flate, større når overflaten er f.eks. gressbevokset og ennå større hvis den er dekket av skog eller hvis terrenget er meget ujevnt. Over jevne flater har man funnet at vindhastigheten tiltar med høyden etter en potenslov, men resultatene har bare en begrenset praktisk anvendelse fordi varmeovergangen vanligvis er meget sammensatt. Det blir da nødvendig å nøye seg med de vanlige meteorologiske observasjoner, og det er da klart at en ganske vidtgående forenkling må foretas.

Videre må man være forberedt på at de empiriske formler som blir stillet opp vil bli noe annerledes for f.eks. en innsjø enn for en elv, hvor overflatetemperaturen i mange tilfeller vil kunne avvike sterkt fra det omgivende terrengs overflatetemperatur. (Jfr. avsnitt 3.)

For å beregne varmetapet ved fordunstning kan man bruke en tilnærmet formel (Devik 1931) som gir den utgående varmestrøm fra en vannflate av temperatur t_v , ved lufttemperatur t_l ,

vindhastighet v m/sek. og vanndamptrykk henholdsvis f_v og f_l (mm):

$$s_2 = 3,0 \sqrt{v + 0,3} (f_v - f_l) \text{ kcal/da, sek.}$$

På en tilsvarende måte kan varmetapet ved luftveksling (konveksjon) beregnes etter formelen

$$s_3 = 1,4 \sqrt{v + 0,3} (t_v - t_l) \text{ kcal/da, sek.}$$

For en isflate blir faktoren 3,0 å erstatte 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 avhengigheten av vindhastigheten angis på forskjellige måter. Som man kunne vente gir disse formler for en større vannflate noe mindre verdier for varmetapet enn tallene etter Devik's formler, som er bygget på målinger i elv.

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

I mange tilfeller er det av særlig interesse å beregne det samlede varmetap fra en null-graders vannflate, som vi f.eks. kan ha i en elv når den, selv ved sterk kulde, går åpen i atryk. Brutto-varmetapet kan da beregnes etter de empiriske formler som vi har gitt ovenfor.

En oversikt er gitt i tabell 3.

Tabell 3: Varmetap i kcal/dø, sek. fra en nullgraders vannflate ved utstråling, for-
dunstning og luftveksling ($S=a_1+a_2+a_3$):

Skydekke (0-10)	Vindhast. m/sek.	Lufttemp. °C			
		0°	-10°	-20°	-30°
Klart (0)	1	33	67	95	128
	5	33	93	143	187
Delvis skyet (5)	1	19	33	82	112
	5	21	80	129	173
Overskyet (10)	1	5	39	69	99
	5	8	68	116	160

Som man ser av tabell 3 kan man som en tilnærmet huskeregel si at ved middels kulde er varmetapet fra åpent null-graders vann omkring 50 kcal/dø, sek., og ved sterk kulde er varmetapet omkring 100 kcal/dø, sek. Men ved vindhastigheter som er større enn 5 m/sek. blir varmetapet enda større.

Et varmetap på f.eks. 80 kcal/dø, sek. svarer til at det produseres 1 kg is pr. dø, sek. så lenge elven går åpen, d.v.s. 80400 kg is pr. dekar pr. døgn, altså en meget stor mengde, (jfr. även. 18.).

Beregning av kjøleflate for en elv. Når en elv har en temperatur $t^{\circ}\text{C}$ er det ofte av interesse å beregne hvor stor kjøleflate det trengs under gitte meteorologiske forhold for å avkjøle elvsvannet til 0°C så islegging kan begynne. Etter formlene for utstråling, fordunstning og konveksjon beregner vi det samlede varmetap S kcal/dø, sek. og får da når vannet passerer flaten F et varmetap FS hvor

$$FS = 1000 Q \cdot t.$$

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

I tabell 4 er gitt størrelsen i dekar av den kjøleflate som trengs for å avkjøle en vannstrøm på 1 $\text{m}^3/\text{sek.}$ så meget at temperaturen synker 1°C (f.eks. fra 1°C til 0°C), for noen få karakteristiske verdier av lufttemperatur, vind og skydekke.

