

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut

NOTISER OCH PRELIMINÄRA RAPPORTER

Serie HYDROLOGI

Nr 2

SNÖSMÄLTNING OCH AVRINNING

Studier utförda på försöksfält i Norrlands skogs-
område med särskild hänsyn till väderlekens inverkan

av

Arne Forsman

Stockholm, augusti 1963

Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut

NOTISER OCH PRELIMINÄRA RAPPORTER

Serie HYDROLOGI

Nr 2

SNÖSMÄLTNING OCH AVRINNING

Studier utförda på försöksfält i Norrlands skogs-
område med särskild hänsyn till väderlekens inverkan

av

Arne Forsman

Stockholm, augusti 1963

Figure 1. The effect of the concentration of the *Agrobacterium* suspension on the transformation efficiency of *Agrobacterium* strains. The *Agrobacterium* strains were grown in YEA medium for 24 h at 28 °C. The cell concentration was adjusted to 10⁸ cells/ml. The cells were then mixed with the plant tissue and incubated for 24 h at 28 °C. The plant tissue was then cultured on the selective medium. The transformation efficiency was calculated as the number of transformants per 10⁸ cells. The data are the mean ± SD of three independent experiments. The asterisk indicates a significant difference (p < 0.05) between the control and the treatment.

Förord

Vid mitt arbete med vårflödesprognoser under tidigare år vid Sveriges Meteorologiska och hydrologiska institut (SMHI) framstod det som önskvärt med detaljerade snöundersökningar och smältvattenmätningar för att klarlägga sambandet mellan avsmältningen och de meteorologiska faktorerna.

Överdirektör Nyberg och byråchef Nybrant på SMHI möjliggjorde igångsättandet och utförandet av sådana undersökningar.

Genom visst samarbete med Kungl. Vattenfallsstyrelsen kunde fältmätningarna utföras på en bredare basis än vad som eljest varit möjligt. Anslag till forskningsbiträde vid bearbetningen av observationsmaterialet beviljades av Statens naturvetenskapliga forskningsråd.

I det här framlagda arbetet behandlar jag först teorin för snösmältningen och därav betingad avrinning, redogör sedan för planering och instrumentering vid snöundersökningarna och redovisar till sist hittills utförda bearbetningar och de resultat och slutledningar, som framgår därav.

Arbetet har framlagts som licentiatavhandling i Hydrologi för professor Filip Hjulström i Uppsala.

Stockholm i augusti 1963

Arne Forsman

INNEHÅLL

Förord	sid.
Innehållsförteckning och beteckningar	
0. SAMMANFATTNING OCH VIKTIGARE RESULTAT	
1. SNÖTÄCKET OCH ORSAKERNA TILL DESS AVSMÄLTNING OCH AVRINNING	
1.1 Betydelse för flodernas vattenhushållning	1
1.2 Klimatet i norra Sverige	1
1.3 Snötäcket i naturen och dess egenskaper	2
1.3.1 Snötäckets allmänna egenskaper	2
1.3.2 Värmeledningsförmågan	4
1.3.3 Strålningsegenskaperna	6
1.3.4 Snöns omvandling och snöklassifikation	8
1.4 De fysikaliska betingelserna för snötäckets avsmältning	
1.4.1 De meteorologiska faktorerna	11
1.4.1.1 Strålningen	12
1.4.1.2 Energiutbyte genom konvektion och kondensation	15
Avdunstningen	20
1.4.1.3 Regn. Värmeledning från marken	23
1.4.1.4 Energiutbytet med omgivningen. Sammanfattning	25
1.4.2 Snötäckets mognad. Flytande vatten i snön	26
1.4.3 Produktionen av smältvatten	29
1.5 Vegetationens och markens inverkan på smältvattnet	
1.5.1 Skogens inverkan	32
1.5.2 Tjälens inverkan	37
1.6 Snösmältning och avrinning	
1.6.1 Fördröjningen mellan fasomvandling och avgivande av smältvatten	39
1.6.2 Smältvattnet och avrinningen	41
1.6.3 Recessionsanalys av avrinningen	44
2. PLANERINGEN AV UNDERSÖKNINGEN OCH DESS GENOMFÖRANDE	
2.1 Målsättningen	51
2.2 Önskvärt undersökningsprogram	52
2.3 Undersökningens genomförande	
2.3.1 Översikt över undersökningens uppläggning	54
2.3.2 Observationerna och instrumenten	55
2.3.2.1 Snöbrickorna	55
2.3.2.2 Snötaxeringarna	60
2.3.2.3 Mätbyggarna	63
2.3.2.4 Meteorologiska observationerna	70

2.3.3	Försöksfälten, representativiteten	72
2.3.3.1	Bromma	73
2.3.3.2	Bjurbäcken	74
2.3.3.3	Messaure	77
2.3.3.4	Råbäcken	78
2.3.3.5	Hoting	79
2.3.3.6	Observationsterminer och observatörer	80
3.	BEARBETNING OCH ANALYS AV OBSERVATIONERNA. RESULTAT	
3.1	Redovisning av observationsmaterialet och primärbearbetningen	82
3.1.1	Smältvatten och snötaxering	82
3.1.2	Lufttemperatur och luftfuktighet	83
3.1.3	Övriga meteorologiska observationer	85
3.1.4	Vattenstånd och vattenföring	85
3.2	Statistisk behandling av avsmältningen som funktion av meteorologiska parametrar	86
3.2.1	Vilka index beskriver bäst snösmältningen	91
3.2.2	Skillnader i avsmältning vid olika brickor	97
3.2.3	Skillnader i avsmältning under olika år	98
3.2.4	Molnighetens inverkan på snösmältningen	98
3.3	Teoretisk beräkning av avsmältningen ur meteorologiska observationer	100
3.4	Snösmältningens dagliga gång, maximalvärden samt vattenhushållningen	
3.4.1	Exempel på lokala variationer i snötäckets mäktighet och avsmältning	106
3.4.2	Snösmältningens dagliga gång	108
3.4.3	Snöavdunstningen	111
3.4.4	Påskyndning av avsmältningen på konstlad väg	113
3.4.5	Avsmältningen och snötäckets mognad	114
3.4.6	Maximal snöavsmältning och smältvattenavrinning	116
3.4.7	Recessionsanalys och genererad avrinning	119
3.4.8	Vattenhushållningen under snösmältningen	122
4.	DISKUSSION AV RESULTATEN SAMT SLUTORD	125
	Citerad litteratur	
	Bilagor	
	Tillägg	

BILAGOR

Figurer inom parentes är utelämnade.

Fig. 3-7 ger exempel på formulär med primäruppgifter. Alla primärvärden förvaras på SMHI, HBH.

Tabell.	Exempel på korrelationsräkningar
Fig. 1.	9-1689 Bjurbäcken. Avbördningskurva.
2.	38-1754 Råbäcken. "
(3.	Messaure. Observationsjournal över smältvatten m.m.)
(4.	Messaure. Protokoll över snötaxering.)
(5.	Messaure. Sammanställning över smältvattenmätningar och snötaxeringar.)
(6.	Messaure. Termohygrogram.)
(7.	38-1754 Råbäcken. Vattenståndsdiagram.)
8,9,10,	Råbäcken. Diagram över observerad och beräknad snösmältning vid bricka 2 enl. korrelationsräkningar.
11.	Messaure. Dygnsvariation i avsmältning.
12.	Bjurbäcken. Diagram över observerad och beräknad snösmältning enligt teoretiska formler.
13.	Bjurbäcken. Vattenhushållning.
14.	Råbäcken. Diagram över observerad och beräknad snösmältning enligt teoretiska formler.
15.	Råbäcken. Vattenhushållning.
16.	Råbäcken. Recessionsanalys, bestämning av recessionskoefficienterna.
17.	Råbäcken. Recessionskurvor.
18.	Råbäcken. Recessionsanalys av vattenföringen.
19,20,21,22,	Bjurbäcken. Snösmältning.
23,24,	Messaure. "
25.	Råbäcken. Vattenhushållning.
26,27,	Råbäcken. Kontroll av regressionsekvationerna.

OFTA ANVÄNDA BETECKNINGAR

beteckning		vanl. sort
S	snösmältning	mm v.p.
G	genererad avrinning	"
A	avrinning	" ; l/s·km ²
Q	vattenföring	l/s; m ³ /s
W	snötäckets vattenvärde	mm v.p.
s	snöns spec. vikt (täthet)	g/cm ³
d	snödjup	cm
l	snöns värmeledningsförmåga	
P	nederbörd	mm v.p.
P _s	snönederbörd	"
P _r	regnnederbörd	"
E	avdunstning	"
K	kondensation	cal/cm ² ·min
C	konvektivt energiutbyte	"
R	strålningsenergi	"
R _l	långvågsstrålning	"
R _k	kortvågsstrålning	"
α	albedo	
h	solhöjd	grader
N	molnighet	
t	temperatur	grader C
t _y	yttemperatur	"
t _l	lufttemperatur	"
U	positiv temperatursumma	dygnsgrader
e	vattenångans partialtryck	mb; mm Hg
e _y	" " vid ytan	" ; "
e _s	" mättnadstryck	" ; "
v	vindstyrkan	grader beaufort; m/s
k	recessionsfaktor	
M	avsmältningskoefficient	mm vp/dygnsgrader

Sammanfattning samt viktigare resultat

Syftet med de här framlagda snöundersökningarna har varit,

- (1.) att i detalj studera avsmältningen från ett snötäcke och dess orsaker samt därav alstrad avrinning,
- (2.) att i samband därmed utprova ett nytt mätinstrument och etablera en lämplig mätmetodik och
- (3.) att på grundval av insamlade data pröva vissa teoretiska och empiriska formler.

Teori Snösmältningens intensitet bestäms av intensiteten i

- (1.) energiutbytet med omgivningen. Detta äger rum genom: strålningsutbyte, konvektivt energiutbyte med luften, kondensations- resp. avdunstningsprocesser vid snöytan, regn och energiutbyte med underliggande mark.
- (2.) Innan snötäcket kan avge nämnvärda smältvattenkvantiteter måste det mogna.
- (3.) Smältvattnet ger upphov till avrinning, vars storlek och variationer bestäms av dräneringen och fördröjningen i snötäcket, terrängförhållandena, infiltrationskapaciteten i marken m.m.

Undersökningarnas utförande har

- (1.) huvudsakligen ägt rum på 3 försöksfält inom Norrlands skogsområde,
- (2.) varvid följande mätningar utförts vid samtliga:
Uppmätning av smältvattenmängderna, med för ändamålet konstruerade brickor med en yta av 1 m², vilka lagts ut på marken om hösten i gläntor i skogen före första snöfallet, snötaxeringar och meteorologiska observationer, vartill kom på vissa försöksfält: uppmätning av avrinningen och grundvattenståndet.

(3.) Mätningarnas omfattning framgår av följande uppställning.

Försöksfält	Belägenhet	Observations- period	Antal säsonger	Antal brickor	Vatten- förlust	Grund- vatten
Råbäcken	mellersta Ångermanland	1958/59- påg.	4	3	x	x
Bjurbäcken	vid nedre Luleälven	1957/58-1961/62	5	3	x	-
Messaure	polcirkeln vid Luleälven	1957/58-1961/62	5	2	-	-

Bearbetningen av det mycket omfattande observationsmaterialet har i huvudsak utförts enligt följande.

- (1.) Ur primärobservationerna har vissa data såsom smältvattenmängder per dygn, snöns spec. vikt och vattenvärde, pos. temperatursumma, kondensations- och strålningsindex m.m. utvärderats och inprickats på diagram. (Sammanlagt har över 6000 värden inprickats.)
- (2.) Medelst multipelkorrelation har regressionsekvationer beräknats över sambandet mellan smältvattenmängder såsom beroende variabel och 1-4 oberoende variabler, vilka fungerat som index på de olika processerna i snötäcket energihushållning.
- (3.) Ur meteorologiska observationer har dagliga smältvattenmängder beräknats med hjälp av kända formler. Resultaten har jämförts med uppmätta värden.
- (4.) Smältvattnet och dess väg till vattendragen har undersökts med hjälp av bl.a. recessionsanalys av uppmätt vattenförlust.

Viktigare resultat av hittills utförda bearbetningar:

- (1.) Snöbrickorna med tillbehör har visat sig vara väl lämpade för smältvattenmätningar. Genom viss omsorg vid utläggningen kan representativa värden erhållas för barrskogsområden.
- (2.) Av korrelationsräkningarna framgår att den positiva temperatursumman är av avgörande betydelse för avsmältningen, men även de negativa minimitemperaturerna har visst inflytande. Däremot är det tveksamt huruvida de använda strålnings- resp. kondensationsindex har någon egentlig inverkan vid sidan av de båda temperaturfunktionerna.
- (3.) Den positiva temperatursumman har visat sig beskriva avsmältningen bättre, eller åtminstone lika bra, som andra temperaturvariabler eller därav härledda funktioner.

- (4.) Överensstämmelsen i regressionskoefficienterna mellan brickor i skilda delar av Norrlands skogsområde är så stor, att den bekräftar regressionsekvationernas generella giltighet för ifrågavarande område och i viss mån ersätter en - givetvis önskvärd - kontroll på nytt observationsmaterial.
- (5.) Lights ekvation, vare sig med eller utan strålningstermer, lämpar sig ej särskilt väl för beräkning av avsmältningen från skogsområden.
- (6.) Avsmältningens dagliga gång från ett moget snötäcke följer mycket nära instrålningen och temperaturen vid plusgrader. Vid klar himmel och i öppna lägen förekommer i regel ett avsmältningsmax i samband med solens kulmination och ett annat på e.m. i samband med temperaturmaximum. Vid mulen väderlek och i skuggiga lägen förekommer endast ett dygnsmaximum.
- (7.) Högsta uppmätta dygnsavsmältning uppgick till 29 mm vp ett regnfritt dygn med nästan mulen himmel och pos. temp-summa $+9^{\circ}$. Högsta timvärde utgjorde 3,6 mm vp vid klar väderlek och $+13^{\circ}$.
- (8.) Avdunstning från snön hänger samman med relativt låg temperatur, och kondensation på snön med hög temperatur. Vid en och samma temperatur ger högre instrålning högre snöavdunstning. Under snösmältningsperioderna förekom avdunstning under 65 % av antalet dygn.
- (9.) Snötäckets avsmältning kan påskyndas väsentligt med tämligen enkla medel (t.ex. svärtning med kimrök).
- (10.) Den första avsmältningen i öppna sydsluttningar har praktiskt taget ingen inverkan på avrinningen från vattendrag, som avvattnar skogsområden.
- (11.) Tidsförskjutningen i Råbäcken (dräneringsområde 1 km²) mellan avsmältningsmax och avrinningsmax utgör vanligen 5-6 timmar. Endast när värmen sätter in intensivt och oförmedlat innan snötäcket ännu mognat, kan tidsförskjutningen bli väsentligt större (upp till 18 timmar).
- (12.) Infiltrationen är i allmänhet liten vid Råbäcken under snösmältningen. Men vid ofrusen mark under snön blir den stor och reducerar vårflödet väsentligt. (Detta inträffade 1960.)
- (13.) Vattenföringen i Råbäcken har en betydligt snabbare recession vintertid än sommartid på grund av att tjälen nedsätter infiltrationskapaciteten.

1. Snötäcket och orsakerna till dess smältning och avrinning

1.1 Betydelsen för flodernas vattenhushållning

Mer än en fjärdedel av jordens landområden är regelbundet snötäckta. Inom större delen av dessa områden magasineras vinternederbörden en längre tid i snötäcket. Inom lågländerna smälter detta i regel först till våren, men inom högre liggande områden dröjer det ofta till sent på sommaren. Floderna inom dessa områden hänförs till den nivala regimtypen (Pardé 1947) med lågvatten under vintern och markerat högvatten i samband med snösmältningen på våren eller under sommaren. Exempel på den nivala låglandstypen utgör bl.a. Volga och Dvina med maximum i maj, och i Sverige de norrländska skogsälvarna såsom Råneälv, Åbyälv, Sävarån, Öreälv och Moälven med maximum i maj-juni och minimum i mars. Rhen ovan Bodensjön tillhör den nivala högländstypen med maximum i juni och minimum i februari. Till denna avrinningstyp hör även de stora svenska fjällfloderna t.ex. Torneälv, Kalixälv, Luleälv och Umeälv, vilka har minimum i mars och maximum i samband med snösmältningen i fjällen i juni-juli.

