

**GRØNLANDS FISKERIUNDERSØGELSER**

**Vandkraft i Grønland:**

**Lokalklima og isforhold**



Tagensvej 135

2200 Kbh. N.

December 1983

Forside viser frostrøg  
over en elv i Norge.

Vandkraft i Grønland: Lokalklima og isforhold

af

Erik Buch

Grønlands Fiskeriundersøgelser

Tagensvej 135

DK-2200 Knh. N

<u>Indholdsfortegnelse</u>	side
Resumé .....	2
nalunaerusiap nailisarnera .....	3
Summary .....	4
1. Indledning .....	5
2. Grundlæggende fysiske begreber .....	6
2.1. Stråling .....	6
2.2. Atmosfærens temperatur .....	7
2.3. Luftens fugtighed .....	10
2.4. Vandtemperatur og isforhold .....	13
2.4.1. Søer .....	13
2.4.2. Elve .....	14
2.4.3. Fjorde .....	16
3. Mulige ændringer i lokalklimaet .....	18
3.1. Søerne .....	19
3.1.1. Opdæmmede søer .....	19
3.1.2. Søer med sænket vandstand .....	20
3.2. Elvene .....	20
3.2.1. Elve med større vandføring .....	20
3.2.2. Elve med lavere vandføring .....	21
3.3. Fjorde .....	21
Konklusion .....	22
Referencer .....	24

## Resume

Denne rapport redegør rent kvalitativt for en del af de fysiske processer, der er af betydning for lokalklimaet, samt for nogle af de mest sandsynlige ændringer, der må forventes i forbindelse med bygningen af et vandkraftværk.

Reguleringen af ferskvandsafløbet fra et bestemt opland føres først og fremmest til ændringer i vandstand, vandareal, vandføring og isforhold i søer og elve, og hovedvægten er derfor lagt på den indvirkning, disse parametre har på lokalklimaet.

Generelt kan det konkluderes, at ændringer i lokalklimaet i forbindelse med bygningen og drift af vandkraftværker er begrænset til et område på nogle få kilometer, som oftest mindre, fra de berørte søer og elve. Ændringerne består hovedsagelig i:

- i) Ændret grundvandsstand.
- ii) Ændring i lufttemperaturens maksimums- og minimumsværdier på forskellige årstider.
- iii) Ændring i frekvensen af tåge, frostrøg og rimdannelse.
- iv) Ændring i isforholdene.

På Grønland vil de konsekvenser, der er knyttet til ændring i isforholdene, nok have størst betydning, idet ændringer i islægningsperioder samt isdannelseprocessen kan påvirke traditionelle slæderuter, vandreruter for rensdyr. Endvidere vil de ændrede isforhold få betydning for de biologiske forhold i søer og elve f.eks. ved, at koldt vand trænger ind i sidegrene til hovedelven eller ved forsinket isløsning i elvene på grund af reduceret forårsvandføring.

nalunaerusiap nailisarnera.

nalunaerusiame matumane pingârnersiordlugit navsuiarne-  
garput pîngortitap avdlângorneratigut nunap ilâta silâinânut  
sûniutaussartut, ãmalo erngup nukiliorfiliornermut atatitdlu-  
go avdlângûtausínaussutut ilimagineqartut.

erngup katerssûvfigissartagkaminit avâmut kûgtarfîsa av-  
dlângortiterneqarnerat pingârnerussumik sûniuteqartarpoq er-  
ngup qagfasíssusianut/ ápasíssusianut, nunap ilainut imiling-  
nut, erngup kûngneranut ãmalo tatsit kûitdlo sikussarnerânut.  
taimáitumigdlo tamákua nunap ilâta silâinânut sûniuteqartarne-  
rat pingârtíneqarnerpauvoq.

atautsimut issigalugo pâsissatut taineqarsínauvoq erngup  
nukiliorfiliornermut nukiliorfiuvdlo ingerdlâneranut atatitdlu-  
go tatsinit kûngnitdlo nunap ilâta silâinânut sûniutit malung-  
niûtartariat kilometerinik qavsísúnguínarnik angnertússusilingme  
amerdlanertigutdlo angnikínerussume pissartugssaungmata. avdlâ-  
ngûtutit malungnarnerussut mákûput:

- i) erngup qagfasíssusiata/ápasíssusiata avdlângornera.
- ii) ukiup qanoq ilinerine ássigíngitsune silâinaup  
kíssássusiata nigdlerneratalo avdlângornere.
- iii) putsup, pujoraup kanerneruvdlo avdlângorarnerat.
- iv) sikûnerata avdlângorarnera.

Kalâtdlit-nunânut túngatitdlugo sikûnerata avdlângorarnera  
malungnautaunerussugssaungunarpog, tâssa sikûnerata qanoq ili-  
ssúkut pissarnerata sikuniartarneratalo avdlângûtai qimugsit  
ingerdlavigissartagáinut tugtutdlo ingerdlaortarfínut malung-  
niúsínaungmata. ãmataog sikûnerata avdlângortarnera tatsine  
kûngnilo ûmássuseqartut inûvfigissáinut malungniúsínauvoq,  
sôrdlo imeq nigdlertoq kûp angnerup avalegutainut isâsínaung-  
mat imalûnit upernâkut kûp kûkitdlineratigut sikuernigssaq  
kinguarsarsínauvdlugo.

### Summary

In this report some of the physical processes of importance to the local climate and some of the most likely changes to occur in connection with the construction of a water power plant is discussed qualitatively.

Regulation of the fresh water run off leads first of all to changes in water depth, surface area, water transport and ice conditions in the lakes and rivers.

The changes in the local climate in connection with the construction and operation of a water power plant will be restricted to an area within a few kilometres, usually less, from the affected lakes and rivers. The changes will mainly be composed of:

- i) Changes in the ground water level
- ii) Changes in maximum and minimum values of the air temperature of different seasons
- iii) Changes in the frequency of fog, frosts and hoar-frost.
- iv) Changes in the ice conditions.

In Greenland the consequence related to the changes in the ice conditions is likely to be of greatest importance, because changes in the period of ice coverage and the ice production process will affect traditional sledge routes, migrating routes for reindeers, additionally the biological conditions in the lakes and rivers will be influenced.

## 1. Indledning

I diskussionen om miljøpåvirkninger forårsaget af vandkraftanlæg nævnes det ofte, at klimaet kan ændres, og det er naturligvis vigtigt at få belyst, i hvilken udstrækning det kan ske.

I denne rapport er der først givet en generel beskrivelse af de vigtigste fysiske, meteorologiske processer, der er bestemmende for lokalklimaet, hvorefter det diskuteres, hvorledes de kan blive ændret ved bygningen af et vandkraftanlæg.

Rapporten er i stor udstrækning baseret på norske erfaringer, da der her er foretaget en række undersøgelser af problemet. Man har bl.a. udført klimatologiske målinger på en række lokaliteter med forskelligt klima før og efter bygningen af et vandkraftanlæg.

Energiudvekslingen ved jordoverfladen er af afgørende betydning for vejr og klima, da det hovedsagelig er ved jordoverfladen, at den kortbølgede solstråling bliver absorberet og overført til underlaget som varme og til atmosfæren som varme, vanddamp og langbølget stråling. Denne vekselvirkning mellem jordoverflade og atmosfære er vigtig, uanset på hvilken skala meteorologien betragtes.

De fysiske love, der styrer udvekslingsprocesserne mellem jordoverflade og atmosfære, er de samme alle steder, men virkningen på lokalklimaet varierer betydeligt fra sted til sted. De karakteristiske træk i lokalklimaet er bestemt af:

1. De overordnede vejr- og klimaforhold.
2. Områdets topografi.
3. Områdets overfladetyper.

I klart vejr med vindstille eller svag vind vil der optræde lokale forskelle i lufttemperatur og luftfugtighed, hvilket er ensbetydende med lokale forskelle i strålings- og varmeomsætningen. Dette sætter naturligvis sit præg på det lokale vejr, som derfor kan siges at være strålingsbestemt.