Tabell 4: Kjøleflate i dekar som trengs for å senke vanntemperaturen 1° ved vannføring 1 m³/sek.

Skydekke (0-10)	Vindhastighet m/sek.	Lufttemperatur °C			
		0	+10	+20	+30
Klart (0)	1	30	15	10	8 dekar
	5	23	11	7	5
Delvis skyet (10)	1	52	19	13	9
	5	47	13	8	6
Overskyet (10)	1	en 130	25	14	10
	5	en 130	15	8	7

For andre vanntemperaturer og vannføringer beregnes kjøleflaten proporsjonalt. Er f.eks. vannføringen 100 m³/sek. og vannets overtemperatur 0,2°C blir tallene i tabellen å multiplisere med 20. Tabellen kan også brukes til å beregne avkjølingen over en vannrett flate som består av en åpen vannflate og en isflate. Fra sistnevnte er vannetapet bare en brøkdel av førstnevnte. Dette må en ofte gjøre ved en nøyere vurdering av forholdene i et vanndrag.

For et raskt overblikk 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 vannføringer og ved middels eller sterk kulde, hvor vi som før nevnt kan regne med en uttrekkesorden på henholdsvis 50 kcal/dm. sek. eller 100 kcal/dm. sek. Vi får da følgende enkle tabell, hvor vi med kjøleflate betyr åpent vann nær 0°C utsett for det vannlag som svarer til middels, henholdsvis sterk kulde:

Tabell 5: For en avkjøling av en åpen elv på 1°C trengs det følgende kjøleflater:

Ved middels kulde		Ved sterk kulde	
Vannføring m³/sek.	Kjøleflate i dekar	Vannføring m³/sek.	Kjøleflate i dekar
1	20	1	10
10	200	10	100
25	500	25	250
50	1000	50	500

6. Underkjølingens betydning for start og vekst av iskrystalliser.

Da fløide vil ha lagt søkke til hvordan vannoverflaten trekkes over av is i stille vann. Isen vokser ikke utover som en annerlat fløide, men den skyter ut fra punkter på bunnens og fra punkter i overflaten, som et nettverk dannet av isbjelker, øller, stjerner- eller fjertformede figurer o.s.v. og mellom punktene vil vannet være åpent en tid før det hele dekket av is. Skal man måle selve overflatens temperatur under denne prosess må man bruke varmestruklagen fra overflaten og registrere strålingen ved hjelp av en Telsens termobulb. En slik måling utført av Devik, 1942) viser fig. 5¹, hvor underkjølingen nådde $-1,2^{\circ}\text{C}$ for krystallisasjonen begynte.

I virkeligheten innledes alltid kjøling av dynt vann med at vannoverflaten blir litt underkjølt. Grunnen til dette er at vekst av iskrystalliser krever som utgangspunkt enten en fri kjerner av fast stoff, eller det faste stoff i skredens materiale, og for at veksten skal gå videre må det være en temperaturgradient rettet ut fra grenseflaten is/vann. Nederst på fig. 5¹ er det skissert hvordan varmeoverføringen fra krystallisasjons-feltet foregår, delsvis til det underkjølte dyne vann og delsvis gjennom isen til luften.

Men så snart et sammenhengende isdekke har dannet seg vil isen på undersiden ha en temperatur på 0°C hvor den grenser mot vannet, og enhver underkjøling av dette vannet er deretter utelukket. Dermed blir isens overflate mot luften avkjølt under 0°C , vannetapot gjennom isen fjerner varme fra grenseflaten og vann trykkes på undersiden av isen som vokser jevnt i tykkelse. Men jo tykkere isen blir, desto faldere blir isens overflate mot luften, temperaturforskjellen mellom luft og isoverflate blir mindre, og dermed avtar vannetapot. Tveksten foregår derfor desto langsommere jo tykkere isen er.

I en tinnig spiller underkjølingen av vannoverflaten bare en rolle på de områder som er dynt. Det samme gjelder for de rolige og stille partier av en elv. For åpne partier av en elv hvor fallet er såpass at det blir en omrøring av vannet, hvirvling, er underkjølingen en meget viktig faktor og vil bli behandlet i et særskilt avsnitt.