Snötäcket och dess avsmältning är sålunda avgörande för regimtypen hos floderna i en stor del av världen, genom att det magasineras vinternederbörden med relativt små förluster i form av avdunstning och infiltrering och levererar huvuddelen i form av avrinning under en relativt kort tid. För vårflödets förlopp i de norrländska kraftproducerande älvarna är avsmältningen av avgörande betydelse, och i föreliggande arbete behandlas snösmältningen inom vissa försöksfält i Norrlands skogsområde.

1.2 Klimatet i norra Sverige

Snösmältningen betingas av klimatet, och Norrlands skogsområde, där snöundersökningarna huvudsakligen bedrivits, tillhör i klimathänseende "snöns och de stora barrskogarnas region". Dess klimat brukar betecknas som borealt skogsklimat (Ångström 1946). I Norrland råder den maritima typen av detta. Det står på gränsen mellan två extrema klimattyper. Mot öster över Finland och Ryssland dominerar den kontinentala typen av det boreala skogs-

klimatet. Där finner man ett typiskt källområde för kontinentala, torra och stabila luftmassor, som karakteriseras av svaga vindar och klart väder, samt kyla vintertid och värme sommartid. Mot väster över Atlanten är klimatet maritimt och fjällen invaderas stundom av maritima, instabila och fuktiga luftmassor, vilka är relativt milda under vintern men svala på sommaren. De för med sig stark, västlig till sydlig vind och mulen väderlek.

I de kontinentala luftmassorna råder således i allmänhet kyla under snösmältningssäsongen men relativt hög instrålning; i de maritima i regel mildare väderlek och relativt liten instrålning. Det är huvudsakligen växlingen mellan dessa väderlekstyper, som i stora drag avgör snösmältningens förlopp.

Hur väderleken i detalj inverkar behandlas i efterföljande avsnitt.

1.3 Snötäcket i naturen och dess egenskaper

Snösmältningens intensitet på en given lokal beror dels på vissa yttre, i huvudsak meteorologiska, faktorer dels på snötäckets egna egenskaper. Den därav orsakade avrinningen beror dessutom bl.a. på terrängförhållandena, infiltrationen m.m.

Som inledning till den egentliga undersökningen kan det därför vara lämpligt att redovisa några av snötäckets viktigare egenskaper samt att ge en översikt över de faktorer som är bestämmande för snösmältningens intensitet.

1.3.1 Snötäckets allmänna egenskaper

Ett snötäcke i naturen består av en blandning av is, (d.v.s. vatten i fast form), luft och vattenånga. I blandningen ingår stundom vatten i flytande form samt föroreningar av skilda slag.

Snötäcket på marken bildas genom ackumulering av snökristaller, nederbörd i fast form, som utfällts från atmosfären och fallit till marken vid ett eller flera tillfällen. Direkt kondensation

på snöytan kan också förekomma i form av rim- eller dimfrost. Ett snötäcke är ej en enhetlig massa, utan består i regel av flera skikt, som varit utsatta för växlande inflytande med avseende på temperatur, strålning, luftfuktighet, vind, regn och smältvatten, och därigenom fått varierande egenskaper och därför befinner sig på skilda stadier i omvandlingsprocessen. Snöns egenskaper varierar därför både med tiden och med läget, i horisontell såväl som vertikal led.

Snötäckets måktighet i Norrlands skogsbygder brukar uppgå till ca $\frac{1}{2}$ m innan avsmältningen börjar och dess vattenvärde brukar då hålla sig mellan 100 och 250 mm vattenpelare. - Med vattenvärde menas den höjd till vilken smältvattnet skulle stiga vid fullständig omvandling av snötäcket till vatten i flytande form. Det innefattar även ev. vatten i flytande form i snötäcket. Vattenvärdet dividerat med snödjupet ger snötäckets spec.vikt i genomsnitt i en vertikal. (Vikten i gram av en snöpelare med en cm^2 :s genomskärningsarea motsvarar vattenvärdet i cm, ty vattnets spec.vikt är 1. Snöns spec.vikt blir då vikten i gram genom volymen i cm^3 .)

I Norrlands skogsområde ökar i allmänhet den spec. vikten från 0,10 - 0,12 g/cm^3 i oktober-november till ca 0,20 under högvintern för att stiga till 0,30 eller mer i april.

Av största betydelse för avsmältningen är snöns höga smältvärme. Snötäcket är uppbyggt av is vars smältvärme är 79,7 cal/g. Isen smälter vid noll grader och dess spec. värme är 0,503 cal/g och grad vid denna temperatur för att minska till 0,485 vid -10°C och till 0,468 vid -20°C (Linke, 1951).

Snöns ångbildningsvärme (latent värme) är enligt Linke 677,0 cal/g vid noll grader, men ökar med sjunkande temperatur till ett maxvärde av 678,0 cal/g vid -30°C till -40°C , enligt formeln $(677 - 0,036 t)$ cal/g (Holmboe et al, 1945 p. 48). Enligt andra källor (Quervain, 1949 och Liljequist, 1962) är ångbildningsvärmets vid noll grader angivet till 676 cal/g. Här skall det förstnämnda värdet användas.

Vattnets ångbildningsvärme vid noll grader är 597 cal/g. Snötäckets köldinnehåll är lika med de energimängder som erfordras för att höja dess temperatur till noll grader utan att smältning äger rum.

Ett nollgradigt snötäcke i naturen kan innehålla en varierande mängd vatten i flytande form. Dess vattenhalt anges ofta i viktsprocent flytande vatten i snö plus vatten. För beräkning av de energimängder, som åtgår för smältning av en viss kvantitet nollgradig snö, erfordras kännedom om dess vattenhalt. För att fullständigt smälta ett gram torr nollgradig snö åtgår 80 cal, men är snötäckets temperatur ursprungligen under noll, behövs det mer för smältningen. Snöns termiska kvalitet kan användas, som ett mått på de energimängder, som erfordras för att fullständigt smälta snön. Den termiska kvalitén definieras som förhållandet mellan energiåtgången för att smälta en given mängd, torr eller våt, snö och motsvarande energiåtgång för att smälta samma viktmängd nollgradig is. Den uttryckes i procent. Torr nollgradig snö har termiska kvalitén 100%, och snö med 10 viktsprocent vatten i flytande form 90%, medan snö av minustemperatur har termisk kvalitet över 100%.

1.3.2 Värmeledningsförmågan

Snötäcket är en dålig värmeledare. Att det verkar effektivt isolerande mot stora värmeförluster är av stor betydelse för hela dess energihushållning.

Värmeledningstalet anger värmegenomgången per tidsenhet genom en enhetsyta vinkelrätt mot en temperaturgradient på en grad per längdenhet.

Snöns värmeledningsförmåga λ hänger nära samman med spec. vikten s , men den beror också på snöpartiklarnas form, storlek och kohesionen. Anisimov (1961) har kritiskt granskat skilda forskares bestämning av λ och kommit fram till att Abels formel ger de tillförlitligaste värdena för torr snö:

$$\lambda = 0,0068 \cdot s^2 \text{ cal/cm} \cdot \text{sek} \cdot \text{grad};$$

Den överensstämmer också tämligen väl med Quervains (1949) mätningar.

Mekanismen för värmeutbytet är ännu inte helt utredd. Temperaturgradienten är inte enbart bestämmande, ehuru den givetvis är dominerande.

Värmeledningen sker genom

1. isstrukturen i form av värmeledning genom kontaktytorna samt genom strålning mellan isytorna,
2. konvektiv och diffus transport genom porerna,
3. avdunstnings- och kondensationsprocesser inom snötäcket,
4. smältvattnets rörelse.

Quervain (1956) har funnit att i finkornig snö med spec. vikt 0,33 svarar värmegenomgången genom isstrukturen för 75% av den totala värmetransporten. Han har även beräknat temperaturvågens hastighet vid nedträngandet i ett torrt snötäcke. En sinusformad temperaturvariation vid ytan med amplitud $\pm d_0$ kring medeltemperaturen d_m ger upphov till följande temperaturfördelning på olika djup z under snöytan:

$$d(z, t) = d_m + d_0 e^{-z \sqrt{\frac{\pi}{aT}}} \cdot \cos \left(z \sqrt{\frac{\pi}{aT}} - \frac{2\pi}{T} \cdot t \right);$$

T är här perioden hos temperatursvängningen vid ytan, t är tiden och $a = \frac{1}{cs}$ är temperaturledningsförmågan (c = spec. värmeslag).

Fasförskjutningen varierar med djupet på följande sätt:

$$t_z = \frac{z}{2} \sqrt{\frac{T}{a\pi}};$$

Om exempelvis yttemperaturen varierar $\pm 10^\circ$ under ett dygn och a sätts = 0,005 cm²/sek blir dygnsvariationen $\pm 4^\circ,3$ på 10 cm:s djup, $\pm 0,14$ på 80 cm och så liten som $\pm 0,02$ på ett djup av 1 m. Men en aperiodisk temperaturvariation tränger ned snabbare. Om exempelvis snöytans temperatur plötsligt sjunker 20°C , sjunker temperaturen på $\frac{1}{2}$ meters djup efter 1 dag 2° , efter 2 dagar 5° , efter 3 dagar 7° och efter 7 dagar 10° . På 1 meters djup sjunker temperaturen efter 3 dagar 1° och efter 7 dagar 3° .

Våt snö har alltid temperaturen noll, varför ingen värmeledning

kan äga rum. Värmetransport nedåt kan dock ske genom smältvattnets nedträngande i kallare snö. När hela snötäcket är upptöat kan sådan värmetransport endast äga rum när smältvatten eller regnvatten med temperaturer något över noll rinner ned koncentrerat i vissa kanaler.

Vid återfrysning av upptöad snö bestäms nollgradersisotermens djup z_0 , vid konstant negativ yttemperatur av uttrycket

$$z_0 = A \sqrt{t};$$

där t är tiden (enligt Quervain, 1949). A beror här av yttemperaturen, den våta snöns vatteninnehåll, spec. vikt och den återfrusna snöns temperaturledningsförmåga. För snö med vattenhalten 10%, $a = 0,005 \text{ cm}^2/\text{sek}$ och yttemperaturen -5° beräknas A till $0,053 \text{ cm}/\text{sek}^{\frac{1}{2}}$. Frostgränsen tränger då under det första dygnet ned 15 cm.

1.3.3 Snöns strålningsegenskaper

Om man med I , R , A och G betecknar infallande, reflekterad, absorberad respektive genomgående strålningsenergi, gäller sambandet:

$$I = R + A + G;$$

för det översta snöskiktet.

Den genomgående kortvågiga strålningen avtar snabbt med ökad tjocklek, z , hos snöskiktet enligt formeln:

$$G = G_0 e^{-kz};$$

vilken gäller för homogen snö och där k är absorptionskoefficienten och G_0 är $I - R$ vid snöytan.

Absorptionen av den kortvågiga strålningen i olika snö ökar med avtagande kornstorlek. Vid en och samma kornstorlek ökar först absorptionen med ökande spec. vikt till ett max. för att sedan avta till värdet för klar is. (Liljequist, 1962).

Enligt Snow Hydrology är $k = 0,28$ för fuktig snö av spec. vikten $0,26 \text{ g/cm}^3$, och $k = 0,184$ för spec.vikten $0,32$. För högre spec.

vikt minskar absorptionen av strålningsenergi.

Thams (ref. i Quervain, 1949) anger följande värden:

$k = 0,083$ för torr snö

$k = 0,136$ för våt snö

Insättes värden på k erhålles den genomgående kortvågiga strålningen i % av den inträngande ($I - R$) på olika djup, z , under snöytan.

z cm	G %	G %
	$k = 0,083$	$k = 0,28$
10	44	6
20	19	0
30	8	0
50	1	0

För ett snöskikt tjockare än 50 cm är således den genomgående strålningen praktiskt taget lika med noll, men är snötäcket tunnare än 30 - 40 cm kan marken uppvärmas av strålningen, varigenom snötäcket kan uppvärmas underifrån.

Den reflekterade kortvågiga strålningen uttryckes vanligen i % av den infallande och detta förhållande kallas albedo. Reflexionen hänför sig icke endast till ytan utan även till underliggande snölager. Ett tunt nysnöskikt på ett par cm över ett snölager med åldrad yta uppvisar således ett något lägre albedo än vad som eljest gäller för nysnö.

Från ca 80 % för nyfallen snö faller albedot redan efter något dygn till slutvärden för ren snö, ca 60 %. Enligt Thams (ref. i Liljequist, 1956) är albedot hos grovkornig våt snö 55-65 % och hos våt smutsig snö 45-55 %. Således högre än för glaciäris, som har ca 36 % (Wallén, 1952). Under snösmältningen går avtagandet snabbare. Miller (1955) har sammanställt följande tabell, vilken även tillämpas i Snow Hydrology (1956), över hur albedot i genomsnitt avtar under snösmältningstiden.

Antal dagar								
efter senaste snöfall	0	2	4	6	8	10	12	14
Albedo i %	80	66	58	53	50	47	45	43

Dessa värden stämmer i stort med Kalitins (1930) mätningar vid Leningrad. Han fann t.ex. att nysnöns albedo sjönk från 80 till 55 % på 5 dagar i slutet av mars och från 79 till 46 % på 11 dagar i april. Under båda perioderna rådde töväder.

Med hänsyn till långvågig strålning är snön praktiskt taget en absolut svart kropp. Dess emissivitet för långvågig strålning är 99,5 % av en fullständigt svart kropps (se t.ex. Fransila, 1949 p. 133). Snötäcket absorberar således praktiskt taget all infallande långvågig strålning, och det emitterar långvågig strålning praktiskt taget som en fullständigt svart kropp.

Den långvågiga utstrålningen bestäms av uttrycket:

$$\sigma T^4$$

där T är snöytans absoluta temperatur i grader Kelvin och σ Stefans konstant. Om strålningsenergin uttrycks i ly/min har σ värdet $0,826 \cdot 10^{-10}$. (1 langley = 1 cal/cm²).

Den emitterade strålningsenergin ökar således med temperaturen, men eftersom snöns maximitemperatur är noll grader C, har utstrålningen ett maximivärde vid denna temperatur, vilket är 0,459 ly/min eller 27,5 ly/tim.

1.3.4 Snöns omvandling och snöklassifikation

I snötäcket försiggår en ständig omvandlingsprocess. Redan en fallande iskristall är instabil på grund av olikheten i ångtryck mellan omgivande luft och kristallens yta eller mellan kristaller av olika storlek och form.

De enklare formerna bildas i atmosfären i sträng kyla och vid låg relativ fuktighet, de sammansatta i varmare och fuktigare luft. Snöflingor bildas när iskristaller faller genom luftskikt av varierande temperatur och fuktighet. Tillväxten sker lättast vid periferin eller kanterna, där fuktighetsgradienten är störst. Snöflingorna roterar i regel kring en vertikal axel, varigenom periferin kommer mest i kontakt med luften.

Journal of Management Education 36(8) 907-924
© The Author(s) 2012
Reprints and permissions: <http://www.sagepub.com/journalsPermissions.nav>

När iskristaller eller snöflingor fallit ned på snötäcket fortsätter den redan pågående omvandlingen. Iskristallen har ett högre ångtryck vid spetsarna och kanterna, varför avdunstning kan äga rum därifrån. Kondensation sker i regel på de planare ytorna. På detta sätt avrundas iskristallerna. Detta är en ständigt pågående process: iskristallerna kan sålunda inte lagras oförändrade. Stora korn växer på de mindres bekostnad.