I skyet og blæsende vejr er de lokale forskelle i lufttemperatur og luftfugtighed ofte små, lokalvejret bliver da domineret af luftmasser tilført (advekeret) fra andre områder og siges da at være advektivt bestemt. Hyppigheden og varigheden af disse overordnede vejrfænomener er derfor af stor betydning. Lokale forskelle vil i disse tilfælde være skabt af den lokale topografi (bjerge, der skygger for solen, hældning og orientering af



bakker, om dale er brede eller smalle etc.) og forskelle i overfladetype (plante- og snedække, vandflader, bebyggelse etc.), som tilsammen kan bewirke store lokale forskelle i nedbør- og vindforhold.

Da opvarmning og afkøling af luften samt vanddamptilførslen hovedsagelig sker ved jordoverfladen vil overfladetyper have afgørende betydning for temperatur- og fugtighedsforholdene i det jordnære luftlag, eksempelvis er der stor forskel på energiudvekslingen ved en jordoverflade, en vandflade og et isdækket område.

Et vandkraftværk vil oftest ændre nogle af de ovennævnte parametre (hævning eller sænkning af vandspejl, mindsket sommer- og øget vintervandføring i elve, bygning af dæmninger etc.) og dermed påvirke lokal-klimaet i en vis udstrækning.

## 2. Grundlæggende fysiske begreber

I dette afsnit vil en række af de grundlæggende fysiske processer, af betydning for såvel det storskalede som det lokale klima, blive omtalt.

### 2.1. Stråling

Ethvert legeme udsender stråling i form af elektromagnetiske bølger, som udbreder sig i rummet med lysets hastighed, men kun en brøkdel af al stråling er synlig for det menneskelige øje.

Des varmere et legeme er, desto mere intens er den udsendte stråling. Desuden ændres karakteren af strålingen, idet bølgelængderne af den udsendte stråling gennemgående er kortere, jo højere temperaturen er, se Fig. 1.

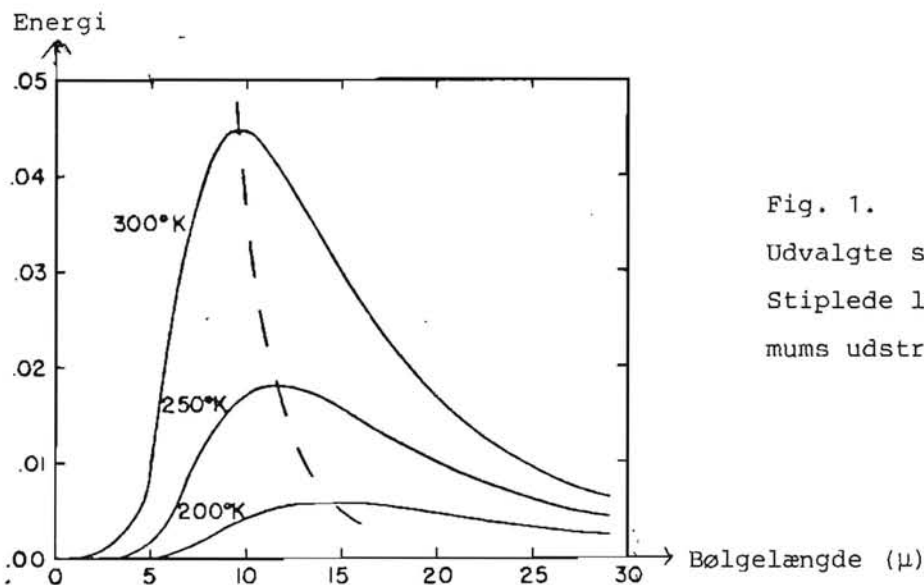


Fig. 1.  
Udvalgte strålingskurver.  
Stiplede linie angiver maksimums udstråling.

Den stråling fra solen, som når frem til jorden, kommer i hovedsagen fra solens overflade, hvis temperatur er ca.  $6000^{\circ}\text{C}$ . På grund af denne høje temperatur er strålingen overvejende kortbølget, og 99% af den samlede solstråling ligger i bølgelængdeintervallet  $0.15 - 4 \mu$  ( $1 \mu = 1/1000 \text{ mm}$ ) med et energimaksimum ved  $0.47 \mu$  i den synlige del af spektret ( $0.4 - 0.7 \mu$ ).

Når elektromagnetisk stråling rammer et legeme, kan den

- i) absorberes, hvorved strålingsenergien omsættes til varme, dvs. det ramte legeme opvarmes. Modsat betyder udsendelse af stråling et forbrug af varme, hvorved det udstrålende legeme afkøles.
- ii) ændre retning enten ved brydning eller ved refleksion, hvorved der ikke foregår nogen energiomsætning.

Den brøkdel af det indfaldende sollys, der kastes tilbage til verdensrummet, kalder albedo. Albedoen er afhængig af overfladetyperne: sne =  $0.8 - 0.85$ , klippegrund =  $0.12 - 0.15$ , tør jord =  $0.14$  og våd jord =  $0.09$ . Refleksionen fra en vandoverflade afhænger af strålingens indfaldsvinkel og er generelt meget lille, med mindre solen står lavt på himlen.

For jordkloden som helhed gælder, at den fra solen indkomne stråling returnerer ca. 35% til verdensrummet gennem refleksion og brydning i atmosfæren og på jorden. Omkring 16% absorberes i atmosfæren, 2% i skyer, mens den resterende stråling dvs. 47% absorberes på jordoverfladen.

Da atmosfæren og jorden som helhed ikke opvarmes på grund af den absorberede solstråling, betyder det, at der afgives lige så meget energi til verdensrummet, som der modtages fra solen. Det sker ligeledes gennem udstråling af elektromagnetiske bølger, men da jorden og atmosfærens temperatur er lavere end solens, er strålingen fra jorden mere langbølget ( $4 - 120 \mu$ ), og den er usynlig.

## 2.2. Atmosfærens temperatur

Atmosfærens temperatur aftager jævnt med højden, idet temperaturfaldet normalt udgør  $0.6 - 0.8^{\circ}\text{C}$  pr. 100 m op efter, Fig. 2. Luftens massefylde stiger med faldende temperatur, men da trykket ligeledes aftager med højden, er den viste temperaturfordeling stabil.

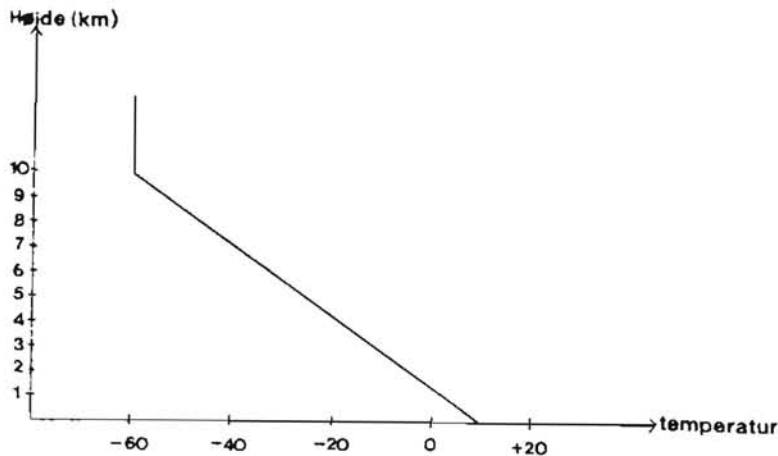


Fig. 2. Atmosfærens temperatur som en funktion af højden over jordens overflade.