7. Avkjøling av vannmassene i en innsjø. Karakteristisk temperaturfordeling om vinteren.

Når en innsjø avkjøles om høsten, begynner det kaldere og tyngere vann nedover det dypere lag til å begynne med. Dermed oppstår vertikale sirkuleringer i vannet, så temperaturforskjellen mellom overflaten og dyp blir mer og mer ujevn. På ett eller annet tidspunkt av høsten vil man derfor finne at vannet har samme temperatur, nemlig 4°C , helt fra overflaten til bunnen. Men jo dypere innsjøen er desto senere på høsten vil dette inntreffe.

Når nå avkjølingen av overflaten går videre vil det vann som er kaldere enn 4°C være lettere og i helt stille vær vil det holde seg øverst. Men på grunn av vind og den omrøring som følger og vindstilla skaffer, blir det blanding og denne omrøring vil rekke desto dypere ned jo mer det blåser. Bare i meget dype sjøer kan bunntemperaturen hele vinteren, je hula året, være nær 4°C . Som eksempel viser fig 7¹ temperaturvariasjoner i Storsjøen (Rendalen) og i Femunden.

Isleggingen på en større innsjø starter alltid på de lune vikene og aller først der hvor det er både grunt og lunt. I stille, kaldt vær skyter de første isbåler seg ut som et nettverk og deretter overtrekkes også de gjensidende mellomrom av is. Da kan overflaten overtrekkes av en ishinne på forbausende kort tid, men om det skal bli en fortsatt stabil isvekt vil avhenge av om det blåser opp eller fortsetter å være rolig.

Men selv om en stor del av innsjøen blir islagt i første omgang, vil det ofte hende at vindbølger fra gjensidende åpne områder bryter opp og tarer isen på store deler av sjøen, for da kommer omrøringen etter i gang, varmere vann kommer opp nær isbredden og tarer på isflakene. På de partier som på den måten etter blir åpne, må isleggingen starte på nytt når værforholdene blir gunstige. Alt i alt blir isleggingen forsinket. Under ellers like temperaturforhold i luften vil altså en innsjø kunne islegges tidlig ved stille og klart vær, og da vil vannmassene i sjøen holde seg forholdsvis varme. Men under vekslende værforhold med mye vind, vil sjøen bli avkjølt 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 overbringen oppløser, vil temperaturfordelingen holde seg praktisk talt uforandret hele vinteren, inntil solestrålingen blir mer og mer virksom på ettervinteren. Resultatet er at i store vann vil man etter isleggingen i alminnelighet finne at det f.eks. i 5 m dyp vil være en temperatur mellom 1°C og 2°C , alt etter hvor blåsende været har vært tidligere. Eksempel på en detaljert årlig temperaturgang i en middels dyp innsjø er vist på fig. 7².

Grunne innsjøer avkjøles fort og islegges tidlig. Det vil avhenge av vindforholdene før isleggingen hvordan vanntemperaturen blir i vannlagene når isen har lagt seg, og det vil deretter avhenge av tilførsel og avløp hvordan lagenes temperaturforhold forandrer seg i vinterens løp. Av særlig interesse er gjennomstrømte sjøer som behandles i avsnitt 3.

9. Beregning av istilvekst når isen er snøfri. Innflytelsen av et snødekke.

Midtvinters kan vi se bort fra globalstrålingen (jfr. avsnitt 2). Varmetapet fra isoverflaten på en innfjøs vil da avhenge av utstråling, fordunstning og luftveksling. Etter avsnitt 3 og 4 kan størrelsen av disse tre faktorer beregnes på grunnlag av de meteorologiske observasjoner og isoverflatens temperatur. For ganske tynn is kan isoverflatens temperatur settes = 0°C , men jo tykkere isen blir, desto mer vil isoverflatens temperatur synke og tilslutt nærme seg lufttemperaturen.

Innlertid kan man eliminere isoverflatens temperatur (t_i) ved å uttrykke varmestrømmen på en annen måte, nemlig ved hjelp av isens varmeledningsevne og temperaturfallet gjennom isen. Deretter kan man så uttrykke varmestrømmen bare ved de meteorologiske observasjoner (Devik, 1931) og beregne den tilsvarende istilvekst.