Teorin att snökrystallernas omvandling och avrundning vid köldgrader orsakas av skillnader i ångtryck över ytor med olika krökning, varigenom avdunstning skulle kunna äga rum vid hörn och kanter och sublimation i fördjupningar, betvivlas dock av Yosida (1958).

Omvandlingen - metamorfosen - går fortare vid noll grader än vid lägre temperaturer, och den fortgår med avtagande hastighet. I och med omvandlingen sjunker snötäcket ihop - det sätter sig. Omedelbart efter ett snöfall sätter sig snön tämligen fort, därefter långsammare, men vid en påföljande temperaturstigning sker hopsjunkningen snabbare och efter en temperatursänkning långsammare. Omvandlingen sker snabbare i ett poröst snötäcke än i ett packat.

Isens ångtryck är en funktion av temperaturen: ju lägre temperaturen är desto lägre ångtryck. Därför sker en materialtransport genom avdunstning - kondensation från ställen med hög temperatur till sådana där temperaturen är lägre, enligt lagen om den kalla väggen. Snötäcket är i regel kallare vid ytan varför transporten vanligen sker i riktning från markytan mot snötäckets yta.

Konvektionsströmmarna verkar även i samma riktning. Vid omkristallisationen bildas ofta bågarkristaller med den öppna änden nedåt. Om ett skarskikt förekommer, hindras cirkulationen och bågarkristaller bildas under skarskiktet. Denna sublimationsprodukt, s.k. rinnsnö, kan även bestå av platt- eller stavformade kristaller. Rinnsnön, vilken saknar kohesion, bildas ej i snö, som satt sig normalt och blivit kompakt och fast, utan endast i luckra bild-

ningar. Snabbast går omvandlingen till rinnsnö vid mycket låga lufttemperaturer (-40 till -30°C).

I kompakt snö utan skarskikt kan kornig snö bildas som sublimationsprodukt.

Orsakerna till förändringarna inom snötäcket kan sammanfattas såsom härrörande från:

1. energiutbyte vid snöytan,
2. nedsippring av regn eller smältvatten,
3. inre tryck från tyngden av ovanför liggande snö,
4. vindens inverkan,
5. temperaturens och luftfuktighetens variationer inom snötäcket och
6. energiutbyte genom marken.

Resultatet av omvandlingen blir att det bildas större och mera avrundade snökorn, varigenom spec. vikten ökar och bl.a. snöns vattenabsorberande förmåga och dess vattengenomsläpplighet ändras.

Vid klassifikation av snön på marken skiljer man i första hand på nysnö och gammal snö. Nysnö har luddig, lucker konsistens (stor porositet), den är icke kornig utan snökristallernas ursprungliga form, skelettartade, stav- och stjärnformiga bildningar, kan tydligt märkas. Nysnö förekommer bara i det övre skiktet av ett snötäcke. Dess spec. vikt är i regel låg, $0,05 - 0,10 \text{ g/cm}^3$, i extrema fall dock även $0,01 - 0,05$. Den vindpackade nysnö har en högre spec.vikt.

Nysnö omvandlas så småningom till gammal snö, som består av rundade korn, vars storlek kan uppmätas. Man skiljer mellan finkornig och grovkornig gammal snö. Gränsen brukar sättas vid 2 mm . Spec. vikten hos gammal snö ligger i allmänhet mellan $0,15$ och $0,35$. I ett snötäcke kan det förekomma nysnö i det övre skiktet med finkornig gammal snö inunder. Den grovkorniga gamla snön förekommer mestadels i de undre skikten.

Rinnsnö är en speciell form av gammal snö.

And today I have a...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

...
...
...

Skare bildas när översta skiktet smält något och vattnet kvarhålls mellan kristallerna för att sedan återfrysas till is.

Isskikt kan bildas, när smält- eller regnvatten tränger ned, absorberas och tillfrysar i ett finkornigt skikt.

Rimfrost (mera sällan dimfrost) kan bildas genom kondensation av luftens fuktighet i form av bladformiga kristaller på snöytan.

Firn bildas inom områden, som ligger över snögränsen, där snön hopar sig år från år. Snön packas samman och bildar firn, en övergång mellan snö och glaciäris. Den är grovt grynig, kompakt och iskornen är omgivna av luft. Spec. vikten är $\sim 0,4$.

1.4 De fysikaliska betingelserna för snötäckets avsmältning

1.4.1 De meteorologiska faktorerna

Snösmältningen innebär fysikaliskt en förändring i aggregations-tillståndet - iskristallerna övergår till flytande vatten. För denna fasförändring fordras tillförsel av energi, närmare bestämt 80 cal för smältning av varje gram nollgradig snö. Är snön till att börja med under noll grader måste den först uppvärmas till noll, innan smältningen kan påbörjas. För detta åtgår 0,5 cal per gram och grad. För att smälta ett gram snö av t.ex. temperaturen -10°C åtgår således 5 cal för uppvärmningen till 0°C och 80 cal för smältningen.

Jämfört med smältvärmets är sålunda de för uppvärmningen till noll erforderliga energibeloppen relativt obetydliga och kan ofta försummas vid approximativa beräkningar.

Vid snöns avsmältning i naturen kan de erforderliga energibeloppen tillföras genom skilda processer. En del av dessa kan även avleda energi från snötäcket.

Energiutbytet med omgivningen kan sålunda äga rum genom följande processer:

1. Strålning	R
2. Konvektivt utbyte med luften	C
3. Kondensation - avdunstning vid snöytan	K
4. Värmeledning från marken	M
5. Regn	P

och ekvationen som bestämmer snösmältningen blir:

$$R + C + K + M + P = 80 \cdot S - 0,5 t ;$$

där storheterna i vänstra ledet är uttryckta i cal/cm² och smältvattnet S i cm vp. Snötäckets medeltemperatur betecknas med t°C. De skilda processerna kommer i det följande att behandlas separat.

1.4.1.1 Strålningen

Den totala mot snöytan infallande solstrålningen sammansättes av direkt solstrålning, diffus himmelsstrålning och reflekterad solstrålning (från moln eller andra föremål såsom träd). Den direkta plus den diffusa solstrålningen benämnes globalstrålning. Strålning av detta slag är kortvågig med våglängder huvudsakligen mellan 0,29 och 4 μ . Den har sitt intensitetsmaximum vid ca 0,5 μ . Av den totala infallande kortvågiga strålningen reflekteras en del av snöytan. Den del av strålningen, som ej reflekteras, tränger ned i snötäcket och absorberas där, eller, om snötäcket är tunt, går till en del igenom, för att absorberas av marken. Solstrålningens intensitet utanför atmosfären vid jordens medelavstånd från solen benämnes solarkonstanten och anges med värden mellan 1,92 och 2,00 ly/min.

Den direkta solstrålningen reduceras innan den når jordytan genom 1) spridning av strålningen orsakad av dels luftmolekylerna dels stoftpartiklar, 2) absorption, huvudsakligen i strålningens infraröda del, av atmosfärens vattenånga.

Vid en och samma solhöjd är den direkta solstrålningen intensivast vid låg vattenångehalt i luften och liten turbiditet (stoft-halt), och svagast vid fuktig luft och stor turbiditet.

Den dagliga insolationen i frånvaro av atmosfär kan beräknas ur astronomiska data för skilda latituder. I nedanstående tabell, hämtad från Snow Hydrology, är den angiven i cal per cm² horisontell yta per dygn.

Datum	15/3	1/4	15/4	1/5	15/5	1/6
Lat.						
63°,5 N	380	500	670	760	880	920 cal/cm ² · dygn
66°,5 N	340	470	600	720	850	930 " " "

Om all denna strålningsenergi absorberades i snötäcket skulle nollgradig snö motsvarande 90 å 95 mm vattenpelare kunna smälta per dygn omkring den 1 maj, och om endast hälften absorberades (albedot 50 %) ca 46 mm vp per dygn.

Långvågsstrålningen omfattar våglängderna 4 - 100 μ med maximalintensiteten vid ca 10 μ .

Långvågig instrålning härrör från atmosfären, moln. partiklar suspenderade i luften samt från föremål på jordytan såsom träd och hus. Praktiskt taget all denna infallande strålning absorberas av snötäcket. Strålningen från atmosfären är beroende av luftens temperatur och halt av vattenånga. Den härrör från atmosfärens alla skikt. Men de lägsta skikten, vilka har den högsta temperaturen och största absoluta fuktigheten, har den avgörande betydelsen för långvågsstrålningen mot jordytan.

Flera forskare (Brunt, 1952, Ångström, 1919) har också föreslagit ekvationer varigenom den atmosfäriska strålningen R_d kan beräknas ur observationer över luftens temperatur t_L och fuktighet e i markskiktet. I Lake Hefner Studies (U.S. Geological Survey, 1954) har följande samband erhållits:

$$R_d = 6 (t_L + 273)^4 \cdot (0,740 + 0,0049 e) \text{ ly/min.},$$
 där e är i mb. Över smältande snö tenderar fuktigheten att antaga värdet 6,11 mb (mättnadstrycket vid noll grader) - variationerna är sällan mer än 3 mb - varför den atmosfäriska motstrålningen, R_d , över smältande snö kan beräknas med god approximation ur lufttemperaturen i markskiktet.

Enligt Snow Hydrology gäller då följande formel:

$$R_d = 0,757 \sigma (t_L + 273)^4 \text{ ly/min. vid klar väderlek.}$$

Detta samband har härletts ur ett stort antal mätningar.

Eftersom en smältande snöyta utstrålar 0,459 ly/min (se 1.3.3) blir den effektiva utstrålningen R_L , d.v.s. utstrålning minus instrålning, följande vid klart väder:

$$R_L = 0,757 \sigma (t_L + 273)^4 - 0,459 \text{ ly/min.}$$

Av detta framgår att lufttemperaturen t_L under sådana förhållanden ($e = 6,11 \text{ mb}$) måste överstiga $+ 20^\circ\text{C}$ för att den långvågiga strålningsbalansen skall bli positiv över smältande snö.

Om luften däremot är mättad med fuktighet behöver inte temperaturen överstiga mer än $+ 10^\circ\text{C}$ för att den långvågiga strålningsbalansen skall bli positiv enligt tillämpning av Lake Hefner-sambandet. Mättnadstrycket är då 12,3 mb.

Vid mulen väderlek är förhållandena annorlunda. Man kan då anse (Snow Hydrology) det långvågiga strålningsutbytet mellan molnen och snön motsvara strålningsutbytet mellan två svarta kroppar med molnbasens (t_c) resp. snöytans temperatur. För smältande snö gäller då:

$$R_L = \sigma (t_c + 273)^4 - 0,459 \text{ ly/min}$$

Molnbasens temperatur är dock ofta okänd.

Ångström (1919) (citerat från Snow Hydrology) har emellertid funnit ett approximativt samband mellan strålningsbalansen vid klart väder R_c och vid mulen eller molnig väderlek:

$$R_L = R_c (1 - kN) \dots\dots\dots (1)$$

där N anger hur stor del av himlen som är molnbedäckt och k är en faktor som beror på molnslag och molnhöjd. Enligt Snow Hydrology beror k av molnslagen på följande sätt:

Låga, tjocka moln	0,76
Höga, tunna "	0,52
Tunna cirrus-slöjor	0,26

Phillips har dock (enligt Snow Hydrology) funnit följande värden på k som funktion av molnhöjden:

molnhöjd, km	k
1,5	0,87
2	0,83
3	0,74
5	0,62
8	0,45

I skog kompliceras förhållandena ytterligare. Om skogen är fullständigt sluten, kan man anse att smältande snös långvågiga strålningssbalans bestäms av formeln (enligt Snow Hydrology):

$$R_L = \sigma (t_k + 273)^4 - 0,459 \text{ ly/min} \dots\dots\dots (2)$$

där t_k betecknar temperaturen på barrens undersida. t_k torde i stort sett vara lika med lufttemperaturen. För skog med lägre grad av slutenhet får ekv. (1) och (2) kombineras.

För skog av olika slutenhet skulle således följande ekvation approximativt gälla för den effektiva långvågiga utstrålningen över smältande snö:

$$R_L = [F \sigma (t_L + 273)^4 - 0,459] (1 - k_N) \text{ ly/min} ;$$

där F varierar med skogsbeståndets slutenhet från 0,76 på öppen mark till 1,0 vid fullständig slutenhet.

1.4.1.2 Energiutbytet genom konvektion och kondensation

Den molekylära värmeöverföringen och diffusionen av vattenånga mellan snö och luft kan helt försummas i jämförelse med det turbulenta utbytet. För detta gäller ekv.:

$$Q = A \frac{dq}{dz} ;$$

där Q är utbytet av värme eller vattenånga genom en enhetsyta per tidsenhet, $\frac{dq}{dz}$ den vertikala temperaturgradienten eller fuktighetsgradienten och A utbyteskoefficienten. Sverdrup (1936) har visat att de vertikala gradienterna av temperatur, fuktighet och vindstyrka över snöfält approximativt varierar enligt en potenslag med höjden inom turbulensskiktet. Variationen kan dock även beskrivas med en logaritmisk funktion. Om potenslagen förutsättes gälla erhålles, om z är höjden och q en av de ovan nämnda egenskaperna:

$$\frac{q_2}{q_1} = \left(\frac{z_2}{z_1} \right)^{\frac{1}{n}} ;$$

$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$
$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$
$\frac{1}{8}$	$\frac{1}{8}$
$\frac{1}{16}$	$\frac{1}{16}$
$\frac{1}{32}$	$\frac{1}{32}$

Let $f(x)$ be a function defined on the interval $[a, b]$. The function $f(x)$ is said to be continuous at a point x_0 if the limit of $f(x)$ as x approaches x_0 exists and is equal to $f(x_0)$. In other words, $f(x)$ is continuous at x_0 if

$$\lim_{x \rightarrow x_0} f(x) = f(x_0)$$

For a function $f(x)$ to be continuous on the entire interval $[a, b]$, it must be continuous at every point x_0 in the interval. This means that the limit of $f(x)$ as x approaches x_0 must exist and be equal to $f(x_0)$ for every x_0 in $[a, b]$.

3.1.1. The Intermediate Value Theorem

The Intermediate Value Theorem (IVT) states that if a function $f(x)$ is continuous on the interval $[a, b]$ and N is any number between $f(a)$ and $f(b)$, then there exists a point c in the interval (a, b) such that $f(c) = N$. In other words, if a function is continuous on a closed interval, it takes on every value between its values at the endpoints.

Let $f(x)$ be a function defined on the interval $[a, b]$. Suppose $f(a) = A$ and $f(b) = B$. If N is any number between A and B , then there exists a point c in the interval (a, b) such that $f(c) = N$.

$$f(c) = N$$

där indexen 1 och 2 anger två höjder.

Eller om $z_1 = 1$ och z_2 får vara variabel

$$\frac{dq}{dz} = \frac{q_1}{n} \cdot z^{\frac{1-n}{n}} ;$$

$$\text{vilket ger } Q = A \cdot \frac{q_1}{n} \cdot z^{\frac{1-n}{n}} ;$$

n är ett mått på ytans skrovlighet ("råhet").

Under stationära förhållanden är det turbulenta utbytet konstant med höjden upp till vanlig instrumenthöjd. Således måste utbyteskoefficienten vara omvänt proportionell mot gradienten. Sverdrup har också visat att utbyteskoefficienten på en viss nivå är direkt proportionell mot vindstyrkan på samma höjd. Således

$$A_1 = k \cdot V_1 ;$$

där index 1 anger enhetshöjden.

Det turbulenta utbytet kan då anges med följande ekv. (enl. Snow Hydrology):

$$Q = \frac{k}{n} \cdot (Z_a Z_b)^{-\frac{1}{n}} q_a V_b \dots\dots\dots (3)$$

Indexen a och b anger här instrumenthöjden för mätningarna av q resp. V , som inte behöver uppmätas på samma nivå.

Det är här att observera, att q betecknar temperatur- resp. fuktighetsdifferensen mellan instrumentnivån och snöytan.