De nederste luftlags temperatur vil altid have en tendens til at følge variationerne i jordoverfladens temperatur.

Temperaturvariationer er stærkt afhængig af jordoverfladens art, og selv under ensartede strålingsforhold kan der være stor forskel på temperaturen fra sted til sted.

Af størst betydning for klimaet og vejrforholdene i øvrigt er den fundamentale forskel på opvarmningen og afkølingen over land og over vand, idet temperaturvariationerne over vand er meget mindre end over land. En af årsagerne hertil er, at varmfyllden for vand er ca. 5 gange større end for almindelig tør jord, dvs. det kræver 5 gange så meget varme at opvarme 1 g vand  $1^{\circ}\text{C}$  som 1 g jord. Endvidere bevirker bevægelserne i vandet og vandets gennemsigtighed, at den tilførte varme fordeles over et tykt lag, hvorved temperaturforandringen af overfladevandet i løbet af en enkelt dag bliver lille. Modsat er forholdene over land, hvor solstrålingen om dagen vil blive absorberet i det øverste tynde jordlag, som derved opvarmes kraftigt. Om natten, når solstrålingen er borte, vil den langbølgede udstråling hurtigt afkøle det øverste jordlag igen, og dermed fås en stor daglig temperaturvariation. Dog er temperaturvariationen afhængig af jordbundstypen, idet variationerne er store i ørkner og over nøgen klippegrund, medens de er relativt små i stærkt bevoksede og fugtige områder.

Derudover har horisontale bevægelser, dvs. vinde, betydning for temperaturforholdene. Når varm luft strømmer henover en kold flade, vil den afkøles, idet varme afgives til den kolde flade. Resultatet heraf bliver en temperaturfordeling som vist på Fig. 3, som kaldes en inversion. Da kold luft er tungere end varm luft ved samme tryk, er en inversion ensbetydende med en særdeles stabil lagdeling af luften, som det kræver stor energi at ophæve. Køleeffekten i en sne- eller isdækket flade er selvsagt større end i en vandflade.

Når kold luft strømmer henover en varm flade, hvad der eksempelvis sker ved søer og elve på klare, kolde nætter, når lufttemperaturen over land bliver lavere end temperaturen i vandoverfladen, så sker der en opvarmning af luften. På grund af opvarmningen bliver luften lettere end omgivelserne, hvorved der vil ske vertikal omblanding, således at temperaturstigningen forplanter sig til højere liggende luftlag. Der, hvor den opvarmede luft strømmer ind over land, fås da en temperaturstigning på grund af naboskabet med vandområdet.

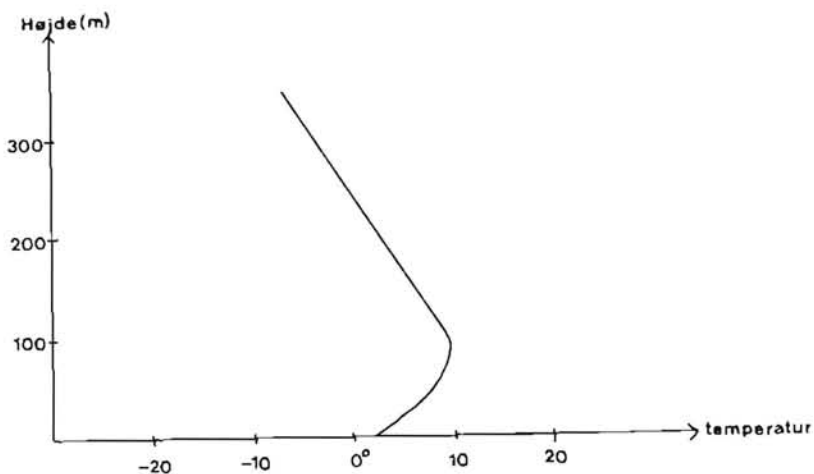


Fig. 3. Temperatur inversion.

En tilsvarende opvarmning kan omend i langt mindre omfang fås over en isdækket sø. Da is er en forholdsvis god varmeleder, sker der en varmeledning fra det underliggende vand gennem isen, således at temperaturen ved isoverfladen kan være højere end i de omgivne landområder, således at luft, der strømmer ud over isen herfra, vil blive opvarmet en smule.

### 2.3. Luftens fugtighed

Ved luftens fugtighed forstås dens indhold af usynlig vanddamp. Vanddamp tilføres luften gennem fordampning fra jordoverfalden, først og fremmest hav- og søområder.

Luftens evne til at indeholde vanddamp er afhængig af temperaturen, idet varm luft kan indeholde større mængder vanddamp end kold luft, Fig. 4.

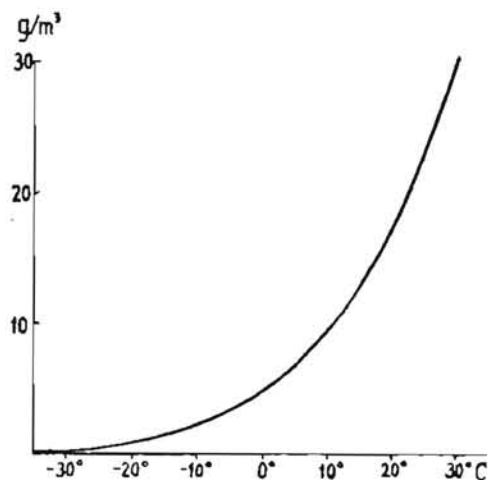


Fig. 4. Vanddamps mætningskurve.

Luftens dampindhold angives enten "absolut" eller "relativt". Den "absolutte" fugtighed defineres som vanddampmængden pr. rumfangsenhed af luften (normalt  $\text{g/m}^3$ ). Ved "relativ" fugtighed eller fugtighedsgraden, angivet i procent, forstås forholdet mellem den faktiske tilstedeværende dampmængde og den, som svarer til mætning.

Når luft med et bestemt vanddampindhold (en bestemt absolut fugtighed) afkøles, vil den relative fugtighed vokse, og hvis temperaturfaldet er tilstrækkeligt stort, bliver vanddampen mættet. Ved yderligere afkøling må luften afgive noget af sit vanddampindhold ved kondensation, den absolute fugtighed vil da aftage, medens den relative fugtighed forbliver 100%. Kondensation viser sig først som dug, ved yderligere afkøling dannes tåge. I højere luftlag bevirker kondensation dannelsen af skyer.

Kondensationsprocessen foregår imidlertid ikke "af sig selv", idet det har vist sig, at visse af de i luften svævende partikler virker som kondensationskerner, omkring hvilke vanddampen kondenserer til vanddråber.

Fra en vandflade vil der ske en fordampning til luft, som ikke er mættet med vanddamp. Hvis denne luft derefter strømmer ind over et koldt område f.eks. et landområde om natten, haves betingelsen for tågedannelse.

Fordampningshastigheden øges med stigende temperaturforskel mellem vand og luft, samt med øgende vindhastighed (op til en vis grænse). Endvidere er fordampningen større ved lav end ved høj relativ fugtighed, undtagen ved meget lave lufttemperaturer, hvor luftfugtigheden er af ringe betydning.

Et specielt fænomen, som ofte optræder ved søer og elve, især i efterårs- og vintermånederne, kalder "rygning". Processen kan forklares på følgende måde: en kold, ofte vanddampsmættet, luft strømmer ind over et vandområde, hvis overfladetemperatur er højere end luftens. Den kolde luft, der kommer i berøring med vandfladen, antager dennes temperatur og bliver derved på grund af opvarmningen umættet med vanddamp, og vil således herefter optage vanddamp fra overfalden. Da den opvarmede luft nær vandet er lettere end den ovenliggende kolde luft, vil der opstå konvektion, dvs. at den varme luft stiger op i den kolde luft og blandes med denne. Ved denne blandingsproces dannes en luftmasse, der er overmættet med vanddamp, og den overskydende dampmængde vil da kondensere til små vanddråber: det "ryger" fra vandoverfalden. Ved stærk kulde kaldes dette fænomen frostrøg.