I tabell 6 er angitt det beregnede antall timer som medgår til dannelsen av et isdekk av en viss tykkelse (forutsatt 85 % relativ fuktighet i luften).

Tabell 6. Vekst av snøfritt isdekk.

N (0 - 10)	v m/sek.	t $^{\circ}\text{C}$	Istykkelser i cm				
			2,5	10	20	50	
0	0	0	17	80	190	700	timer
		-10	10	47	112	400	
		-20	7	35	61	290	
	5	0	17	95	260	1220	
		-10	6	35	96	430	
		-20	4	23	62	270	
	10	0	120	570	1350		
		-10	21	96	230	830	
		-20	12	55	130	470	
	5	0	102	580	1630		
		-10	9	49	136	610	
		-20	5	29	76	340	

For tilnærmet beregning av isveksten kan man utnytte istilveksten ved hjelp av varmeledningen gjennom isdekket, når isoverflatens temperatur forutsettes kjent for hvert døgn under vekstperioden.

Det gir følgende uttrykk for istykkelsen etter et visst antall døgn:

$$E = 3,5 \sqrt{\Sigma (-t_1)} \text{ cm}$$

hvor $\Sigma (-t_1)$ er summen over alle døgn av isens midlere overflatetemperatur i døgnet. For store istykkelser nærmes t_1 seg til luftens temperatur t_1 og vi kan tilnærmet sette

$$E_{\text{max}} = \phi \sqrt{\Sigma (-t_1)} \text{ cm}$$

hvor ϕ er en faktor som må bestemmes eksperimentelt for hvert sted. Her betegnes $\Sigma (-t_1)$ som "frostmengden". Vi skal gjøre bruk av denne formel i avsnitt 19.



En faktor som har stor betydning for isveksten er snøfallet. Et tørt snølag er en meget god varmeisulator og kan praktisk talt stoppe isveksten. Blir tyngden av snødekket større enn isens oppdrift, vil isen trykkes ned og vann vil sige inn i snølaget fra sprekker og råker. Snøen vil dessuten sugе opp vann som en sukkerbit gjør det, og det gir et ekstra tillegg (3-4 cm vannhøyde) til vannlaget i snøen. Hvis hele snølaget blir gjennomtrukket av vann til en snøsørpe, vil varmetapet fra overflaten etter bli stort og ny isvekst starter fra overflaten, og dette lag av sørpeis vokser i tykkelse på bekostning av snøsørpen under. Veksler så vær- og nedbørforhold kan det over den første stålisen bli flere lag av sørpeis med vann og snøsørpe mellom.

Under slike uregelmessige forhold kan detaljerte beregninger av isveksten ikke gjennomføres, men den tilnærmete formel kan gjøre nytte.

Det kan nevnes at et snøfall på en åpen vannflate gir en ekstra avkjøling av det øverste vannlag og snøsørpen vil også dempe sigebølger. På den måten kan en etterfølgende islegging bli påskyndet.

Til illustrasjon av temperaturforholdene i et isdekke med eller uten et snølag gjengis på fig. 9¹ eksempler på målinger utført i et måleprofil som NVE's hydrologiske avdeling har på Maridalsvatnet ved Oslo. (Knut Høld, 1957.)

Undersøkelsene viste at temperaturvariasjonene i den snøfrie isoverflate svarte noenlunde til temperaturens variasjoner i luften. Døgnvariasjonenes innvirkning avtok med isens tykkelse og i ca 45 cm dybde i isen var disse neppe merkbare.

I snødekket is var temperaturvariasjonene betydelig dempet. Snødekket virket meget isolerende.

12. Kritiske strøm- og temperaturforhold i elver. Råker og åpne strømfær.

De norske vassdragene er sammensatt av større eller mindre sjøer, rolige elvepartier og strykpartier. De forskjellige dybdeforhold og fallforhold med de derav følgende varierende strømførhold skaper mange problemer for en som vil bedømme f.eks. en regulerings innvirkning på isforholdene.