Om ovanstående ekvation användes för fuktighetsutbytet, betecknar q spec. fuktigheten och således $q = \frac{0,622 e}{p}$, där p är rådande lufttryck och e skillnaden i ångtryck mellan instrumenthöjden och snöytan. Om e är positiv försiggår kondensation på snöytan och om e är negativ försiggår avdunstning från snön. I samband med kondensationen frigörs det latent värmet d.v.s. ca 600 cal/g, vilket kan smälta $600/80 = 7,5$ gram nollgradig snö per gram kondensat. Om man adderar detta till kondensatet erhålles följande uttryck på tillskottet av vatten i flytande form, S_k , härrörande från kondensationen:

$$S_k = 8,5 \frac{k}{n} \cdot (Z_a Z_b)^{-\frac{1}{n}} \left(\frac{0,622 e_a}{p} \right) \cdot V_b ;$$

När det gäller det konvektiva energiutbytet skall q i ekv. (3) ersättas med $C_p \cdot t$ d.v.s. produkten av luftens spec. värme och temperaturdifferensen mellan instrumenthöjden och snöytan. Den resulterande smältningen av nollgradig snö S_c blir då:

$$S_c = \frac{k}{n} \cdot \frac{1}{80} \cdot (Z_a - Z_b)^{-\frac{1}{n}} C_p t_a V_b ;$$

C_p är 0,24 cal/gram och grad. Noga taget borde den potentiella temperaturen ingå i stället för den observerade, men avvikelserna är så små inom de lägre nivåerna, att de saknar betydelse. Koefficienten k beror bl.a. på luftens täthet. För att göra den oberoende av täthetsvariationer kan man införa en ny koefficient k' , som definieras av relationen $k = k' \frac{p}{p_0}$, där p_0 är standardlufttrycket vid havsytan (Snow Hydrology)^o.

Den teoretiska formeln för snösmältning orsakad av konvektion och kondensation, kan sammanfattas sålunda:

$$S_{k+c} = \frac{k'}{n} (Z_a - Z_b)^{-\frac{1}{n}} \left(\frac{1}{80} \frac{p}{p_0} \cdot C_p \cdot t_a + 8,5 \cdot \frac{0,622}{p_0} \cdot e_a \right) V_b ;$$

Denna ekv. förutsätter att utbyteskoefficienterna för värme och fuktighet är desamma.

De ingående konstanterna måste bestämmas experimentellt.

Parametern n har av Sverdrup (1936) bestämts till 5,6 över ett vidsträckt snöfält på Spetsbergen. Adkins (1958) har bestämt n till 9,7 mellan 46 och 213 cm och till 4,0 mellan 213 och 610 cm för temperaturens fördelning över Salmonglaciären i British Columbia. Motsvarande värden för vinden blev $n = 4,0$ resp. 3,8.

I Snow Hydrology har man använt värdet 6, vilket framgått ur ett stort antal mätningar över smältande snö på öppen mark. Detta värde skall här användas.

Ekvationerna för snösmältning genom kondensation S_k resp. konvektion S_c kan då skrivas:

$$S_k = c_1 \cdot (Z_a - Z_b)^{-\frac{1}{6}} (e_a - e_y) V_b \dots\dots\dots (4)$$

$$S_c = c_2 \cdot \frac{p}{p_0} (Z_a - Z_b)^{-\frac{1}{6}} (t_a - t_y) V_b \dots\dots\dots (5)$$

Genom samtidiga mätningar av fuktighetsutbytet och fuktighetsgradienten över snö har c_1 kunnat bestämmas bl.a. vid Central Sierra Snow Laboratory, CSSL, (Snow Hydrology) och vid Weissfluhjoch (Quervain, 1949). Om smältvattnet anges i mm vp per 6 tim., vinden i m/s, trycket i mm Hg och höjderna över snöytan i m erhålles följande värden:

CSSL	$c_1 = 0,049$
Weissflj.	$c_1 = 0,069$

Det konvektiva energiutbytet kan inte mätas direkt, utan det framgår endast som en restterm. Genom att korrelera denna med temperaturdifferens och vindstyrka har man erhållit följande värden:

CSSL	$c_2 = 0,0069$
Sverdrup (1936)	$c_2 = 0,024$

I Snow Hydrology anses det förstnämnda värdet på c_2 säkrast bestämt. Insättes instrumenthöjden 1,0 m för temperatur och fuktighet och 6 m för vindobservationen och om lufttryckskorrekturen försummas erhålles:

$$S_{k+c} = 0,743v [0,05 (e - 4,58) + 0,007 t] \quad \text{mm vp per 6 tim.}$$

eller $S_{k+c} = v [0,0052 t + 0,0072 (e - 4,58)] \quad \text{mm vp per 6 tim.}$

Light (1941) har härlett en ekvation för beräkning av snösmältning orsakad av konvektion och kondensation. Han har utgått ifrån Sverdrups (1936) teoretiska formel, som förutsätter att vindhastigheter fördelar sig logaritmiskt med höjden. Vid Fraser-undersökningarna (Gartska m.fl., 1958) kunde man visa att ett sådant samband låter sig förena med observationerna.

Ekvationerna lyder:

$$Q_c = \frac{C_p \cdot \rho k_o^2}{\ln(a/z_o) \cdot \ln(b/z_o)} V_b (t_a - t_y) ;$$

$$Q_k = \frac{0,622 \rho k_o^2}{\rho \ln(a/z_o) \cdot \ln(b/z_o)} V_b (e_a - e_y) ;$$

där Q_c och Q_k är energiutbytet genom konvektion resp. utbyte av vattenånga (kondensation el. avdunstning), C_p luftens spec.värme vid konst. tryck = 0,24, ρ = luftens täthet, k_o von Karmáns konstant = 0,38, V_b = vindstyrkan på höjden b , t_a = lufttemperaturen på höjden a , t_y = snöytans temperatur, e_a = luftens ång-

tryck på höjden a , e_y = mättnadstrycket vid snöytan, $z_0 = 0,25$ är en "skrovlighetsparameter". Alla storheter är uttryckta i cgs-enheter, lufttemperaturen i $^{\circ}\text{C}$ och trycket i mb.

För smältande snö gäller $t_y = 0$ och $e_y = 6,11$ mb.

Insättes dessa värden erhålles följande uttryck på smältningsintensiteten S , om man även tar hänsyn till kondensatet:

$$S = \frac{k_0^2 \cdot Q}{80 \ln(a/z_0) \ln(b/z_0)} \cdot V_b \left[C_p t_a + (e_a - 6,11 \frac{423}{p}) \right]$$

Denna formel får betraktas som approximativ och bör användas endast när mätningar i flera nivåer ej står tillbuds. Särskilt vid låga vindstyrkor ger den osäkra värden, framhåller Light (1941). Om vinden mätes på 50 fots höjd samt temperatur och fuktighet på 10 fot kan ekvationen för smältningen S , uttryckt i tum vattenpelare per 6 tim., skrivas sålunda:

$$S = V \left[0,00184 (t - 32) 10^{-0,0000156h} + 0,00578 (e - 6,11) \right]$$

där V är uttryckt i miles per tim., t i $^{\circ}\text{F}$, e i mb och h är stationens höjd över havet i fot.

Om i stället vinden mäts på 20 fots (= 6 m) höjd samt temperatur och fuktighet på 5 fot (1,5 m) skall en multiplikationsfaktor på $1,12 \cdot 1,10 = 1,23$ användas (Linsley m.fl., 1949).

Om man utesluter bergsområden kan faktorn $10^{-0,0000156h}$ försummas. Efter förenkling (Gartska m.fl., 1958) erhålles, om S uttryckes i mm smältvatten per 6 timmar:

$$S = V \left[0,130 t + 0,538 (e - 4,58) \right] \dots\dots\dots (6)$$

där V är vindstyrkan på 6 meters höjd i m/s samt t och e luftens temperatur och ångtryck i $^{\circ}\text{C}$ resp. mm Hg på 1,5 meters höjd. Denna formel gäller för avsmältningen från en vidsträckt plan, öppen snöyta, orsakad av konvektion och kondensation. Den kan inte användas direkt för avsmältningen från skogsmark beroende dels på att snöytans "skrovlighet" är varierande i skogen - ehuru alltid större än över ett jämnt snöfält -, dels på att träden nedsätter vinden och det turbulenta utbytet. Men man kan anbringa en empirisk korrektionsfaktor F , som beror på områdets karaktär. F bör vara < 1 , och undersökningar i USA (Gartska, 1958, Light, 1941) har givit som resultat värden på F mellan 0,5 och 0,95 för olika skogsområden.

I Snow Hydrology framförs den åsikten att koefficienterna i Lights ekvation är för höga. Bl.a. är Lights ekvation otillfredsställande i det avseendet att energiutbytet blir noll när vindstyrkan är noll, då dock ett utbyte, ehuru litet, sker genom diffusion och ibland även genom konvektion.

Andra vindfunktioner har också föreslagits, vilka ger ett visst utbyte vid vindstilla t.ex. följande av Wallén (1928):

$$Q_c = 0,5 \left(1 + \frac{v}{10}\right)(t - t_y) ;$$

$$Q_k = 1,3 \left(1 + \frac{v}{10}\right)(e_y - e) ;$$

där Q_c och Q_k betecknar energiutbytet i cal/cm²·tim och v , t och e anges i miles/t, °F resp. mb.

Som framgår bl.a. av det nyss genomgångna är teorin för värme- och fuktighetsutbytet mellan snötäcke och luft komplicerad. Men vid approximativa beräkningar kan man nöja sig med enklare formler. Värmeutbytet kan t.ex. beräknas enligt följande formel:

$$Q_c = f(v) \cdot (t_L - t_S)$$

där $f(v)$ är en funktion av vindstyrkan, som kan anges med uttrycket $a \cdot v^n$ eller $a(1 - bv)$, där a är en empirisk konstant som bl.a. beror på de använda enheterna och n anges med värden mellan 0,8 och 1, och b med exempelvis 0,6 (Snow Hydrology, 1956). t_S är noll vid smältande snö och t_L är lufttemperaturen på vanlig instrumenthöjd.

För beräkning av de energimängder, Q_k , som omsätts vid kondensation eller avdunstning på smältande snö kan även ovanstående formel användas med den skillnaden att temperaturdifferensen ersätts med motsvarande i fuktighetstryck:

$$Q_k = L \cdot f(v) \cdot (e - 6,11)$$

och där L är vattnets latent värme.

Avdunstning från snötäcket innebär en förlust av både vatten (i form av vattenånga) och energi. Den ingår som en post i såväl energihushållningen som vattenhushållningen.

När fuktighetstrycket vid snöytan, e_y , är större än fuktighets-
trycket i luften ovanför, e , försiggår avdunstning från snön.
Avdunstningen kan äga rum inte bara från snöytan utan också, när
snön är lucker, från hela de ytligare snöskikten. Avdunstningen
kan då bli större, eftersom snökornen kan omströmmas av luften.
Den kan även förhöjas i nyfallen snö på grund av att snökristal-
lerna där ofta är särskilt spetsiga och förgrenade.

Vid avdunstningen bindes vissa värmemängder, motsvarande isens
latent värme (677 cal/g). För avdunstning av en nollgradig snö-
mängd motsvarande 10 mm vattenhöjd erfordras således ett energi-
tillskott av 677 cal per cm^2 snöyta.

Avdunstningen uppmätes i regel genom successiva vägningar av snö-
fyllda skålar.

Trabert (Quervain och Zingg, 1952) har ställt upp följande em-
piriska formel för snöavdunstningen:

$$E \text{ (g/m}^2 \cdot \text{tim)} = k \cdot \frac{t_L \text{ (grader C)}}{273} \cdot \sqrt{\frac{p_0}{p}} \cdot \sqrt{V \text{ (m/s)}} \cdot (e_y - e) \text{ (mm Hg)};$$

där p_0 och p är normalt resp. rådande lufttryck.

Konstanten k bestämdes empiriskt till 27 på försöksfältet i
Davos på 2540 meters höjd vid vindstyrkor på 0,7-3 m/s. Tempera-
tur och fuktighet mättes 1,5 m över snön. För topplägen erhöles
något högre värden på k . e_y erhålles ur snöytans temperatur, vil-
ken dock är svår att bestämma vid minusgrader. Men, när snön är
våt, är dess temperatur noll grader och $e_y = 4,58$ mm Hg.

Dock kan smältpunkten sänkas något genom föroreningar, och vid
stark instrålning kan snöytan överdras av ett tunt vattenskikt,
vars yta kan antaga plusgrader. Vid stark avdunstning och utstrål-
ning kan snöytan uttorkas och avkylas. Dessa förhållanden torde
dock vara av mindre betydelse.

Quervain och Zingg fann att avdunstningen från våt snö var obe-
roende av ytans nedsmutsning och av större eller mindre solex-
ponering. Olikheter i avdunstningen åstadkommes genom olika yt-

... ..
... ..
... ..
... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..
... ..

... ..
... ..

... ..
... ..
... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..
... ..
... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..
... ..

temperaturer. Is som har större värmeledningsförmåga än snö avkyles inte så lätt på ytan som en snöyta, och får därför större avdunstning. Williams (1959) har jämfört avdunstning uppmätt med skålar i östra Canada med beräkningar enligt formeln:

$$E \text{ (g/cm}^2 \cdot \text{min)} = 0,00011 \cdot d_L \cdot V (e_y - e) \text{ (mb)} ;$$

där d_L är luftens täthet i g/cm³ och V medelvindstyrkan beräknad ur timvärden i cm/s. e_y har tagits som luftens mättnadstryck vid temperaturen i termometerburen, vilken antages vara densamma som snöytans.

Formeln utgör en förenkling av en ekvation uppställd av Sverdrup. Överensstämmelsen mellan beräknad och uppmätt avdunstning uppges vara mycket god.

Williams konstaterar också att avdunstningen är mindre från en nordsluttning än från en sydsluttning.

Quervain (1949) fann att snöavdunstningen på Weissfluhjoch under tiden januari - april 1947 var 36 mm vp i sol men endast 10 mm i skuggan. Under en dag med mycket intensiv instrålning (740 cal/cm²), rel. fuktighet 55 %, vind 1,5 m/s och snötemperaturen omkring -4°C uppmätte han en avdunstning på 1,3 mm vp i sol mot 0,6 mm vp i skugga.

Kaiteras (1948) mätningar i Finland visade att vindskyddade platser t.ex. i skog ger lägre avdunstning.

Detta överensstämmer med mätningar av West och Knoerr (1959), vilka har uppmätt följande värden på snöavdunstningen 1958 i Sierra Nevada i Californien dels under barrträd och dels i en skogsglänta:

	skog mm vp	glänta mm vp
Feb.	5	23
Mars	12	45
April (låg rel. fukt.)	90	125
Maj	-10	27
Juni	-12	-7
Summa Feb. - Juni	85	213

Den lägre skogsavdunstningen torde betingas av mindre instrålning och lägre vindstyrka.

Vissa forskare såsom Craft (1944, p.334) uppger att det inte finns någon mätbar skillnad mellan avdunstningen från skuggad eller solbelyst snö. Detta torde hänga samman med att mätningarna utförts med våt nollgradig snö, eljest torde avdunstningen bli större från solbelyst torr snö, eftersom denna då får högre temperatur.

Quervain och Zingg (1952) anger följande normalvärden på snöavdunstningen i Davos:

	sol mm vp	skugga mm vp
Jan.	4	1
Febr.	5	1
Mars	10	4
April	15	7
Maj	13	5
Juni	-5	-6

1.4.1.3 Regn. Värmeledning från marken

Snötäcket kan tillföras energi genom regn. Den tillförda energimängden, Q_p bestäms av uttrycket:

$$Q_p = P_r (t_p - t_y) \cdot c ;$$

där Q_p är uttryckt i $\text{cal/cm}^2 \cdot \text{min.}$, regnintensiteten P_r i cm vp/min. samt regnets och snöns temperaturer, t_p och t_y , i $^{\circ}\text{C}$.
 $c = \text{vattnets spec. värme} = 1.$

Regnets temperatur kan sättas lika med fukttemperaturen, men eftersom luften oftast är nära mättad vid regn kan lufttemperaturen med fördel användas i stället. För smältande snö blir då energitillförseln:

$$Q_p = P_r t_L ;$$

Denna värmemängd kan åstadkomma $\frac{P_r t_L}{8}$ mm smältvatten och om regnmängden inräknas erhålles följande vattenkvantitet:

$$S_p = P_r + \frac{P_r t_L}{80} \quad (\text{mm vp})$$

där regnet anges i mm vp.