Oftest vil røgen hurtigt opløses igen ved, at de små vanddråber fordamper, når de kommer op i tør luft i forholdsvis lav højde over vandet.

Da frostrøg kan blive en væsentlig effekt ved etablering af vandkraftanlæg på Grønland, skal fysikken i forbindelse med dannelsen af frostrøg uddybes lidt mere.

Undersøgelser har vist, at dannelsen af røg fra en vandoverflade kræver en vis forskel i temperatur mellem luft og vand. Saunders (1965) angiver en temperaturforskel på  $6-14^{\circ}\text{C}$ , Currier et al. (1974) observerede en forskel på ca.  $12^{\circ}\text{C}$ , og Mook (1965) foreslår en værdi på  $10^{\circ}\text{C}$ . Disse tal antyder, at foruden temperaturforskellen mellem luft og vand, så har den relative fugtighed af den kolde luft en afgørende faktor.

Saunders (1965) udviklede en enkel teori, for hvornår rygning kan opstå i det ideelle tilfælde, hvor en dyb homogen luftmasse strømmer henover et varmt ferskvandsområde. Fig. 5 viser sammenhængen mellem mættede vanddampes tryk ( $e_s$ ) og temperaturen  $T$ . Tangenten til denne kurve ved den aktuelle vandtemperatur  $T_v$  deler  $e, T$  planet op i to dele. Hvis punktet  $e_a, T_a$  ( $e_a$  = damptrykket,  $T_a$  = temperaturen i den kolde luft) ligger over tangenten, kan rygning fra vandoverfalden forekomme, men hvis  $e_a, T_a$  ligger under tangenten, er rygning udelukket. I Fig. 5 er tillige vist nogle kurver for damptrykket  $e$  versus temperaturen for nogle forskellige værdier af den relative fugtighed  $R_f$ . Hvor  $e, T$  - kurven for den observerede værdi af  $R_f$  skærer tangen-

ten til  $e_s, T$  kurven, haves den kritiske grænsetemperatur  $T_c$  i den kolde luft for, om rygning kan eller ikke kan forekomme. Hvis, som vist i figuren,  $T_v = 1^\circ\text{C}$  og  $R_f = 90\%$  så er  $T_c = -4.5^\circ\text{C}$  og for  $R_f = 50\%$  er  $T_c = -9.6^\circ\text{C}$ .

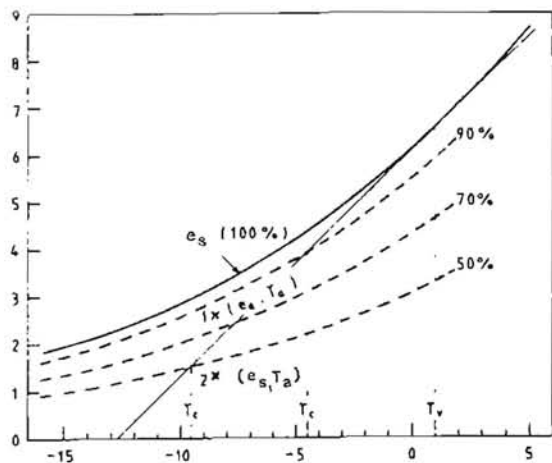


Fig. 5. Sammenhæng mellem vanddamptryk (relativ fugtighed) og temperatur samt betingelserne for dannelse af frostrøg over åbent vand.

Værdien af  $T_c$ , fundet ud fra Fig. 5, er opnået under ideale betingelser. Erfaringer fra Norge viser, at lufttemperaturen ofte skal være betydelig lavere end  $T_c$ , før rygning begyndt. Den nødvendige temperaturdifference har desuden vist sig at være afhængig af den vertikale udstrækning af røgen samt af vindhastigheden, Fig. 6.

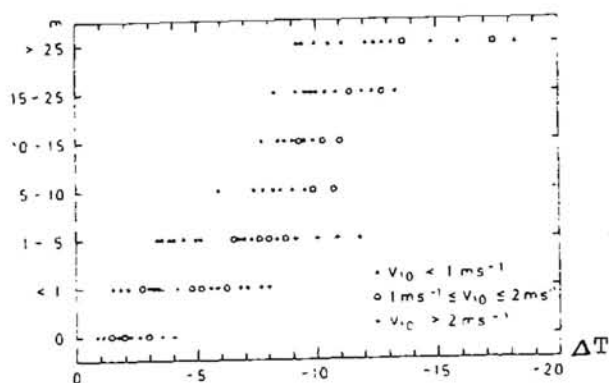


Fig. 6. Dannelse og vertikal udstrækning af frostrøg som en funktion af  $\Delta T$  ( $\Delta T =$  luftens temperatur  $\div T_c$ ) ved forskellige vindstyrker.

## 2.4. Vandtemperatur og isforhold

### 2.4.1. Søer

Variationen i massefylden som en funktion af temperaturen spiller en afgørende rolle for circulationen i søer. Ved atmosfæretryk har ferskvand sin største massefylde ved en temperatur på lidt under  $4^{\circ}\text{C}$ , se Fig. 7.

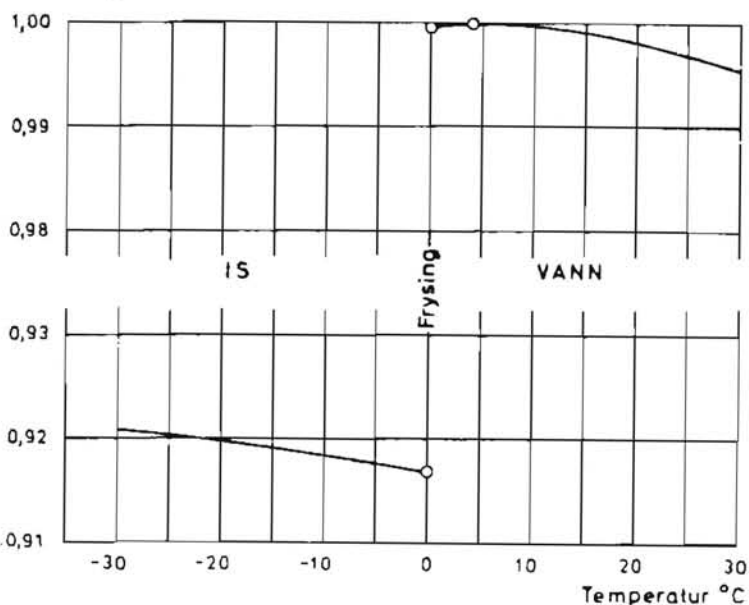


Fig. 7. Massefylde af vand og is som en funktion af temperaturen.

Om sommeren opvarmes vandet i søen ofte til en temperatur højere end  $4^{\circ}\text{C}$ . Opvarmningen er selvsagt størst i overfladen, og der opstår en lagdeling i vandet med det varmeste og letteste vand øverst, Fig. 8.