Fra høsten 1953 er det av Vassdragsvesenets, i samarbeid med Det Offentlige Isutvalg, blitt tatt opp et omfattende undersøkelsesarbeid over isforholdene i flere forskjellige vassdrag, både regulerte og uregulerte. Særlig vekt har en lagt på vanntemperaturens og strømhastighetens innflytelse på isproduksjonen.

I det følgende skal det gis en kort sammenfatning av måleresultatene fra forskjellige vassdrag, særlig fra Nea (S. Flatjord, 1952.)

En elvs evne til å tære på isen eller til å holde en råk åpen avhenger hovedsakelig av vannets hastighet og temperatur, som følgende tabell viser:

Tabell 7.

Strømhastighet m/sek.	Kritisk vanntemperatur °C
0,2-0,3	ca 0,20
ca 0,4	" 0,06
" 0,6	" 0,02
over 0,8	" 0,01

Jfr. også den grafiske framstilling fig. 12¹.

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 f.eks. strømhastigheten öker p.g.a. en regulering til 0,6 m/sek. vil råkene holde seg åpne selv om vannet bare har en temperatur på ca 0,02°C. Såpass overtemperatur vil vannet få ved å passere et fall på ca 6 m.

Ved enda større strømhastighet, f.eks. 1 m/ssek., er den kritiske overtemperatur ikke mer enn noen tusendels grader. En vinter- tapping som lokalt sker strømhastigheten over denne kritiske grense vil forårsake at elva blir gående åpen og vil medføre stor isproduksjon i form av sarr og bunns så lenge kulden varer. Det kan da forekomme store avvikelser fra det normalforløpet av istilveksten som er utfalt i avsnitt 10.

På en strekning hvor elva fører null-graders vann med drivende sarr vil en vannhastighet som er større enn ca 0,6 m/ssek. være kritisk for isleggingen. Ved mindre hastigheter vil det drivende sarr bli stoppet mot iskanten på et allerede islagt område, og isdekket vil derfra vokse oppover elva. Men hvis vannhastigheten blir ca 0,6 m/ssek. eller større, f.eks. ved at væsføringen økes, vil sarr og isklumper dukke under iskanten og føres videre under isen.

13. Reguleringsplan av isforholdene i en regulert elv. Isdammer, isenganger, Isisninger.

Også i en elv med stor strømhastighet vil det være en strandig breddning, men produksjonen av snø og is vil bli forandret. På elven bunn vil det dannes en ismasse, som ikke er kompakt, men som et filter som delvis slår ned vannet (jfr. avsnitt 10). Under langvarig kulde kan bunnen vokse til et tykt lag over hele elvebunnen, med grønlige farver. Dermed vil vannet og det overvokkede strømmen som så vokser på oversiden. Samtidig dannes det stadig flytende snø, som lett kutter seg sammen til små drivende isflak. Det har lett for å sette seg fast på grunne steder og dannet oppdemninger. Disse kan vokse videre så det dannes en mer eller mindre stor indemming. En slik indemming kan bli et par meter høy og danne opp store vannmasser. På denne måten dannes elveprofilen til et trappelignende profil. Fallet ender på korte strøk med mellomliggende rolige partier. På de rolige partiene vokser så isdekket fra bredden mot midten og vannet tapet hastighet dermed sterkt.

Når isdekket er sammenhengende oppstår også vannledningsveien, og hvis utviklingen får foregå uforstyrret, vil vannet samle seg i et hovedløp. Vannetilførselen på grunn av fallenergien er medvirkende til det. Elva får på den måten et dypt og smalt løp enn 13r, synlig eller mer eller mindre skjult under ismassene. I slike tilfeller er vannhastighet øyeblikkelig, vannet og vannetilførsel er like store. I s f o r h o l d e n e h a r e t a b i l i t e t s e g .

Dette er naturens egen måte å regulere isleggingen på.

Isenganger.

Under isleggingen, særlig ved vekslende værforhold, forekommer det ofte brudd på en eller annen ledning. Vannet strømmer da ned i nedenforliggende dammer, som også brytes opp. En får da en såkalt isenganger. Etter isengangen ligger elva like åpen, og det

somme spillet kan gjenta seg. I uheldige tilfelle kan en få elve-
gånge åpen hele vinteren, til tross for sterkt snøde. Stor isproduk-
sjon, hovedsakelig i form av snø og bunns is er da vanlig.