20 mm regn av temperaturen $+4^{\circ}\text{C}$ förmår sålunda smälta endast 1 mm vattenpelare. Det framgår härav, att den av regnet åstadkomna smältningen kan försummas i jämförelse med regnmängderna. Men är snön nerkyld till minusgrader kan regnet verksamt bidra till att temperaturen höjes till noll. Genom regnvattnets tillfrysning i snön frigöres nämligen 8 cal/cm^2 för varje mm regn. En mm nollgradigt regn kan således höja temperaturen från -4° till noll hos ett snötäcke med vattenvärdet 40 mm.

Regndropparnas rörelseenergi är för liten för att vara av någon betydelse i energihushållningen.

Omsnötäcket är mäktigt i förhållande till regnmängden och snötemperaturen $< 0^{\circ}\text{C}$, kommer regnet att frysa till i snön eller att kvarhållas kapillärt bundet i snön; således ökar på detta sätt snöns spec. vikt.

$$s_2 = \frac{d_1 s_1 + P_r}{s_2} ;$$

där index 1 och 2 betecknar före resp. efter regnet och P_r = regnmängden i cm vp, s = snödjupet i cm och d = spec. vikten i g/cm^3 .

Men snöns hoppackning under regn beror dessutom på:

1. Regndropparnas rörelseenergi vid nedslaget.
2. Regnvattnets tyngd inne i snön.
3. Ändring i kristallformerna.

Snötäckets energiutbyte med underliggande mark, Q_M , är proportionell mot den vertikala temperaturgradienten i marken, $\frac{dt}{dz}$, och mot markens temperaturledningsförmåga, k .

$$Q_M = k \frac{dt}{dz} ;$$

Energitransporten kan gå i båda riktningarna beroende på temperaturdifferenserna.

När snön faller på otjälad mark - i allmänhet tidigt på hösten eller sent på våren - tillföres snön värme från marken, vilket kan orsaka avsmältning från snötäckets undersida. När snön vilar på tjälad mark, kan avsmältning inte ske underifrån. Tjälen tinas i regel upp både under- och ovanifrån samtidigt.

När snötäcket är tunt, kan solstrålningen ibland delvis genomtränga det och uppvärma marken, som i sin tur kan förorsaka avsmältning underifrån.

Markens temperaturledningsförmåga, k , varierar med jordarten och fuktighetshalten. I Snow Hydrology anges ett maximivärde på energitillförseln från marken på $6,3 \text{ cal/cm}^2 \text{ dag}$ beräknad ur observationer. Detta motsvarar $0,85 \text{ mm}$ smältvatten per dag - en obetydlig mängd. I Ottawa (Gold, 1958) har man dock uppmätt en energitransport på $27 \text{ cal/cm}^2 \text{ dag}$ i genomsnitt under en månad med köldgrader och med snödjup på ca $10\text{-}20 \text{ cm}$. Vid tjockare snötäcke, $20\text{-}30 \text{ cm}$, var energitillförseln från marken endast $6 \text{ cal/cm}^2 \text{ dag}$ i genomsnitt under ett par månader. Dessa energimängder kan i allmänhet försummas i jämförelse med de andra posterna i snötäckets energihushållning.

1.4.1.4 Snötäckets energitvåbytte med omgivningen. Sammanfattning.

Snötäcket karakteriseras med hänsyn till energihushållningen framförallt av att dess temperatur inte kan överstiga noll grader samt att det har ett högt albedo med avseende på solstrålningen. Relativt stora energimängder åtgår för smältningen. I jämförelse med bar mark har det därför en avkylande effekt på luften under pågående smältning. Men snötäcket skyddar sig självt mot stark avkylning vid låga lufttemperaturer genom sin dåliga värmeledningsförmåga. På grund av denna blir snöns ytemperatur lägre än på barmark och därigenom utsänder den mindre långvågig strålningsenergi nattetid än barmark. Mot slutet av en klar natt har snön inställt sig i dynamisk jämvikt med omgivningen.

Det finns exempel på att den långvågiga nattliga utstrålningen har gett snöytan 15 grader lägre temperatur än luften (Quervain,

1. The first part of the report is devoted to a general description of the project and its objectives. It also includes a brief review of the literature on the subject.

2. The second part of the report describes the methodology used in the study. This includes a detailed description of the experimental design, the subjects, and the data collection procedures.

3. The third part of the report presents the results of the study. This includes a description of the data, a summary of the findings, and a discussion of the implications of the results. The results show that there is a significant difference between the two groups, and that the treatment group performed better than the control group.

4. The fourth part of the report discusses the limitations of the study and suggests directions for future research.

5. The fifth part of the report is a conclusion. It summarizes the main findings of the study and reiterates the importance of the research. The conclusion also includes a statement about the limitations of the study and a suggestion for future research.

6. The final part of the report is a list of references. This includes a list of all the sources used in the study, including books, articles, and websites.

1949). Intensiteten i den långvågiga (nattliga) utstrålningen från snön bestäms av det turbulenta energitbytet med luften. Från snön själv tas relativt små energimängder. När lufttemperaturen går över noll är den turbulenta energitransporten ej längre en kompensation för strålningsförluster, utan oberoende av strålningen. Det finns inte heller någon övre gräns för denna transport till snön.

Det här anförda gäller i stort sett för energitbytet över öppen relativt plan mark. I skog och i kuperad mark blir förhållandena mer komplicerade.

I en norrsluttning t.ex. börjar snön inte smälta förrän fukttemperaturen går över noll, medan i en södersluttning med lutning överstigande 5° , smältning kan pågå under klara dagar även vid minusgrader. I barrskogarna råder speciella förhållanden. Vinden nedsättes och temperaturextremer dämpas. Marken skuggas av barrträden, men dessa reflekterar även en del av strålningen mot snötäcket.

1.4.2 Snötäckets mognad. Flytande vatten i snön

Ett snötäckes mognad hänger samman med dess halt av flytande vatten. Innan den smältande snön kan avge nämnvärda mängder vatten måste både kristallerna och "gittret" undergå en förändring, oberoende om vattnet kommer från smältande snö eller regn, innebärande att kristallerna övergår till enstaka osymmetriska "kristall"-korn.

Om värmetillförseln fortsätter, ökar porositeten, de kapillära krafterna minskar, och mycket vatten, som tidigare bundits, frigöres.

Ett moget snötäcke är enligt definitionen (Manual, U.S. Corps of Engineers, 1960) så mättat med flytande vatten, att det omedelbart avger smältvatten vid ett litet energitillskott, under förutsättning av fri dränering. Mera flytande vatten kan då inte magasineras i snötäcket, vid fri dränering, annat än temporärt i form av sjunkvatten på väg nedåt.

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{1}{\rho} \right) = - \frac{1}{\rho^2} \frac{d\rho}{dt} = - \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) \right)$$

Flera forskare har tidigare försökt ange ett snötäcke som moget, när dess spec. vikt överskrider ett visst värde. Men i enlighet med definitionen kan ett snötäcke uppnå mognad vid olika stadier i sin omvandling och vid olika specifika vikt beroende på dess av strukturen avhängiga för tillfället rådande maximala vattenhållande förmåga.

Snöns förmåga att magasinera flytande vatten är således varierande. När snötäcket har en temperatur under noll kan det inte alls innehålla vatten i flytande form, men när dess temperatur stigit till noll kan vatten förekomma.

Vid fri dränering kan ett smältande snötäcke permanent binda vissa vattenkvantiteter genom inverkan av kapilläritet och ytspänning. De vattenmängder som kan bindas genom ytspänningen är proportionella mot snökristallernas eller snökornens sammanlagda yta. Dessa mängder är därför relativt stora vid nyfallen snö med i regel mycket förgrenade snökristaller. Kapilläriteten är däremot låg - porerna är för stora för de kapillära krafterna. De kapillärt bundna vattenmängderna blir större ju finkornigare och mera packad snön är, medan ytspänningskapaciteten då blir lägre. Utöver dessa vattenmängder kan det förekomma vatten på väg nedåt genom snön, s.k. sjunkvatten. Förhindras fri dränering kan snötäcket vattendränkas, d.v.s. alla porer fylles med vatten. Vi har då stöp.

I litteraturen finns mycket skiftande uppgifter på snötäckets maximala förmåga att permanent binda vatten vid fri dränering. Denna förmåga varierar som ovan anförts med snötäckets struktur, men det finns anledning tro att vissa forskare försummat att sörja för fri dränering och därför fått för höga värden, t.ex. Horton (1936).

Enligt Gerdels (1949) noggranna undersökningar är den vattenhållande förmågan vid fri dränering följande:

nyfallen snö med spec. vikt 0,1	vikts proc. 1,5 - 5,0 %
gammal snö " " " 0,38	0,4 - 5,9 %

Men Gerdel (1954) ger också exempel på hur nyfallen snö (spec. vikt 0,10) temporärt kan kvarhålla 12,8 - 19,3 % vatten efter ett regn vid fri dränering. Efter 4 timmar återstod dock endast 1,5 - 5,0 %, resten hade dränerats.

Snötäckets förmåga att binda flytande vatten är tydligen relativt liten vid fri dränering, särskilt gäller detta gammal grovkornig snö.

Approximativt gäller att ca 4 viktsprocent vatten fordras för snötäckets mognad, för att mätta snön med flytande vatten. Dessutom kan man räkna med att ungefär 4 viktsprocent vatten är på väg ned genom snötäcket. När smältningen upphört dräneras så småningom dessa 4 %. Dessa senare kvantiteter, liksom tiden för slutlig dränering efter smältningens upphörande, beror på snöns vattengenomsläpplighet.

Flytande vatten kan röra sig inom snötäcket genom inverkan av tyngdkraften och kapillära krafter. När snötäcket mättats kapillärt rör sig vattnet endast genom inverkan av tyngden.

Snötäckets vattengenomsläpplighet kan definieras på två sätt:

1. som den vattenmängd, som tränger genom en snöyta under en given tryckdifferens.
2. som regn- eller smältvattnets nedsippringshastighet genom snön.

I det första fallet är det fråga om förhållanden, när alla porer är fyllda av vatten, i det andra fallet innehåller snötäcket vissa vattenkvantiteter på väg nedåt utöver den maximalt bundna mängden vid fri dränering, men porerna är ej fullständigt fyllda med vatten. Nysnö har låg nedsippringshastighet men gammal grovkornig snö har högre. Himmel (1950), (citerat från Miller, 1955), har uppmätt en hastighet på 6 cm/min = 180 cm/tim i gammal snö. Smältvattnets nedträngande beror dock mycket på förekomsten av skarskikt. Skarskikten kan vara av olika slag (Seligman, 1936):

1. hårda eller mjuka och packade men genomsläppliga - smältvattnet rinner utmed och inne i dessa skikt,

2. ogenomsläppliga (ex. isskikt) - smältvattnet rinner ovanpå skaren och ökar dess tjocklek vid köldgrader,
3. upptöade och luckra - smältvattnet rinner rätt igenom.

När väl vertikala dräneringskanaler utbildats i snötäcket "faller" smältvattnet snabbt genom dessa, och eventuellt kan det bredda ut sig i sidled på lägre nivåer (Paulcke, 1938).

Ibland kan ett inre skarskikt ett tag verka som ett ogenomsläppligt skikt, för att senare bli en huvudsaklig dräneringszon, när isbindningarna mellan de större kornen (iskristallerna) brutits ned.

På plan mark utvecklas huvudsakligen vertikala dräneringsrör. I sluttningar huvudsakligen markparallella dräneringsskikt. När smältningen upphört och vattnet dränerats sjunker snöytan ihop över dräneringsrören.

Efter det att ett skarskikt bildats vid ytan, fortsätter nedsippningen av smältvatten endast så länge som tyngden av smältvattnet kan övervinna de kapillära krafterna mellan snökristallerna. Därefter upphör perkolationen, till dess påföljande dags smältning börjar igen vid ytan, då smältvattnet snabbt övervinner de kapillära krafterna. Smältningen i snöytan tycks ofta fortgå oberoende av det nattliga skarskiktets tjocklek, beroende på sprickor i skaren, där smältvattnet kan tränga ned. Skarskiktet vid ytan blir dock i regel relativt tunt under natten.

1.4.3 Produktionen av smältvatten

Snötäckets energihushållning kan sammanfattas sålunda (i huvudsak enligt Wilson, 1941):

1. Energiförbrukningen för att höja temperaturen hos torr snö till noll grader är ringa i jämförelse med energimängderna för smältning av samma kvantitet snö.
2. Ett moget snötäcke är så mättat med flytande vatten, att det omedelbart avger smältvatten vid ett litet energitillskott vid fri dränering.

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

... ..
... ..
... ..

3. Energiförbrukningen vid produktionen av smältvatten varierar beroende på andelen flytande vatten i snön.
4. Det väsentliga energiutbytet äger rum vid snöytan.
 - a. Energiabsorptionen bestäms helt av nettoenergitillförseln men
 - b. energiförlusten från snöns yta begränsas av snöns låga värmeledningsförmåga.
5. Den relativa betydelsen av de olika energihushållningsprocesserna framgår av följande tabell enligt Wilson, där energikvantiteterna omvandlats till mm smältvatten per dygn från nollgradig ursprungligen torr snö.

Process	Extrema förhållanden	cm vp/dag
<u>Energitillförsel</u>		
Konvektion	$t = 20^{\circ}\text{C}$ $V = 9 \text{ m/s}$	7,5
Kondensation	$t_d = 16^{\circ}\text{C}$ $V = 9 \text{ m/s}$	7,5
Nettoabsorption av strålning	Hög fuktighet, mulet nattetid	2,5
Varmt regn	100 mm av temp 10°C	1,3
Ledning från marken Nysnö		0,3
<u>Energiförluster</u>		
Nettoutstrålning	Mycket torr luft och klart	2,5
Avdunstning	$t = 7^{\circ}\text{C}$, $t_d = -12^{\circ}\text{C}$ $V = 9 \text{ m/s}$	2,0
Konvektion	$t = 0^{\circ}\text{C}$, ofta hög instrålning	0,3
Ledning till marken Tjäle		0,3
Här är t_d = luftens daggpunkt.		

Sokolovsky (1948) har genom liknande överslagsberäkningar beräknat maximivärden på avsmältningen i Ryssland (lat. $50-65^{\circ}\text{N}$), och det kan ha sitt intresse att redovisa resultaten här. För infallande solstrålning har han använt formeln

$$I = I_0 p^m \sin h$$

där I_0 , solarkonstanten, sättes $= 1,95 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ och p , transparensen i luften $= 0,77$; h är solhöjden och den optiska våglängden är $m = \frac{1}{\sin h}$.

Maximalvärdet på I blir då $1,01 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ på latitud 55°N och $0,99 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$ på lat. 65°N . Detta ger $I_{\text{max}} = \text{ca } 7,5 \text{ mm vp/tim}$ eller, om albedot sättes $\alpha = 50 \%$, $3,7 \text{ mm vp/tim}$

för den maximala avsmältningen orsakad av solstrålning.

För det konvektiva energiutbytet använder Sokolovsky Deviks formel:

$$K = 0,007 T \sqrt{v + 0,3} (t_L - t_y) \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{tim}$$

där t_L är dygnets max. temp. i $^{\circ}\text{C}$, T den absoluta temperaturen i $^{\circ}\text{K}$, och v vindstyrkan i m/s. För smältande snö kan formeln förenklas till:

$$K = 1,9 \sqrt{v + 0,3} t_L \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{tim}$$

Med $t_L = 20^{\circ}\text{C}$ och $v = 3,0$ m/s, vilka anses vara extremvärden för Ryssland, erhålles:

$$K_{\text{max}} = 8,6 \text{ mm vp/tim}$$

Övriga former av energiutbytet försummas av Sokolovsky i dessa överslagsberäkningar.