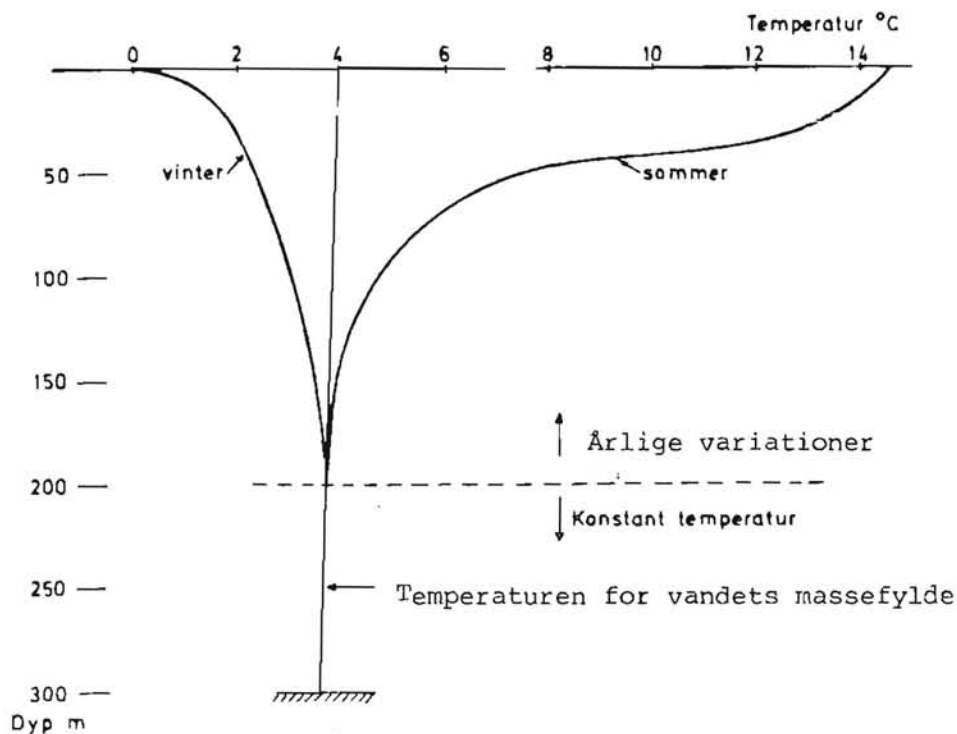


Fig. 8. Temperaturforholdene i en dyb sø, sommer og vinter.



Om efteråret afkøles vandet, hvorved det bliver tungere, og der opstår vertikale bevægelser i søen, indtil hele vandsøjlen har en temperatur på  $4^{\circ}\text{C}$ . Ved yderligere afkøling bliver vandet igen lettere, hvorved der dannes et øvre lag af let, koldt vand.

På grund af den stabile lagdeling afkøles det øvre lag forholdsvis hurtigt, og så snart overfladen har nået en temperatur på  $0^{\circ}\text{C}$  eller sædvanligvis lidt under  $0^{\circ}\text{C}$ , vil der dannes is.

Tykkelsen af det varme overfladelag om sommeren og det kolde overfladelag om vinteren er bestemt af varmeledningsprocesser i vandet samt af blandingsprocesser skabt hovedsagelig af vinden. Effekten af den vindskabte blanding er afhængig af vindens styrke og varighed, samt af søens overfladeareal. De meteorologiske forhold før islægningen har således afgørende betydning for temperaturforholdene i søen resten af vinteren.

I almindelighed vil temperaturen i større søer være  $1 - 2^{\circ}\text{C}$  på  $10 - 15$  m's dybde ved islægningen. Et isdække vil specielt, hvis det er snedækket, beskytte vandmasserne mod videre afkøling af betydning.

Denne type søer kaldes dimiktiske, dvs. at hele vandmassen omrøres forår og efterår, men indimellem er lagdelt. Mange grønlandske søer er dog mere ustabile, så vinden i mange år forhindrede dannelsen af en blot nogenlunde stabil lagdeling om sommeren. Disse søer vil ofte have en temperatur nær  $4^{\circ}\text{C}$  i det meste af vandmassen størstedelen af året. Andre søer har dog på grund af gletschere en temperatur under  $4^{\circ}\text{C}$  hele året.

#### 2.4.2. Elve

I elve inddeles isdannelsesprocessen i statisk- og dynamisk isdannelse.

Statisk isdannelse sker i områder med laminar strømning, hvor der kan opstå temperaturgradienter i vandet, således at is kan dannes uden, at hele vandmassen er afkølet til  $0^{\circ}\text{C}$ . Så snart overfladetemperaturen er  $0^{\circ}\text{C}$  eller lidt under, begynder isdannelsen. Dette sker først i grunde, stilleflydende områder tæt ved land. Herefter vokser isen ud og dækker de øvrige områder. Dette kan i stille, koldt vejr ske på meget kort tid.

Så snart et sammenhængende isdække er dannet, vil isen på undersiden have en temperatur på  $0^{\circ}\text{C}$ . Isens overflade mod luften vil i kuldeperioder blive afkølet til under  $0^{\circ}\text{C}$ , og der vil ske et varmetab gennem isen, og isdækket vil vokse jævnt i tykkelse. Varmetabet gennem isen vil aftage med isens tykkelse, og hastigheden af isvæksten vil dermed også aftage.

Et snelag på isen vil yderligere reducere varmetabet og dermed isvæksten, da sne, især tør sne, er en god varmeisolator. Fig. 9 viser skematisk temperaturfordelingen i sne og is.

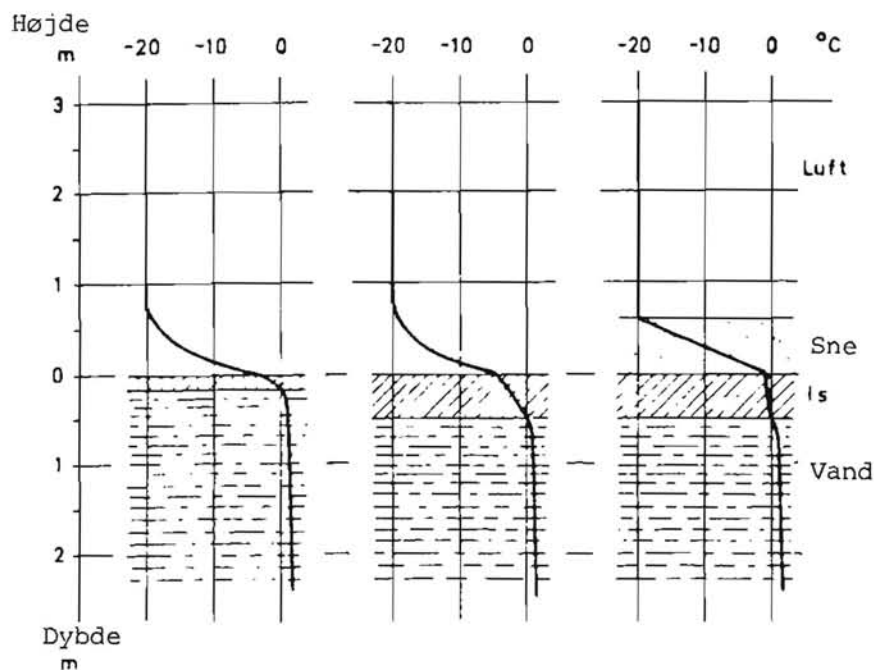


Fig. 9. Temperaturfordelingen i luft, sne, is og vand.

Statisk isdannelse foregår i søer og stilleflydende elve.

Dynamisk isdannelse sker i turbulent strømmende vand, hvor der er en tilnærmelsesvis fuldstændig omblanding, således at ved vedvarende kulde vil hele vandmassen afkøles til nærved 0°C. Yderligere varmetab vil resultere i, at et meget tyndt overfladelag underafkøles.

Det underafkølede vand hvirvles ned gennem de øvrige vandmasser, og når det kommer i kontakt med frit svævende krystallisationskerner, faste genstande eller bunden, dannes der iskrystaller, der bliver til henholdsvis grødis, fastis eller bundis. Grødis og bundis kaldes også undervandsis, den er kornet og svampagtig og virker som et meget trægt filter for vandgennemstrømning.

Dynamisk isdannelse forekommer i elve med stærk strøm. Fig. 10 viser princippet i dynamisk isdannelse, og Fig. 11 viser strømforholdene i en isfyldt elv.