De typiske vinterisganger er noe mer enn mer eller mindre
jevne ledrift. De går som en selvoppholdende flombølge nedover vass-
draget hvor fallet tillater at en sådan kan opprettholdes. De kan ha
en flere meter høy bølgefront som bryter opp bunns is og isdekket i hele
elvas bredde og soper alt videre med seg til det hele abber ut på en
strekning med mindre fall hvor ismassene blir stuet opp. Selv for en
liten isgang har dette forhold fått en betegnende karakteristikk idet
en slik i Østerdalen betegnes som en "skvalp".

Mange isganger som har gjort skade er blitt gjenstand for
særligte undersøkelser (bl. a. Devik, 1931).

Det materiale som nå foreligger, viser at de meteorolo-
giske forhold har stor betydning ikke bare for isdannelsen i vassdraget,
men også for isgangenes utløsning. Men de er ikke endestemmende.
Karakteristiske meteorologiske forandringer kan utløse en isgang, men
behøver ikke å gjøre det. De er en nødvendig, men ikke tilstrekkelig
betingelse. Vassføringens størrelse har heller ikke noen entydig
virkning unntatt ved isganger under vårløpsinnsen. Det må undersøkes
i det spesielle vassdrag og i det enkelte tilfelle om vassføringen har
vært en av årsakene til en isgang.

Isløsning.

Målingene viser at ismeltingen på sjøer hovedsakelig
foregår fra overflaten så lenge isdekket ennå er landfast. Men når
skt tilførsel av smeltevann har hevet vannstanden så isen blir land-
løs, og det blir større innløpsos ved elver og bekker, vil vinden få
tak der det er åpent vann. Den omrøringen som da settes igang fører
varmere vann opp mot iskanten, isen tar seg og røkene vokser i stigende
tempo. Det er den store varmebeholdning i de dypere vannlag som spil-
ler størst rolle i denne siste fase av isløsningen.

I elver, hvor strømmen fører varmere vann fra strykpartier ovenfor, foregår smeltningen hurtigst nedanfra.

Efter et anslag, at isen er smeltet hurtigst blir islaget utsatt for stråling og sterk oppvarming. Isen blir mest svakhet der strålingsabsorpsjonen er størst, - og det finnes i.eks. nesten ingen is, der isen er mest forurensset.

Men ellers er størrelsen av de enkelte varmekilder ikke så lette å fastslå. Innstrålingen er antakelig den sterkeste virkende faktor. Varmestromingen fra luften og varmtilførsel ved kondensasjon av vanddamp har mindre innvirkning. Under strålingsisavirkingen blir isens overflate hurtig løsere, d.v.s. forbindelsen mellom iskrystallene begynner å smelte. Særlig stålisen blir svært skjør under direkte solstråling.

Når det etter sterk stråling en dagen følger en sterk avkjøling ved nattråling - klarvær og nattkulde - vil iskrystallene bindes sammen igjen. Gjentar dette seg ofte kan isløsningen forlenkes betydelig, men en del av strukturforandringene vil bli værende i isen.

Vårflommer forårsaker ofte brudd av isdekket på kortere eller lengre olvestrekninger. I enkelte elver forekommer også til andre tider på vinteren isganger som fører til større eller mindre isansamlinger i elveløpet. Isen stanses oftest der hvor det er større fallforandringer, fra stryk til stille parti med et sterkt isdekke, i krappe olvestreninger, mot sterk innsmelting av elveløpet, ved byer og grunnispartier og andre hinder.

15. Isoppstuing og isproduksjon for beregning av avløp.

Hvis en elv islegges helt eller delvis, foranvies forholdene seg selv. Når et elvparti med moderat vannhastighet blir islagt med jevnt isdekke ved uforandret vassføring, vil vannstanden stige omtrent svarende til isstykkelsen. Men hvis vannhastigheten er så stor at det blir kjøving og drivmassesamlinger, vil vannstanden stige betydelig høyere. Forskjellen mellom denne aktuelle vannstand og vannstanden ved samme vassføring i isfri elv kalles *isoppstuing*.