Här är att märka, både beträffande Wilsons och Sokolovskys beräkningar, att de olika energiprocesserna inte är helt oberoende av varandra. Vid hög avdunstning (torr, rel. varm luft) sker t.ex. samtidigt en intensiv energitillförsel genom konvektion; och höga energiförluster genom konvektion sker vanligen vid klart väder, då instrålningen är hög. Man kan således inte utan vidare addera de olika maximibeloppen.

Genom snöns låga värmeledningsförmåga begränsas också dess energiförluster till endast 5 à 20 cal/cm² och dag utöver vad som tillföres utifrån.

Hastigheten i själva fasförändringen bestäms av energihushållningen, men den hastighet varmed smältvattnet avgår från snön är först mindre och senare större än vad som svarar mot energitillförseln. Detta beror på att i början större delen av energin åtgår för att smälta de ca 4 % vatten, som binds kapillärt i snötäcket, innan det har mättats till mognad. Senare, efter mognaden, frigörs de tidigare bundna vattenkvantiteterna i samband med fortsatt smältning och lämnar snötäcket tillsammans med det nybildade smältvattnet. Allt under förutsättning att fri dränering ej hindras.

I följande tabell har några observerade värden på stor avsmältning upptagits.

Exempel på höga observerade värden på snöavsmältning.

	Avsmältning	motsvarar	
		mm vp per tim	per dygn
Sokolovsky (1948): max avsmältning i Ryssland			
åker	109 mm vp per dygn	4,9	109
trädgård	150 " " " "	6,3	150
"	9,7 " " " tim	9,7	
Kaitera (1948): max avsmältning i Finland			
skog	170 mm vp per 5 dygn	1,4	34
"	220 " " " 10 "	0,9	22
"	284 " " " 15 "	0,8	19
Miller (1955): hög avsmältning i Sierra Nevada, Californien			
öppen mark	38 mm vp per dygn	1,6	38
barrskog	25 " " " "	1,0	25

Sokolovskys värden är anmärkningsvärt höga, men kan inte betecknas som orimliga.

1.5 Vegetationens och markens inverkan på smältvattnet

De topografiska förhållandena har givetvis en stor inverkan på snötäcket och dess avsmältning. Men vid de försöksfält, som föreliggande undersökning omfattar, är nivåskillnaderna relativt små och det största inflytandet är att hänföra till skogen och tjälförhållandena.

1.5.1 Skogens inverkan på snöackumulering och avsmältning

Det är en gammal erfarenhet att snötäcket är ojämnt fördelat i skogen med avseende på både snödjup, vattenvärde och spec. vikt. Man vet också att snötäcket är olika i skog mot på öppen mark. Däremot har meningarna stundom gått isär, när det gällt, var man finner det mäktigaste snötäcket.

Orsakerna härtill torde vara att mätningar utförts i skogar med olika trädbestånd, ålder och täthet och under år med skilda väderleksförhållanden samt ibland under ackumuleringsperioden, ibland under avsmältningsperioden.

Seppänens (1961), Rakhmanovs (1956, 1957) och Millers (1955) med fleras undersökningar har dock otvetydigt visat, att snötäckets mäktighet och vattenvärde under ackumulationstiden är störst i gläntor, därefter i gles skog, på öppen mark och i normalt tät skog i ordning, för att vara minst i tätare skog. Men under avsmältningen blir det under större delen av smältperioden mer snö kvar i den tätare skogen, mindre i gles skog och minst på öppen mark, där snön försvinner först.

Snötäckets mäktighet

	ackumulationstiden	avsmältningstiden
störst	gläntor	tät skog
	gles skog	
	öppen mark	gles skog
	normal skog	
minst	tät skog	öppen mark

Mot slutet av smältperioden ligger dock oftast mer snö kvar i de glesare delarna och barmark förekommer mer i de tätare delarna av skogen. Snön ligger ofta längst i vissa gläntor, i regel sådana med diametrar 2 à 3 gånger trädhöjden (Goodell, 1959 p.52, Anderson et al., 1958 p.48). Ligger snön kvar långt fram på säsongen, då solen stigit högre, förblir den i regel längst i gläntor med diameter mindre än trädhöjden.

Skillnaderna i snöackumulationen mellan skog och öppen mark hänger samman med:

1. skillnader i lufttemperatur och andra meteorologiska element,
2. interceptionen av regn och snö, vilken beror på skogens art, täthet och ålder,
3. turbulensen, orsakad av träd eller trädgrupper,
4. tidigare tjälning på öppen mark än i skog, varmed sammanhänger,

5. att permanent snötäcke bildas tidigare på öppen mark än i skog,
6. den långsammare avsmältningen i skogen samt med
7. att snö, isbitar och vattendroppar faller till marken från träden.

Ett par belysande exempel på jämförande mätningar skall här ges. Seppänen (1961) har funnit följande värden på snöackumuleringen i Finland den 16/12 i medeltal under åren 1952-60 i tallskog. De utgör medeltal av ett stort antal mätpunkter och kan anses representativa för ackumuleringsperioden även för tallskog i Sverige. I tabellen anges dels absolutvärden dels relativvärden i förhållande till öppen mark (100%).

Snöackumuleringen i Finland vintertid.

Medelvärden 1952 - 60 , 16/12

	snödjup		spec.vikt		vattenvärde	
	cm	%		%	mm	%
öppen mark	53	100	0,206	100	110	100
skogsgläntor	58	109	205	99	118	108
tallskog gles	55	103	203	98	111	101
" ganska "	54	101	202	98	108	99
" normal	52	98	201	97	104	95
" ganska tät	50	94	202	98	100	92
" mycket "	46	86	212	101	95	86

Det framgår av tabellen att snöackumulationen är störst i gläntorna i skogen samt i gles tallskog. I tätare skog däremot är ackumulationen lägre än på öppen mark - särskilt gäller detta för granskog, enligt en annan av Seppänens undersökningar. Till liknande resultat har även Kaitera (1939) kommit.

Om våren under avsmältningen blir snötäcket däremot så småningom i regel mäktigare i skogen i förhållande till på öppen mark. Detta bekräftas bl.a. av Rakhmanovs (1956) mätningar i Ryssland och Sibirien. Han fann att snöackumulationen i barrskog vid slutet av vintern var i genomsnitt 11% större än på öppen mark. Särskilt under vintrar med täta väderleksomslag (töperioder)

var ackumuleringen större i barrskogen (upp till 29%).

På grund av interceptionen, kvarhålls en del av snön i trädtöpar och grenar och en viss del därav avdunstar därifrån. Interceptionen är störst i täta granskogar. Den förklarar därför, varför ackumuleringen är mindre särskilt i tät skog än på öppen mark under vintern.

Under töperioder däremot är lufttemperaturen i allmänhet lägre i skogen än på fält. Vid omslag från kall väderlek till varmare retirerar den kalla luften först från öppna platser men stannar kvar relativt längre i skogarna, som gör större motstånd mot luftrörelser. Den framträngande varmare luften, som är lättare, undantränger ej den kalla ur skogarna utan glider ovanpå. Ju tätare och större skogarna är, desto längre stannar den kalla luften kvar i dem och skyddas därigenom snötäcket mot avsmältning. Snön smälter därför snabbare bort på öppen mark. Härtill bidrar också den större instrålningen liksom även den större avdunstningen på fälten på grund av starkare vind, särskilt vid låg relativ fuktighet. Skillnaden i snöns försvinnande kan variera från 1 à 2 dagar till flera veckor, beroende på väderleken. Störst blir skillnaden vid högtryckssituationer, då snön ligger kvar längre i skogen.

Vad är anledningen till att det samlas mer snö i gläntorna? I början av vintern tjälas marken i gläntor och glesare partier före de tätare delarna i skogen. Energiflödet underifrån blir då obetydligt, och smältning underifrån äger ej rum. Ett permanent snötäcke bildas därför tidigare i de glesare delarna. En annan orsak är att söka i de dynamiska förhållandena i luftströmningarna.

Bl.a. Pfeiffer (1938, p.289) (citerat från Seppänen, 1961) har med rökförsök visat, att en luftströmning över trädkronorna strömmar med lägre hastighet över glesare skog än över tätare. Därför blir lufttrycket lägre över den tätare skogen (Bernoullis lag), vilket leder till att luft nära marken pressas ut ur de glesare delarna mot de tätare, och luft sugas ned i gläntorna.

På grund av denna turbulens sker en anhopning av snö i gläntorna vid snöfall.

En intressant undersökning av Miller (1955) från ett område med stor instrålning skall här beröras. Han har undersökt snöns energihushållning inom Sierra Nevada-bergens barrskogsområde i Californien. Områdets medelhöjd är 2500 m.

Den kortvågiga strålningen där absorberades av snö och barrträd. Snöns albedo var 50 % eller mindre under smältsäsongen. Miller konstaterade att solstrålningen fångades in av tallkronorna. Den strålning, som trängde igenom, kom till stor del ej ut igen; den reflekterades i stället flera gånger och absorberades av grenar m.m. och av snön. De uppvärmda barren och grenarna blev därigenom mycket effektiva i att uppvärma luften, och dygnsmax. kunde uppgå till $+4^{\circ},4$ på vintern och $+15^{\circ}$ på våren. Luftens uppvärmning ägde sålunda rum på en viss höjd ovan marken. Dagens max.temperatur bestämdes därför av skogens strålningsabsorption. Detta framförallt i högtryckssituationer med subsidens, då energitransport uppåt hämmades, liksom även nedåt på grund av stabilitet i skiktningen. Endast turbulensvirvlar, genererade ovan trädkronorna sörjde för visst utbyte.

Den nattliga utstrålningens avkylande effekt var mindre på våren, då i stället en del smältvatten återfryste.

Miller konstaterade att snön i skogen, även gles, skyddade mot stora nettoförluster genom långvågig strålning, på grund av att barren särskilt på dagen emitterade strålning vid högre temperatur än snön. Nettoförlusten av långvågig strålning var endast $1/2-1/3$ av förlusten från öppna snöfält.

Även genom nattlig kondensation hölls snötemperaturen endast obetydligt under noll på nätterna.

I Sierran har sålunda det klassiska förhållandet med mycket låg temperatur över snöytan på natten och 0°C på dagen ändrats till någon grad minus på natten och åtskilliga plusgrader på dagen. Dygnsamplituden var hög: ca 11°C .

Miller (1955, p.109) har ställt upp följande tabell över energihushållningen under våren i en tallskog i Sierra Nevada mitt på dagen, då solen står som högst, i medeltal under en 5-års period för dagar utan nederbörd.

	Energienhet cal/cm ² · tim
Instrålning, totalt	90
Fördelning av instrålningen	
reflexion från träd	4
" " snö	12
absorption av snö	23
" " träd	51
Fördelning av energiabsorptionen i träden	
till luften genom konvektion	24
transpiration	13
långvågsstrålning, utgående	7
" mot snön	4
fotosyntes och uppvärmning av träden	3

Det framgår här att tallkronorna mycket effektivt överför en stor del av instrålningsenergin till luften, vilket leder till att lufttemperaturen kommer att uppvisa ett maximum i kronhöjd.

Wallén (1928) framhåller dock att granarna inte värmer upp luften lika intensivt som tallarna. Även i övrigt måste förhållandena variera avsevärt med skogsbeståndens egenskaper.

Ångström och Wallén (1938) har konstaterat genom mätningar att barrskogens albedo är 12 % i genomsnitt. De fann även att barrträden reducerade den infallande strålningen till ca 3 % i medeltal och att omkring 85 % absorberades i trädkronorna, oberoende av om det var klart eller mulet. Miller (1955, p.108) uppger att 8 % av den infallande strålningen passerar kronorna medan Sauberer (1937) räknar med att hela 22-40 % passerar trädkronorna.

1.5.2 Tjälens inverkan på smältvattnets infiltration och avrinning.

Infiltrationshastigheten i skogen beror på

a. de totala vattenmängder, som står till buds, samt med vilken

- hastighet de tillförs,
- b. skogsbeståndens slutenhet,
- c. jordarten och dess fuktighetstillstånd samt förekomst av tjäle,
- d. markvegetationen och
- e. djupet till grundvattenytan.

Är hastigheten, varmed smältvatten eller regnvatten tillförs, mindre än infiltrationskapaciteten (maximala infiltrationshastigheten) nedsätts givetvis infiltrationshastigheten. Forsök har visat att infiltrationskapaciteten är upp till 4 gånger större i skog än på kalhyggen. (Kittredge, 1938). Infiltrationen i skog sker ej på bred front utan i vissa kanaler genom rot-dränering och utmed stenar och hållar (Troedsson, 1955). Morän har dock en viss genomsläpplighet genom sina grövre fraktioner, men samtidigt rätt stor förmåga att kvarhålla kapillärsvatten tack vare sin finjordshalt. Av stort intresse för vattenhushållningen i skog är tjälens inverkan på infiltrationskapaciteten. Faktorer som inverkar på tjälbildningen i skogen är

1. lufttemperaturen och dess varaktighet
2. snödjupet
3. markfuktigheten
4. vegetationstyp
5. organiskt material i och på marken.

Ett snötäcke verkar isolerande och skyddar mot djup tjäle. 90 cm:s snö anses totalt förhindra tjälbildning (Bullard, 1956). Även skogen som sådan samt organiskt material såsom löv skyddar i viss mån mot tjäle.

Tjälen förekommer i olika typer. Följande indelning är enligt Bullard (1956).

1. "concrete": små kristaller, islinser; tillsammans med jordpartiklar i en tät bindning,
2. "honeycomb": kristallkorn, porös struktur,
3. "stalaktit": stavformade isnålar under ett tunt jordlager,
4. "granular": spridda kristaller, (början till typ 2).

Typerna 2, 3 och 4 är vattengenomsläppliga, medan concrete-typen är ogenomsläpplig.

Tjälen är ej kontinuerlig i skog; inte heller concrete-typen är kontinuerlig.

Undersökningar (Bullard, 1956) har visat att denna ogenomsläppliga typ täckte endast 6 % av snötäckt yta i gammal barrskog, 24 % i ung barrskog och 73 % på öppen mark men hela 93 % av ytan på undersökningsområdet vid barmark.

Vid stora snödjup är tjäldjupet mindre. Emellertid blir marken oftast tjälad innan snön fallit och tjälens förekomst har sålunda större betydelse än tjälens djup.

Det motstånd, som tjälad mark visar mot vatteninfiltrationen, beror i högre grad på tjälens täthet, som betingas av markens fuktighetstillstånd, när den frös. Tjälens djup inverkar endast på den tid, som behövs för markens fullständiga upptinande. Men det finns marklager där porerna är så stora att fuktigheten inte kan hållas kvar så länge, att den hinner frysa i porerna och därigenom göra marken ogenomsläpplig.

Sammanfattningsvis kan sägas att tjälen i skogen är diskontinuerlig och där den förekommer, är den ofta i viss mån genomsläpplig.

Tjälad skogsmark är därför i sin helhet till en viss grad genomsläpplig, men infiltrationskapaciteten är lägre än för otjälad mark.

Enligt Lyshede (1955) kan dock tjälad mark vara praktiskt taget ogenomsläpplig under de första timmarna med tö.