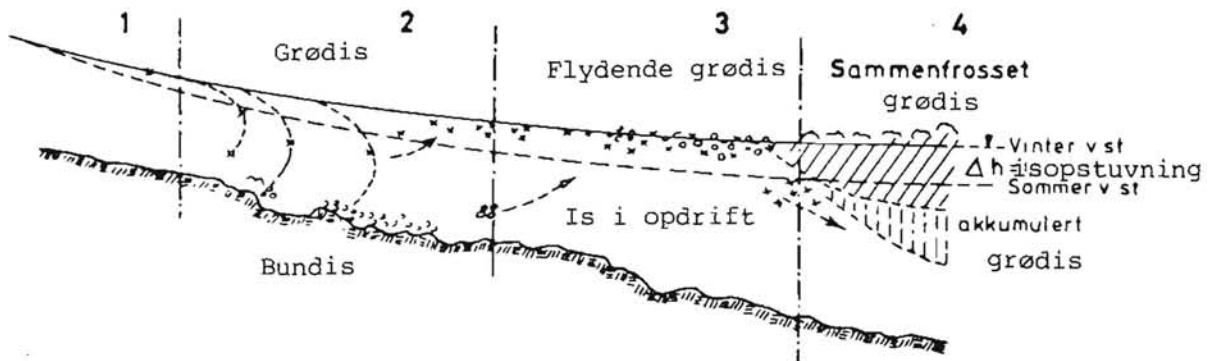


Fig. 10. Dynamisk isdannelse.

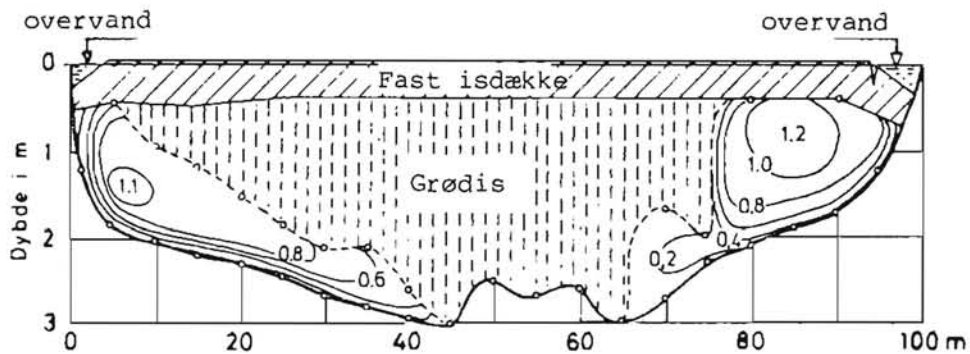


Fig. 11. Strømf forholdene i et elvtværsnit, hvor store mængder grødis er akkumuleret under isen.

### 2.4.3. Fjorde

Fjord- og havvands fysiske egenskaber adskiller sig fra sø- og elv- vandets ved dets indhold af salt. Ved samme temperatur øges massefylden med stigende saltholdighed. Ved samme saltholdighed varierer massefylden med temperaturen på samme måde som for ferskvand, men temperaturen for maksimal massefylde falder tilnærmelsesvis lineært med stigende saltholdighed, og det samme gælder for frysepunktstemperaturen, omend ikke så hurtigt som temperaturen for maksimal massefylde, Fig. 12.

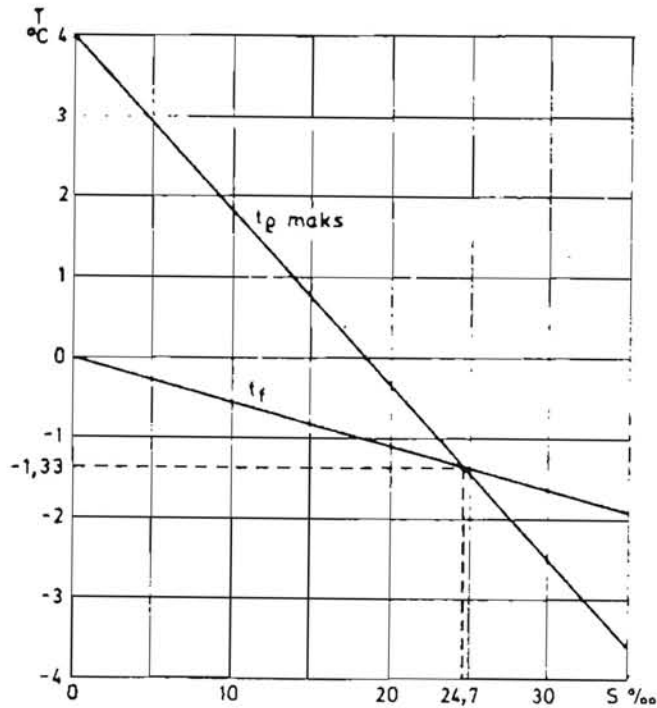


Fig. 12. Frysepunktstemperaturen ( $t_p$ ) og temperaturen for maksimalmassefylde som funktion af saltholdigheden.

For vand med en saltholdighed på 24.7 ‰ er temperaturen for maksimal massefylde og frysepunktstemperaturen den samme lig  $-1.33^{\circ}\text{C}$ .

Vand med en saltholdighed lavere end 24.7 ‰ kaldes brakvand, og vand med højere saltholdighed kaldes saltvand.

For brakvand, inclusive ferskvand, er frysepunktstemperaturen lavere end temperaturen for maksimal massefylde. Brakvand, som er homogent med hensyn til saltholdighed, vil derfor i princippet opføre sig på samme måde som ferskvand ved afkøling (se foregående kapitel), imidlertid må brakvandet afkøles mere end ferskvand, før isdannelsen kan finde sted. Fjorde vil derfor fryse senere end søer og elve.

I saltvand, som er homogent med hensyn til saltholdighed, skal hele vandmassen afkøles henimod frysepunktstemperaturen, for at isdannelse kan finde sted, da temperaturen for maksimal massefylde er lavere end frysepunktstemperaturen.

I naturen vil saltvandet sjældent være homogent, der vil altid være en vis saltholdighedsgradient med dybet, og det er størrelsen af denne gradient, der er bestemmende for, hvor store mængder, der vil deltage i afkølingsprocessen.

Ved afkøling vil overfladelaget blive tungere og synke til et niveau, der har samme massefylde, som overfladevandet har fået ved afkølingen, dette vil ofte foregå i infinitesimal lag. Samtidig med at den berørte vandmasse afkøles, vil dens saltholdighed stige på grund af blandingen med det underliggende saltere vand, hvilket dels betyder, at temperaturen for maksimal massefylde vil falde, dels at den maksimale massefylde vil stige, efterhånden som afkølingsprocessen skrider frem. Vertikalcirkulationen vil derfor mindst nå til den dybde, som har massefylde svarende til den, som overfladevandet i udgangssituationen kan nå ved afkøling, dvs. maksimal massefylde for den saltholdighed som overfladelaget oprindeligt havde. Sædvanligvis vil cirkulationen gå dybere på grund af massefyldeforøgelsen ved blandingen med det dybereliggende saltere vand.

En lille saltholdighedsgradient vil derfor bevirke, at afkølingen vil nå dybere end ved en stor gradient, og en større vandmasse må afkøles, før der kan ske islægning. Laget er dermed mere "modstandsdygtigt" over for afkøling,

### 3. Mulige ændringer i lokalklimaet

Ved udnyttelsen af vandkraft i arktiske områder støder man på det problem, at vandføringen i elvene er stor om sommeren og lille, nærmest negligerbar om vinteren, medens forbruget af elektricitet er størst i de kolde, mørke vintermåneder. Det er derfor nødvendigt at regulere og opmagasinere det naturlige afløb af regn og smeltevand i sommerperioden til brug om vinteren.