Et eksempel fra Harduelva ved Setemoen Va. er vist på fig. 16¹.

Den 30/10 1951 ble det ved Vst. 121 om målt en vassføring $Q = 50,4 \text{ m}^3/\text{sek.}$ Isleggingen foregikk et par dager senere og den andre måling den 10/11 1951 viste at vassføringen var bare $18,7 \text{ m}^3/\text{sek.}$, mens vannstanden var steget til 156 om. Avløpstverksenittet var i høy grad innsnevret av isarr. Bare 20 % av den vassføringen som kunne vært i elva uten is ble ført gjennom.

På fig. 16² er det vist eksempler av vassføringsmålinger midtvinters i Nansen ved Bjørnstad Va.

Da målingen 15/2 1944 foregikk, hadde isforholdene enda ikke stabilisert seg. Strømdraget gikk for det meste åpent og nedenfor målestedet var det mye sarr og bunne i elveleiet. Oppstuingen var da også ganske tydelig. De to andre målingene, 28/2 1948 og 23/2 1949 ble foretatt på det samme sted i helt islagt elv. Isoppstuingen var omtrent svarende til isstykkelsen.

Et tredje eksempel fra Naa ved Stokkhølen Va. fra vinteren 1956-57 er vist på fig. 16³.

Naa har et fall på vel 110 m på en ca 30 km lang strekning mellom Hilmo og Stokkhølen Va. Med en vassføring på $50 \text{ m}^3/\text{sek.}$ ble isleggingen i høy grad vanskeliggjort på denne strekningen. Elva gikk åpen under kuldeperioder og isproduksjonen i form av sarr og bunne var meget stor. Drivende sarr ble ført nedover og avleiret under isdekket på den nedenfor-liggende strekningen hvor strømhastigheten var mindre.

På fig. 16⁴ er gitt en oversiktsplan og lengdeprofil over nedre del av Naa hvor det er inntegnet isoppstuing og de oversvømte områder vinteren 1956-57.

23. Akkumulert ismengde i et vassdrag. Skadevirkende flomingsganger.

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

Måten vi foretar disse ismålingene er enkel nok. I faste måleprofil på karakteristiske steder på den aktuelle strekningen måles isstykkelsen, både den faste isen og det meste eller mindre løse snøet under. Av målingene finner en så isens tverrsnitt.

På den må avsettes dette på lengdeprofilen finner en den totale ismengde på den undersøkte strekningen.

Et utdrag av de maksimale målte ismengder i nedre del av Nea for observasjonsperioden 1954-58 er vist i følgende tabell:

Maksimale ismengder i Nea.

Vinter:	Ismengde i mill. m ³ på strekningen:				Merknad om avløpsforholdene
	Selbusjøen-Stokkhølen (14 km)	Stokkhølen-Ret (8 km)	Ret-Flakne (10 km)	Total	
1954-55 (februar)	2,0	0,4	0,7	3,2	Ca 25 m ³ /sek. i des. til 7 m ³ /sek. i mars.
1955-56 (mars)	1,6	ca 0,9		(2,5)	Ca 17 m ³ /sek. i des. og økte inntil 58 m ³ /sek. i mars.
1956-57 (mars)	2,6		ca 0,7	(3,3)	Ca 52 m ³ /sek. i jan. avtakende til 25 m ³ /sek. i mars.
1957-58 (januar)	1,5	0,9	1,2	3,6 ^{*)}	Forholdsvise jevn ca 40 m ³ /sek.

*) I slutten av februar denne vinteren økte ismengden til ca 4 mill. m³. Ca 70 % av denne mengden, som besto nesten bare av snø og bunns, var samlet over Rolset. Disse sammenpakkede ismasser rakk helt til Aune i Tydal.

En grafisk framstilling for februar 1955 i Nea er gitt på fig. 23¹.

Liknende målinger er også foretatt i Glomma på den ca 5 mil lange strekningen mellom Telneset og Bollingne.