1.6 Snösmältning och avrinning

1.6.1 Fördröjningen mellan fasomvandling och avgivande av smältvatten

Smältningen, d.v.s. fasomvandlingen is-vatten, äger huvudsakligen rum vid snötäckets yta och omedelbart under. Dess intensitet bestäms av intensiteten i energiutbytet med omgivningen. Till att börja med åtgår det producerade vattnet till att mätta

snötäcket med kapillärt bundet vatten. De energikvantiteter, som åtgår under denna "mognad", beror på snöns termiska kvalité vid processens början och på snötäckets maximala vattenhållande förmåga. Denna motsvarar i regel ca 4 % vatten. Innan dräneringen börjar från botten av snötäcket erfordras ytterligare ca 4 % fritt vatten på väg ned genom snön. Först därefter kan snön avge nämnvärda smältvattenmängder. I och med att en viss del av det vattenmättade snötäcket smälter frigörs inte bara vattenmängder motsvarande de tillförda energibeloppen, utan det tillkommer också det kapillärt bundna vattnet, vilket frigörs. Detta innebär att det blir en tidsförskjutning mellan energitillförsel och smältvattenavrinning. Fördröjningen är givetvis varierande beroende på omständigheterna i de speciella fallen.

Ett exempel typiskt för förhållandena i Norrlands skogsområde får ange vilka energi- och vattenkvantiteter det är fråga om. Om snötäckets medeltemperatur är -2°C och dess vattenvärde 250 mm vp åtgår det 25 cal/cm² för att höja dess temperatur till 0°C . För att smälta de 4 %:en kapillärt bundna vattenmängderna åtgår i detta fall 80 cal/cm² och för att få igång dräneringen vid snötäckets botten, ytterligare 80 cal/cm². Tillsammans åtgår 185 cal/cm², vilket motsvarar en fördröjning av en vattenkvantitet på 23 mm vp. Av denna dräneras upp till 10 mm vp så småningom efter smältningens upphörande, om detta inträffar medan det ännu finns mycket snö kvar.

Köldinnehållet är alltid litet i jämförelse med energin erforderlig för smältning. Detta framgår även av följande sammanställning av observerade värden på snötäckets maximala köldinnehåll.

Snötäckets maximala köldinnehåll:

Sierra Nevada (Miller, 1955)	120 cal/cm ²
Davos (Quervain, 1949)	85 "
Finland (Kerain, 1929)	70 "

Dessa värden kan jämföras med energiåtgången för smältning av 250 mm vp : 2000 cal/cm².

1.6.2 Smältvattnet och avrinningen.

Horton (1938) har ingående behandlat vad som händer med smältvattnet, innan det når fram till något ytvattendrag. Han betraktar en "enhetsremsa" med bredden en meter från vattendelaren ned till närmaste vattendrag vinkelrätt mot höjdkurvorna.

Processerna i kontaktzonen mellan snötäcket och markytan beror bl.a. på markytans infiltrationskapacitet, f mm vp per tim, snösmältningens intensitet, d.v.s. produktionen av fritt vatten, S mm vp per tim och den kapillära stighöjden i snö, h_c cm, samt förhållandet dememellan. Man kan särskilja tre olika fall:

- 1) $f > S$, men det kapillära suget, h_c , från snön är mindre än det nedåtriktade kapillära suget från marken plus smältvattnets tyngd. Detta fall förekommer främst på sandiga jordar och allt smältvatten infiltreras omedelbart. Det bildas då inget skikt av vattendränkt snö närmast marken.
- 2) $f > S$, men det kapillära suget från snön är större än suget från marken plus tyngden av smältvattnet. Ett vattendränkt skikt bildas då närmast marken, där vattnet är bundet av kapillära krafter.

Detta är anledningen till att ett täcke av nysnö, med liten kapilläritet, kan smälta utan att bilda ett vattendränkt skikt, medan ett äldre snötäcke som har större kapilläritet, alltid utbildar ett vattendränkt skikt på samma mark.

Inget smältvatten infiltreras förrän det vattendränkta skiktet är fullt utbildat och lika mycket som därefter tillföres infiltreras även. Det uppstår på detta sätt en viss tidsförskjutning mellan avsmältning och infiltration.

- 3) $f < S$. Ett vattendränkt skikt bildas alltid under sådana förhållanden. Vatten börjar att magasineras i botten av snötäcket med hastigheten $\dot{Q} = S - f$ i den mån det ej avrinner. Det vattendränkta skiktets höjd inställer sig så på vattendelaren att avrinningen blir $= S - f$. Avrinningen kan ej börja förrän det vattendränkta skiktets höjd överstiger h_c , den kapillära stighöjden. Strömningen, som då uppkommer genom snötäcket, är

laminär. Vid jämvikt på avståndet x från vattendraget gäller då för en enhetsremsa enligt Horton, om l är avståndet från vattendelaren till vattendraget:

$$\delta (1 - x) = \delta_x K_s M ;$$

där δ_x är det vattendränkta skiktets höjd i sektionen x , och K_s snöns vattengenomsläpplighet. M är det vattendränkta skiktets lutning, vilken approximativt kan sättas lika med markens lutning. Avrinningen A till vattendraget från enhetsremsan är vid konstant smältning $= \delta l = \delta_0 K_s M$, där δ_0 är det vattendränkta skiktets höjd vid utflödet i vattendraget. Vid konstant marklutning ökar δ till ett maxvärde δ_0 vid utflödet i vattendraget.

Mot ett givet δ vid utflödet i vattendraget och ett givet A svarar en bestämd volym vatten, som temporärt magasineras i snön utöver det kapillärt bundna vattnet. När smältningen upphör dräneras detta vatten med avtagande hastighet.

Markens infiltrationskapacitet är sålunda av betydelse för smältvattnets dränering.

När marken fryser på hösten, är den i allmänhet mättad till fältkapaciteten. Denna är låg för sand och infiltrationskapaciteten blir där nästan densamma, som när marken är otjälad. För fin-kornigare material är fältkapaciteten högre och tjälningen innebär att infiltrationskapaciteten minskar - för lera till en obetydlighet. När marken tjälas, är troligen endast de finare kapillärerna vattenfyllda. De grövre porerna förblir i allmänhet öppna. Horton (1938) anför följande exempel på infiltrationskapaciteten i lérjord under förutsättning att marken var mättad till fältkapaciteten före tjälningen.

Infiltrationskapacitet i mm vp/tim.

	Sommar	Vinter (tjäle)
Styv lera (heavy loam)	2,5	0,13
Sandig lérjord (fine sandy loam)	7,5	0,25
" " (medium " ")	12,5	1,3

...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...

...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...

...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...

...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...

...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...
...the ... of ...

Hortons värden för tjälad mark synes dock vara väl höga.

Regnets inverkan på snösmältningen har varit föremål för livlig diskussion. Men det torde vara klart att regn, som faller på ett tidigt stadium, innan snön är mogen, absorberas av själva snötäcket och hålles kapillärt bundet i dess undre delar (Melin, 1938), utan att åstadkomma någon avrinning.

Men när intensivt regn faller på ett smältande snötäcke, som är mättat med kapillärvatten går det "direkt genom snön" och tillför dessutom vissa värmemängder, som bryter ned de sista fragmentariska kristallskeletten. Det frigör sålunda bundet flytande vatten och åstadkommer därigenom en kraftigare momentan avrinning, än som svarar mot regnet enbart.

Det är iakttagelser av detta slag, som ligger bakom den mycket omfattade föreställningen att regn alltid åstadkommer stor avrinning från snön.

Nyfallen snö retarderar regnvattnet, beroende på att snön blockerar dräneringskanalerna och genom att snöblandat vatten rinner långsammare. Härigenom ökas magasineringen och retarderingen. Smältvattnets framrinningshastighet under snön varierar självfallet oerhört beroende bl.a. på de topografiska förhållandena. Enligt undersökningar som utförts av Sovjets Hydrologiska Institut, (Sokolovsky, 1956) är smältvattnets framrinningshastighet till följd av det betydande motstånd, som avrinningen möter under snön, tämligen liten. Den varierar från 2-5 mm/sek i början av snösmältningen, när smältvattnet brutit sig avrinningsvägar under snön. Avrinningshastigheten för den maximala dygnsvågen under snön kan anses vara i medeltal 50-70 mm/sek eller 1,8-2,5 km/tim.

Hela snötäckets vatteninnehåll tillföres inte ytvattendragen. Det utsätts för vissa permanenta förluster genom avdunstning och infiltration i marken. En, ofta mindre, del av de infiltrerade smältvattenmängderna bindes i form av markfuktighet ovan grundvattennivån. Resten tillföres grundvattnet, men kommer dock så småningom ändå till största delen ytvattendragen till godo.

1. The first part of the paper is devoted to a general discussion of the problem.

2. In the second part, we consider the case of a single particle. We show that the motion is periodic and that the period is independent of the energy.

3. In the third part, we consider the case of a system of two particles. We show that the motion is also periodic and that the period is independent of the energy.

4. In the fourth part, we consider the case of a system of three particles. We show that the motion is also periodic and that the period is independent of the energy.

5. In the fifth part, we consider the case of a system of four particles. We show that the motion is also periodic and that the period is independent of the energy.

6. In the sixth part, we consider the case of a system of five particles. We show that the motion is also periodic and that the period is independent of the energy.

Temporär magasinering av smältvattnet förekommer ofta, särskilt i flack terräng, genom blockering och dämning av snö och snöblandat vatten i dräneringskanalerna under snötäcket (Stenberg, 1960), särskilt i samband med nattlig återfrysning.

Avrinningen i ytvattendragen härrörande från snösmältning är sålunda en mycket komplex funktion av smältintensiteten, både med avseende på total volym och variationerna med tiden.

1.6.3 Recessionsanalys.

Smältningen - d.v.s. fasomvandlingen från is till vatten - inom snötäcket bestäms av dess energihushållning. Denna process betecknas här med S (mm vp).

De smältvattenmängder, som lämnar snötäcket vid dess undersida och som delvis infiltreras, delvis dräneras under snötäcket till ytvattendrag, kallas här genererad avrinning och betecknas med G (mm vp). Avrinningen i ytvattendrag - d.v.s. vattenföringen dividerad med dräneringsområdets area - betecknas med A (l/s.km² eller mm vp). I samband med snösmältningen gäller:

$$S \rightarrow G \rightarrow A$$

Det sker emellertid en tidsförskjutning mellan de olika leden genom magasineringar och fördröjningar av olika slag. I princip är $S = G = A$, men vissa förluster sker genom avdunstning och ibland även genom grundvattenavrinning under ytvattendraget. Genom infiltration av smältvattnet till grundvattnet sker en utpräglad fördröjning, på grund av grundvattnets långsamma rörelse till ytvattendragen. Genom regn under snösmältningen kan ytterligare vattenkvantiteter tillföras.

Av de tre här nämnda storheterna kan A , avrinningen, uppmätas från ett dräneringsområde genom t.ex. vattenföringsmätningar. G , genererad smältvattenavrinning, kan uppmätas med snöbrickor i enstaka punkter. S , den egentliga smältningen, kan beräknas ur meteorologiska observationer och gäller då för stora områden. Det erbjuder vissa svårigheter att jämföra den punktvis uppmätta genererade avrinningen, G , med smältning, S , och avrinning, A , från större områden.

[illegible]

Möjlighet finns emellertid att ur observerad avrinning, A , beräkna genererad avsmältning, G , dag för dag medelst recessionsanalys. Olika metoder för detta föreligger. Gemensamt är, att man först bestämmer recessionskurvan, d.v.s. den kurva som anger avrinningens avtagande med tiden, när allt tillskott (i form av regn och smältvatten) har upphört. All avrinning härrör då från skilda vattenmagasin, som så småningom urtömmes med avtagande hastighet. Magasinen kan bestå av sjöar, sankmarker, små temporära vattenpussar och grundvatten, men även vatten i rörelse såsom sjunkvatten i marken och i snötäcket, och vatten, som rin- ner i etablerade kanaler under snön, och slutligen det som rin- ner i åar och bäckar uppströms mätsektionen. Urtömningen av de olika magasinen sker i allmänhet efter skilda lagar. För maga- sin där urtappningen är proportionell mot magasinets volymen gäller:

$$A = A_0 \cdot k^t; \quad k < 1, \text{ där } k \text{ är en konstant oberoende av tiden, som endast beror på magasinets egenskaper.}$$

(Se t.ex. Reinius, 1956).

Ekvationen kan också skrivas:

$$A = A_0 \cdot e^{-ct}; \quad \text{där } c = -\ln k.$$

Lyshede (1955, p.78) har visat vad avrinningen blir från en reservoar, som mottager tillrinning från en annan reservoar enligt ovan. Avrinningen blir:

$$A = A_0 \frac{b}{a-b} (e^{-bt} - e^{-at});$$

För naturliga vattendrag med skilda slag av magasineringar använder dock Lyshede (1955, p.80) följande recessionskurva med två parametrar a och b :

$$A = a \left(-e^{bt} + \frac{1}{2} e^{\frac{-bt}{2}} + \frac{1}{4} e^{\frac{-bt}{4}} + \frac{1}{8} e^{\frac{-bt}{8}} + \dots + \frac{1}{2^n} e^{\frac{-bt}{2^n}} \right);$$

där han tar med 5 - 10 termer.

För den sjölösa Halleby å i Danmark med dräneringsområde 286 km² fann Lyshede följande värden på parametrarna gällande under snösmältningen i mars 1931: $a = 87$ (1/s·km²) och $b = 0,7$, om 10 termer medtages och t betecknar tiden i dagar.

En form, som ofta används på recessionskurvan är även enligt Wundt (1953, p.201) följande:

$$A = p \cdot e^{-at} + qe^{-bt} ;$$

eller, vilket är detsamma:

$$A = pk_1^t + qk_2^t ; \dots\dots\dots (7)$$

där avrinningen tänkes härröra från två olika reservoarer.

Wundt citerar även ett exempel på denna formel från Pardé, gällande för en bäck vid Limoges i Frankrike:

$$A = 40 e^{-0,285t} + 283 e^{-2,55t} ;$$

vari den första termen hänför sig till grundvattentillrinningen och den andra till ytvattentillrinningen. Den första termen avtar långsamt med tiden medan den andra avtar snabbt.

Mashukov (1960) har tillämpat samma formel och redovisar följande resultat för floden Borolday vid Chokhayn, Sovjetunionen:

$$A \text{ (m}^3\text{/s)} = 20,4 \cdot 0,44^{0,2t} + 21,4 \cdot 0,856^{0,2t} ;$$

där A, utgångsdagen den 7.5, var 41,8 m³/s. t anger antal dagar efter den 7.5, men k-värdena har här beräknats för 5-dagars perioder. Han anser dock, att man borde ta med en tredje term motsvarande en reservoar, som tömmer långsammare än de båda första.

Parametrarna i recessionskurvan kan bestämmas matematiskt eller grafiskt.

Mashukov (1960) tillämpar följande matematiska förfarande vid bestämning av ekvationen (7).

Recessionskurvan erhålles ur fyra observerade värden på A:

A₀, A₁, A₂ och A₃ vid tidpunkterna t₀ t₃, tagna med jämna intervall under ett avtagande efter en flödestopp.

Följande ekvationssystem erhålles:

$$A_0 = p + q ; \quad A_2 = pk_1^2 + qk_2^2 ;$$

$$A_1 = pk_1 + qk_2 ; \quad A_3 = pk_1^3 + qk_2^3 ;$$

Genom att eliminera p , q och k_2 erhålles en kvadratisk ekvation i form av följande determinant:

$$\begin{vmatrix} 1 & A_0 & A_1 \\ X & A_1 & A_2 \\ X^2 & A_2 & A_3 \end{vmatrix} = 0 ;$$

med hjälpvariabeln X . De båda rötterna är recessionsfaktorerna k_1 och k_2 . p och q erhålles genom insättning i ekv. systemet. Är recessionsfaktorerna k_1 och k_2 kända för ett vattendrag, bestäms p och q ur två observerade värden på A under det flöde, som det för tillfället är fråga om. Härur erhålles slutligen recessionskurvan:

$$A = \frac{1}{(k_2 - k_1)} (A_1 (k_2^t - k_1^t) - A_0 (k_1 k_2^t - k_2 k_1^t)) ;$$

Ur A_0 och A_1 bestäms sålunda det för tillfället rådande förhållandet mellan de båda reservoarerna.