Opmagasinerings af vand vil sædvanligvis ske i en i forvejen eksisterende sø enten ved bygning af en dæmning eller ved sænkning af den naturligt givne vandstand. I en del tilfælde vil indtil flere søer i et område blive inddraget i vandkraftprojektet, hvorved nogle naturlige afløbsveje tørlægges, medens andre får en forøget vandføring.

Hvor udledningen fra kraftværket sker i elven, betyder reguleringen, at vandføringen i elven neden for kraftværket reduceres om sommeren og øges betydeligt om vinteren.

I det følgende vil nogle af de klimaændringer, der med størst sandsynlighed kan forventes ved bygning af et kraftværk, blive gennemgået. Gennemgangen vil blive opdelt i områder:

- i) I og omkring de regulerede søer.
- ii) Elvene.
- iii) Fjordområdet.

### 3.1. Søerne

#### 3.1.1. Opdæmmede søer

Opdæmningen af en sø vil ændre områdets topografi, ikke alene øges søens overfladeareal, men også en hævnning af grundvandstanden og en deraf følgende eventuel forsumpning af flade arealer lige over højeste regulerede vandstand (HRV) kan forventes.

Det øgede vandvolumen bevirker en øget varmekapacitet, hvilket om efteråret fører til en langsommere afkøling af vandfladen og en senere islæsning. Endvidere vil varmeafgivelsen og fordampningen fra søen stige, hvorved fås højere lufttemperaturer og fugtighed i omgivelserne, den første frostnat vil i den nye strandzone komme senere, og frekvensen af tåge, såvel som dannelsen af frostrøg og rim vil øges inden islægningen.

I vinterperioden, når søen er islagt, vil der i inversionssituationer ske en opstuvning af kold luft over isfladen, således at den nye strandzone vil få en markant lavere vintertemperatur, især da dæmningen ofte vil blive lagt ved en naturlig indsnævring i området, som vil spærre for udstrømningen af den kolde luft. Dette forhold kan desuden forårsage såkaldte "kold lufts laviner" udover dæmningen med kraftige vindstød neden for dæmningen til følge.

Før issmeltingen om foråret vil vandstanden i søen være reduceret kraftigt, hvorved tidligere overfladeis vil ligge på tør lagte områder. Hvis denne is smelter langsommere end sneen på områderne over HRV, vil dette medføre en lokal sænkning af lufttemperaturen.

Efter at isen er smeltet, kan en tilsvarende effekt på lufttemperaturen ventes på grund af en lavere temperaturstigningsrate i søvandet, når den fyldes op i sommerens løb, idet tilførslen og opmagasineringen af koldt smeltevand bevirker, at overfladetemperaturen i søen er lavere end før reguleringen, hvorved varmeafgivelsen og fordampningen til atmosfæren bliver mindre.

Undersøgelser i USSR ved en kæmpe sø (15500 km<sup>2</sup>) har vist, at maksimumtemperaturen ( $T_{\max}$ ) om sommeren blev sænket med op til 3.5°C, og minimumtemperaturen ( $T_{\min}$ ) om efteråret blev hævet med ind til 4.5°C, samt at den frostfrie periode blev forlænget med 5 - 15 dage. Virkningen var størst i strandzonen, når søen var fyldt til HRV, og ved pålandsvind kunne virkningerne spores i en afstand på maksimalt 10 km fra søen (Vendrov og Malik, 1964).

Franssila og Jörvi (1976) rapporterer fra Lokkamagasinet i Finland (417 km<sup>2</sup>) en stigning i  $T_{\min}$  om efteråret på 1.5°C i en afstand på 100 m fra bredden og 0.9°C i 400 m's afstand. Om sommeren faldt  $T_{\max}$  med 0.5°C i 100 m's afstand, medens ingen effekt kunne påvises 400 m fra bredden.

Endelig har undersøgelser af en mindre sø i Norge (8.8 km<sup>2</sup>) vist, at  $T_{\min}$  om efteråret steg med 0.45°C og  $T_{\max}$  i sommerperioden faldt med 0.22 - 0.28°C (Utaaker, 1983).

### 3.1.2. Søer med sænket vandstand

Effekterne på klimaet ved en varig sænkning af vandstanden vil stort set være de modsatte af, hvad der observeres ved bygning af en dæmning, dvs. en sænkning af grundvandstanden og tørlægning af eventuelle sumpområder. Reduktionen i vandareal og vandvolumen betyder en mindskning i varmekapaciteten, hvilket medfører en hurtigere afkøling af vandet om efteråret, tidligere islægning samt en hurtigere temperaturstigning i vandet efter ismeltingen om foråret.

Lokalt kan dette om efteråret resultere i lavere lufttemperatur og luftfugtighed og dermed mindre tåge, frostrøg og rim. Om foråret og sommeren må forventes højere lufttemperaturer i forhold til før reguleringen.

## 3.2. Elvene

### 3.2.1. Elve med større vandføring

Større vandføring i en elv opstår først og fremmest neden for kraftværket i vinterperioden og betyder større strømhastighed, større vandareal og volumen og dermed øget varmekapacitet, endvidere vil der som oftest observeres en højere grundvandstand i områderne nær elven.

Temperaturen i det vand, der har passeret kraftværket afhænger af, hvor dybt i søen vandindtaget placeres, se Fig. 8, men i forhold til en naturlig elv vil vandet være varmere om efteråret og vinteren og koldere om foråret og sommeren. Større og varmere vandflader øger varmeafgivelsen og fordampningen, hvilket vil bevirke øget tågedannelse langs elven om efteråret og øget frostrøg og rimdannelse om vinteren. Ved Ulvedal elven i Norge har man observeret en forøgelse af dage med tågedannelse på 160% (5 før, 13 dage efter). Endvidere må der forventes mindre ekstreme minimumstemperaturer i området tæt ved elven.

Islægningsprocessen i en elv med øget vandføring vil være dynamisk, hvilket først og fremmest bevirker en forsinkelse eller eventuel udeblivelse af islægningen. Lige neden for et kraftværk vil vandet som oftest have en temperatur over 0°C, hvorfor isdannelsen først begynder i en vis afstand fra kraftværket.

En dynamisk islægningsproces betyder (som beskrevet i afsnit 2.4.1.), at hele vandmassen afkøles til lige under  $0^{\circ}\text{C}$  før isdannelse finder sted. Isen dannes, hvor der er krystallisationskerner eller faste genstande, sandsynligheden er derfor stor for, at den første is dannes ved indsnævninger i elvløbet. Dette kan sammen med den øgede vandføring medføre, at der sker en opstuvning af vand. Er denne opstuvning tilstrækkelig stor, kan der ske oversvømmelse af landområder, eller det kolde vand kan trænge ind i sidegrene til elven, som under normale omstændigheder ikke ville være påvirket af vand fra hovedelven i vintersæsonen. Islægningen i disse sidegrene har sandsynligvis været statisk, hvorfor de ikke er bundfrosne. En tilførsel af koldt vand fra hovedelven til en sidegren vil da bevirke en sænkning af temperaturen af vandet under isen eller eventuelt en bundfrysning, hvilket vil have stor biologisk betydning. Derimod skønnes de biologiske konsekvenser på hovedelven generelt at være minimale (se BC Hydro, 1980).

Den forholdsvis lave vandtemperatur om foråret tillige med den højere grundvandstand kan give lavere jord- og lufttemperaturer i områderne tæt ved elven i vækstsæsonen med reduceret plantevækst tilfølgende.