I Glomma er større sarvansamlinger konstatert på strekningen ved Telneset, like nedf. Alvdal og i Stor-Elvdal ved Koppang som følgende tabell viser.

25. Retningslinjer for å motvirke isvanskene, (senke vannhastigheten i tilsløpskanal, redusere hvirvlingen, påskynde dannelsen av fast isdekke foran inntaket, oppvarme varegrindene etc., kontroll av vanntemperatur).

Ved drift av kraftverk er det rasjonelt å ta følgende forholderegler for å motvirke isvansker.

Det er (meget) viktig at en sørger for at inntaksmagasinet islegges snarest mulig. For å oppnå dette er det ofte hensiktsmessig å redusere vannforbruket ved kraftstasjonen i isleggingstida for å minske strømhastigheten og dermed lette isdannelsen.

Større isansamlinger i inntaksbassenget forekommer oftest i isleggings- og isløsningstida med isganger. Når ismassene kommer nær selve anlegget må en som regel regne med alvorlige vansker, da større isflak ofte blir presset mot anlegget. I slike tilfeller må anlegget være i stand til å holde tilbake ismassene eller føre dem over dammen i rømlige løp.

For å redusere sarransamlinger foran inntaket er det enda ikke funnet noe tilstrekkelig rasjonelt middel. Dersom en i ett eller annet tilfelle har funnet og brukt en metode med godt resultat, kan en ikke gå ut fra at denne metoden vil være egnet i alle tilfeller.

Erfaringer fra utlandet viser at i sterkt sarrproduserende elver kan det lønne seg å bygge mer eller mindre solide permanente sperredammer i betong eller i lette konstruksjoner. Slike dammer er i stand til å holde tilbake en god del flytende sarr og drivmasser og kan ofte stoppe større vinterisganger. Selvfølgelig kan slike dammer også utnyttes til kraftproduksjon etter behov.

I mindre fjellvasdrag med trangt elveleie kan slike sperredammer bygges opp av rullestein eller løse ferdigstøpte betongblokker. Slike anordninger slipper vannet igjennom, men tettes om vinteren av is og danner en oppdemning ovenfor. På den oppdemte strekningen dannes da et fast isdekke og ovenfor utvikles det en isfront hvor isleggingen kan

fortsette. Prinsippet er det samme som ved den naturlige islegging under oppbygging av naturlige bunnisdammer. Fordelen ved kunstige dammer er at en selv kan velge plasseringen av dem med hensikt på å få gunstigere fordeling av ismassene og mest mulig unngå skadevirkninger.

Vassdragslaboratoriet ved Norges Tekniske Høgskole har nå under planlegging forsøk med slike sperredammer.

Ved utbygging av inntaket blir det ofte vesentlig lagt vekt på å varme opp varegrindene for å unngå tilstopping med is. Dette skjer enten ved å lede elektrisk strøm gjennom grindstavene eller med varmt vann.

Erfaringer fra de fleste kraftverk i Norge og i utlandet viser at det kan ledes elektrisk strøm gjennom stavene så meget at isen hindres i å feste seg på selve grindene.

Men ved bruk av oppvarmede varegrinder kan en bare delvis forhindre isdannelsen på stavene. Sarr og drivis som legger seg på grindene må hurtigst mulig fjernes av vakthannskapet med f.eks. river.

Det beste forebyggende middel for å unngå isvansker er å bygge inntaket slik at underkjølt vann ikke kommer til, f.eks. et rommelig inntakemagasin som kan islegges med fast isdekke forholdsvis tidlig. Isdekket reduserer avkjølingen av vannmassene og forebygger, eller i det minste minsker risikoen for at underkjølt vann kommer til inntaket.

Selve inntaket må bygges slik at det oppstår minst mulig hvirvling. Lengre inntakskanaler kan overdekkes for å minske avkjøling av vannmassene, særlig ved utstråling. Det må understrekes at omtrent halvparten av avkjølingen skjer ved utstråling. Etter vår mening vil effekten av en slik overdekking være større enn en sterk oppvarming av varegrindene. En slik overbygging er bygget over inntaket til Nedre Rössåga kraftverk høsten 1960.

Bruken av lenser vil bli behandlet i neste avsnitt.