### 3.2.2. Elve med lavere vandføring

En reduceret vandføring i eller en eventuel tørlægning af en elv giver lavere grundvandstand i områderne langs elven og dermed udtørring af sumpede områder. Det formindskede vandareal og den deraf følgende lavere varmekapacitet resulterer i lavere temperaturer og fugtighed i luften efterår, vinter og tidlige forår, med øget fare for frost om efteråret og forår. Om sommeren vil der sædvanligvis observeres højere dagtemperaturer.

Isdannelsen vil starte tidligere, hvilket reducerer faren for frostrøg og rimdannelse. Isdannelsesprocessen vil være statisk og derfor give en mere stabil is, hvilket sammen med den lavere vandføring bevirker, at isløsningen om foråret vil blive forsinket. Utaaker (1981) observerede således en forsinkelse på ca. 3 uger for en elv i Norge efter reguleringen.

### 3.3. Fjorde

Ved en øget tilførsel af ferskvand til en fjord i efterårs- og vintermånederne vil der dannes et øvre tyndt lag brakvand. Det betyder, at der på en forholdsvis lille dybde skabes en meget kraftig massefyldegradient. Derved vil afkølingsprocessen af fjordvandet begrænse sig til dette tynde overfladelag, som derved hurtigt vil afkøles til frysepunktet, hvilket på Grønland vil betyde en tidligere islægning af fjordene end normalt, med mindre tåge, frostrøg og rimdannelse tilfølgende i den pågældende periode. Dog



skal det bemærkes, at hvis kraftværket ligger tæt ved fjorden, kan det relativt varme udløbsvand herfra bevirke, at fjordområdet nærmest kraftværket forbliver isfri vinteren igennem.

### Konklusion

Generelt kan det konkluderes, at ændringerne i lokalklimaet, som følge af ferskvandsreguleringen i forbindelse med bygningen af vandkraftværker i Grønland, er begrænset til et område på højst nogle få kilometer fra de berørte søer og elve.

Virkningerne kan sammenfattes på følgende skematiske måde:

<u>Søer:</u>	a) opdæmning	1) lavere sommertemperatur maksimum 2) højere efterårstemperatur minimum 3) senere islægning 4) øget tåge, frostrøg og rimdannelse
	b) neddæmning	1) højere sommertemperatur maksimum 2) lavere efterårstemperatur minimum 3) tidligere islægning 4) mindre tåge, frostrøg og rimdannelse
<u>Elve:</u>	a) øget vandføring	1) lavere sommertemperatur 2) øget tåge, frostrøg og rimdannelse 3) usikre isforhold, mulighed for isopstuvning og bundfrysning af sidegrene
	b) reduceret vandføring	1) højere sommertemperatur 2) lavere efterårs-, vinter- og forårstemperatur 3) mere stabil is, tidligere islægning og senere isløsning
<u>Fjorde:</u>	a) områder nær kraftværk	1) åbent vand 2) øget tåge, frostrøg og rimdannelse
	b) områder nogle kilometer fra kraftværk	1) tidligere islægning 2) mindre tåge, frostrøg og rimdannelse

Effekterne af de lokalklimatiske ændringer så som en sænkning af sommer middeltemperaturen af størrelsesordenen  $0.5 - 1^{\circ}\text{C}$  eller en øget frekvens af dage med frostrøg inden for et område på 100 - 500 m fra de berørte søer og elve vil være af minimal betydning, da de fleste områder, hvor der på Grønland er planlagt bygning af vandkraftværker, er meget øde.

Størst betydning har nok de konsekvenser, der er knyttet til ændringerne i isforholdene, idet en ændring af islægningsperioden samt isdannelsesprocessen kan påvirke traditionelle slæderuter, vandreruter for rensdyr etc. Endvidere vil de ændrede isforhold få betydning for de biologiske forhold i søer og elve, f.eks. ved at koldt vand trænger ind i sidegrene til hovedelven eller ved en forsinket isløsning i elvene på grund af en reduceret forårsvandføring.

Referencer

- Asvall, R.P. (1977). Vanntemperatur og isforhold . Våre vassdrag: generelt om virkningen av vassdragsreguleringer: berørte vassdrag og tilstøtende fjorder. Rapport nr. 4-77. Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. 36 pp.
- B.C. Hydro (1980). Environmental Assessment of Hydroelectric Development on the Liard river, B.C. Report No. Ess - 7.
- Currier, E.L. et al. (1974). Cooling pond stream fog. J. Air Poll Contr. Assoc. 24. p 860-864.
- Franssila, M. og P. Jörvi (1976). On change in the local climate due to the criterion on Lokku reservoir. Finnish Met. Inst. Contr. No. 83.
- Mook, R.H.G. (1965). Frostrauch an regulierten Flüssen. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser, A, 14 : 234 - 350.
- Saunders, P.M. (1965). Sea Smoke and Stream fog. Quart. J. Met. Soc. 90 p. 156-165.
- Utaaker, K. (1979). Skjønn øvre Otra om mulige endringer i klimaforholdene på strekningen Sarvsfossen - Nomelandsmo. Geofysisk Inst. avd. A, Universitetet i Bergen.
- Utaaker, K. (1982). Lokal endringer i lufttemperaturen som følge av endringer i isforholdene ved reguleringer av elver og vann. Seminarier om vassdragsreguleringers indvirkning på lokalklimaet, Røros Nov. 1981. Norsk Hydrologisk Komite, intern rapport no. 10, p. 87 - 92.
- Utaaker, K. (1983). Virkninger av regulering av Sundsbramvatn på den lokale lufttemperatur. Geofysisk Inst. avd. B, Universitetet Bergen, rapp. no. 1.
- Vendrov, S.L. og L.K. Malik (1964). An attempt to determine the influence of large reservoirs on local climate. Sovj. Geögg.: Rec. and Transl. vol. II 10.

Grønlands Fiskeriundersøgelser har foreløbig udarbejdet følgende rapporter om vandkraft og miljø:

1. Christensen, B.: Vandkraft i Grønland - miljøeffekter. Grønlands Fiskeriundersøgelser. Dec. 1979, 31 pp.
2. Grønlands Tekniske Organisation og Grønlands Fiskeriundersøgelser: Vandkraft Taseq, Narssaq: Dispositionsfor-slag - sammenfatning. Nov. 1981, 24 pp.
3. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Miljømæssig vurdering af dispositionsforslag til vandkraftværk Taseq. Nov. 1981, 21 pp.
4. Riget, F. (Bioconsult): Ferskvandsbiologiske undersøgelser. Dec. 1981, 48 pp.
5. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Fjeldørredundersøgelser i Narssaq Elv, 1981. Maj 1982, 36 pp.
6. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Miljø-rekognoscering for vandkraftprojekter ved Ilulissat/Jakobshavn, 1982. Dec. 1982, 27 pp.
7. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Miljørekognoscering for vandkraftprojekt Redekammen, Qaqortoq/Julianehåb, 1982. Jan. 1983, 17 pp.
8. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Miljørekognoscering for vandkraftprojekt ved Tasiusaarsuk, Nanortalik, 1982. Febr. 1983, 27 pp.
9. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Miljø-rekognoscering for vandkraftprojekt Buksefjord, Nuuk/Godthåb, 1982. Marts 1983, 59 pp.
10. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Miljø-undersøgelser for vandkraftprojekt Johan Dahl Land, Narssaq, 1982. Juni 1983.
11. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Miljø-undersøgelser for vandkraftprojekt Tasersuaq, Sisimiut/Holsteinsborg, 1982. Juni 1983, 94 pp.
12. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Miljø-undersøgelser for vandkraftprojekt Iterlaa, Paamiut/Frederikshåb, 1982. Juli 1983.
13. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Miljø-rekognoscering for vandkraft i Igaliko, Narssaq, 1983. Dec. 1983.
14. Grønlands Fiskeriundersøgelser: Vandkraft i Grønland: Lokalklima og isforhold. Dec. 1983.



ISBN 87-87838-23-0