Denna metod förutsätter att avrinningen från reservoarerna är proportionella mot magasinvolymen. Detta är emellertid inte fallet med alla reservoarer.

För t.ex. oreglerade sjöar är avrinningen vid tillfällena, när tillskotten är noll, ej proportionell mot sjöns aktiva volym, d.v.s. volymen över passpunktens nivå, utan i stället i regel en funktion av typen $A = c \cdot W^n$, där $A = \frac{\Delta v}{\Delta t}$, d.v.s. volymsändringen per tidsenhet, och $\Delta v = \Delta W \cdot S$, d.v.s. vattenståndsändringen gånger sjöarean S , vilken är en funktion av W .

Avbördningskurvan, $A = c \cdot W^n$, är oberoende av sjöns area och volym. Den beror endast av den bestämmande sektionens utseende vid utloppet. Avbördningskurvan kan dock ofta inom ett visst register, enligt Simonsson och Bergström (1961, p.7), approximeras med en andragsgradsfunktion, varvid erhålles:

$$A = a_1 (W - b_1)^2 ;$$

och sjöareans variation med vattenståndet kan i regel approximeras med en rät linje inom samma register:

$$S = c_1 (W - d_1) ; \quad \text{för } W_0 < W < W_1.$$

Detta leder till mera komplicerade funktioner för avrinningsavtagandet med tiden.

Gartska et al. (1958) har tillämpat den grafiska metoden, vilken inte förutsätter att avrinningen följer någon viss funktion. Enligt denna avsättes avrinningsvärden för varje dag, med fallande värden på x-axeln mot motsvarande värden dagen efter på y-axeln. Envelopen till de punkter, som motsvarar det snabbaste avtagandet, motsvarar recessionskurvan. Alternativt kan skillnaden mellan ena dagens och den påföljandes avrinning avsättas mot första dagens värde. Denna metod förutsätter att de olika reservoarerna står i ett konstant förhållande till varandra under skilda flöden. Däremot förutsättes ej att recessionsfaktorn k är konstant vid olika avrinningsvärden. Tvärtom kan man i regel fastställa 2 å 3 olika värden på recessionsfaktorn k i skilda avrinningsregister. Det lägsta värdet i lägsta registret svarar då mot enbart grundvattentillrinningens avtagande, det mellersta - om det går att urskilja - mot s.k. subsurface runoff plus grundvattentillrinningen och det högsta värdet huvudsakligen mot ytvattentillrinningen. Den högsta recessionsfaktorn inkluderar dock även subsurface runoff och grundvattentillrinning.

Med subsurface runoff menas (Gartska et al., 1958) den del av regn- eller smältvattnet som infiltreras genom markytan, men som rör sig - betydligt snabbare än vanligt grundvatten - genom de övre markhorisonterna för att åter komma i dagen i ytvattnets dräneringskanaler.

Särskilt i svenska vattendrag kan det ofta vara fördelaktigt att dra ifrån "basflödet" innan den egentliga recessionsanalysen genomförs. Basflödet användes här som beteckning på den låga vattenföringen innan ett flöde. Den härrör från grundvattnet, myrar och inte minst sjöar. På grund av olika utgångsläge före skilda flöden, beroende bl.a. på olika vattenstånd i sjöarna, är basflödet i regel varierande vid olika flöden. Genom en schematisk grafisk subtraktion eliminerar man på ett enkelt sätt denna störande faktor.

Parametrarna i recessionskurvan är lokala och beror på dräneringsområdets storlek och karaktär: lutningsförhållanden, ytans beskaffenhet, jordarter, vegetation, dräneringsmönster, grundvattenförhållande, sjöar m.m. Dessutom beror recessionen på avdunstningen: ju högre avdunstningsintensitet desto snabbare avtagande av avrinningen.

Man kan inte förutsätta samma recessionsförlopp under snösmältningen som vid regn. Under snösmältningen är marken mer eller mindre tjälad, vilket nedsätter infiltrationen, vidare bromsas och magasineras vatten inom snötäcket. I dräneringskanalerna under snön sker även ytavrinningen på ett annat sätt. Det är troligt att avrinningsförloppet varierar mer vid olika tillfällen under snösmältningen än vid regnflöden beroende bl.a. på snöns struktur, temporär dämning av snö, återfrysning m.m.

Under förutsättning av att recessionskurvan är känd, kan den varje enskild dag genererade avrinningen, G , beräknas på följande sätt, om avrinningen i vattendraget är känd.

En hjälptabell färdigställes först utvisande de totala recessionsvolymerna R vid skilda avrinningsvärden. R utgör ytan under recessionskurvan från tidpunkten med avrinningen A till oändligheten. Men i praktiken avbryter man recessionskurvan efter en viss tid u och behandlar den som om avrinningen momentant gick ned till 0 vid denna tidpunkt.

En del av den under en viss dag n observerade avrinningsvolymen A_n har genererats samma dag: $T_{n,n}$, resten dagarna innan med de i ordning avtagande volymerna $T_{n,(n-1)}$, $T_{n,(n-2)}$ o.s.v. Och således gäller:

$$A_n = T_{n,n} + T_{n,(n-1)} + T_{n,(n-2)} + \dots + T_{n,(n-v)} ;$$

eller

$$A_n = \sum_{v=0}^v T_{n,(n-v)} ;$$

Men den under dagen n inom dräneringsområdet genererade avrinningen, G_n , kommer att avrinna förbi mätsektionen i vattendra-

get delvis under samma dag med volymen $T_{n,n}$ delvis under följande dagar med de i ordning avtagande volymerna $T_{(n-1),n}$; $T_{(n-2),n}$ o.s.v. Således:

$$G_n = T_{n,n} + T_{(n-1),n} + \dots + T_{(n-v),n} ;$$

eller

$$G_n = \sum_{v=0}^{\infty} T_{(n-v),n} ;$$

Man inser lätt att följande likhet gäller:

Den under dygnet n observerade avrinningen A_n ökad med den mot avrinningen vid slutet av dygnet svarande totala recessionsvolymen R_n måste vara lika med den under samma dygn genererade avrinningen ökad med den mot avrinningen vid dygnets början svarande totala recessionsvolymen R_{n-1} eller

$$A_n + R_n = G_n + R_{n-1} ;$$

eller

$$G_n = A_n + R_n - R_{n-1} ; \text{ varur } G_n \text{ beräknas dag för dag.}$$

Genom att recessionsvolymerna R_n endast räknas under en ändlig tid u i stället för under oändlig tid införes visserligen ett fel i beräkningarna, men genom att medtaga ett inte alltför stort antal tidsenheter kan felet göras försumbart.

Genereras ingen avrinning, d.v.s. $G_n = 0$, under dygnet n blir $A_n = R_{n-1} - R_n$; d.v.s. den observerade avrinningsvolymen under dygnet härrör helt från tidigare dygn.

Osäkerheten i beräkningarna av de dagliga genererade smältvattenmängderna härrör till stor del från varierande magasinering och fördröjning av smältvattnet.

2. Planeringen av undersökningarna och deras genomförande.

2.1 Målsättningen

Jag har tidigare (Forsman, 1959) studerat tillrinningen till sjön Äcklingen i Jämtland i stora drag under snösmältningen. Därvid kom jag bl.a. fram till, att det var önskvärt med mera detaljerade undersökningar över avsmältningsförloppet inom mindre och enhetligare områden för att bestämma väderlekens inflytande.

Syftet med mina här framlagda snöundersökningar har därför varit att i detalj studera avsmältningen från ett snötäcke och dess orsaker samt därav betingad avrinning i ytvattendrag.

Av olika anledningar har jag valt att utföra undersökningarna inom Norrlands skogsområde.

Undersökningar av snöns avsmältning har tidigare utförts i andra klimat än Sveriges, t.ex. i schweiziska alperna av Zingg (1952) och Quervain (1949) och i västra USA (referat i Snow Hydrology, 1956) där instrålningen, som är den dominerande faktorn, ger en utpräglad daglig gång i avsmältningen. I Sverige har undersökningar endast utförts över glaciärernas avsmältning, (Wallén, 1948, Backa Eriksson, Stenborg, 1960), där dock förhållandena är annorlunda mot i skogsområdena.

Genom den här framlagda undersökningen skulle man således för första gången i detalj kunna studera snösmältningen i Norrlands skogsområde under skilda väderleksförhållanden och dess beroende av olika meteorologiska element.

Avsikten med undersökningarna har även varit att utprova ett lämpligt mätinstrument och en lämplig metodik för smältvattenmätningar samt att på grundval av insamlade data pröva vissa teoretiska och empiriska formler.

Jag har också velat få en allmän överblick över hela problemkomplexet med tanke på fortsatta studier bl.a. med inriktning på möjligheten att utfärda prognoser över avsmältningen med

utgångspunkt från meteorologiska prognoser.

Vid studiet av snösmältningen kommer man in på det större geofysiska problemkomplexet rörande energiutbytet mellan jordytan och atmosfären. Man har här tillfälle att studera detta under i vissa avseenden speciellt gynnsamma förhållanden. Vid ett smältande snötäcke känner man ju ytans temperatur och ångtryck (0°C resp. 6,11 mb) och genom uppmätning av smältvattenmängderna kan det totala energiutbytet vid snöytan bestämmas.

Liksom vid flertalet geofysiska undersökningar är det som man vill studera, här avsmältningen, resultatet av många sinsemellan varierande faktorer. Antalet möjliga kombinationer är mycket stort och det är svårt att renodla problemet. Man får lov att samla in ett stort antal data för att kunna eliminera störande inflytanden från ovidkommande faktorer.

2.2 Önskvärt undersökningsprogram

Av tidigare avsnitt framgår att det fordras många slags observationer och mätningar för en fullständig undersökning av avsmältningen och dess orsaker. Man måste ta i betraktande både snötäckets energi- och vattenhushållning.

För beräkning av det konvektiva och turbulenta värme- och fuktighetsutbytet fordras i första hand uppmätning och registrering av lufttemperatur och luftfuktighet på vanlig instrumenthöjd med termohygrograf och ventilerad psykrometer men även uppmätning av de vertikala gradienterna på en eller ett par nivåer. Dessutom fordras registrering av vindstyrkan med anemometer om möjligt på flera nivåer.

Avdunstningsförlusterna och kondensationstillskotten bör mätas genom successiva vägningar av skålar, vars snöyta är i jämnhöjd med omgivande snö. (Kaitera, 1948, Williams, 1959).

Strålningsbalansen registreras enklast med en strålningsbalansmätare, som direkt uppmäter skillnaden mellan det strålnings-

flöde, såväl långvågigt som kortvågigt, som är riktat ned mot jordytan och det som är riktat upp från jordytan (Liljequist, 1962).

I brist på sådant instrument kan globalstrålningen registreras med Moll-Gorczynskis solarigraf, varvid dock även snöytans albedo måste uppmätas. Effektiva långvågsutstrålningen kan bestämmas med Ångströms pyrgeometer.

Energiutbytet med underliggande mark kan bestämmas genom temperaturmätningar på två nivåer samt bestämning av materialets temperaturledningsförmåga.

Tjälldjupet bör bestämmas med tjälgränsmätare av Statens Våginstituts modell.

Nederbörden bör mätas dels med vanlig nederbörds-mätare och dels med registrerande. De bör vara försedda med skärmar.

Smältvattenmängderna, som lämnar snötäckets undersida, bör uppmätas med snöbrickor utlagda på marken. Snötäckets vattenvärde och spec.vikt bestämmas genom snötaxering med snörör, och snödjupet med hjälp av snöpegel. Den termiska kvalitén bestäms under 0°C genom temperaturmätningar, och vid 0°C med hjälp av elektriskt uppvärmd kalorimeter (Quervain, 1949), eller genom mätning av den dielektriska kapacitansen (Gerdel, 1954).

Även snöns struktur bör observeras: kornighet, porositet, skar-skikt, kohesion m.m.; samt dess vattengenomsläpplighet, smältvattnets nedträngande genom snötäcket och dränering under snötäcket.

Smältvattnet ger upphov till avrinning i ytvattendrag, som kan registreras vid t.ex. ett mätöverfall. Av smältvattnet, som infiltreras, bindes en del kapillärt i marken och en del tillföres grundvattnet. För att mäta de förra kvantiteterna erfordras markfuktighetsmätningar med t.ex. neutronstrålerör och för de senare mätningar av grundvattenstånden i grundvattenrör. Möjlighet finns också att bestämma grundvattenföringens riktning och storlek

genom att t.ex. uppgöra en piezometrisk karta och bestämma de grundvattenförande lagrens mäktighet och permeabilitet. För att bestämma vattenmagasineringsringen bör vattenstånden registreras i eventuella sjöar eller mindre vattensamlingar inom försöksområdet.

Undersökningarna bör bedrivas under ett antal säsonger, så att avsmältningen kan studeras under skilda snöförhållanden och under olika väderlekstyper. De bör också bedrivas inom flera områden på skilda latituder, men under f.öv. lika omständigheter, så att inverkan på olika strålningsförhållanden kan belysas.

Snösmältningen bör studeras både i extrema lägen, exempelvis norr- resp. södersluttning, och i lägen representativa för förhållandena över stora områden. Ett relativt enhetligt område utgör Norrlands skogsområde, som kan vara lämpligt för smältvattenundersökningar.

Vid de snöundersökningar, som jag bedrivit och som skall redovisas här, har det av olika anledningar inte varit möjligt att anordna så fullständiga observationer och mätningar, som vore önskvärt.

Vilka inskränkningar och modifikationer i det här presenterade fullständiga undersökningsprogrammet, som gjorts av skilda anledningar, framgår av följande avsnitt, där undersökningarnas faktiska genomförande i praktiken beskrives.

2.3 Undersökningens genomförande.

2.3.1 Översikt över undersökningens uppläggning

Under de senaste åren har snöundersökningar igångsatts och bedrivits på skilda försöksfält, huvudsakligen i Norrlands skogsområde, i största möjliga mån enligt det program, som framlades i föregående avsnitt (2.2).

På försöksfälten har smältvattenmängderna uppmätts med hjälp av snöbrickor. Vid dessa har även snötaxeringar utförts, under vilka snödjup, vattenvärde och spec.vikt bestämts.

I anslutning till brickorna har vattenföringen i små vattendrag kontinuerligt uppmätts genom mätöverfall. Även grundvattenståndet har observerats på vissa ställen.

De meteorologiska observationer som utförts i närheten av snöbrickorna och som använts i undersökningen är följande:

Lufttemperatur	}	registreringar med termohygrograf samt
Luftfuktighet		avläsningar på hygrometer
Instrålning		registreringar, i mindre omfattning
Nederbörd		mängd och slag
Vindstyrka		uppskattningar vid observationsterminerna
Molnighet		" " "
Solskenstid		registreringar, i mindre omfattning
(Grundvattenstånd		avläsningar, endast vid Rå)

Observationer över samtliga element föreligger dock ej vid alla snöbrickor.

Snöbrickorna har utplacerats på nedanstående ställen och mätningar har utförts under följande säsonger:

Station	Belägenhet	Period	Antal säsonger	Antal snöbrickor	Vattenföring
<u>Bromma flygfält</u>	Stockholm	1956/57-1957/58	2	4	-
<u>Rå</u>	Näsåker, Ångermanland	1958/59-påg.	4	3	x
<u>Hoting</u>	Norra Ångermanland	1958/59-påg.	4	1	-
<u>Bjurbäcken</u>	vid nedre Luleälven	1957/58-1961/62	5	3	x
<u>Messaure</u>	vid Luleälven nära polcir- keln	1957/58-1961/62	5	2	-

2.3.2 Observationerna och instrumenten.

2.3.2.1 Snöbrickorna

För uppmätning av de smältvattenmängder som lämnar snötäcket har jag konstruerat en snöbricka. Den är tillverkad av galvaniserad plåt med en bottenyta av 1 m² och är försedd med ca

6 cm höga kanter. I ena hörnet är ett avloppsrör anbragt med diameter 19 mm och längd ca 30 cm. Brickorna och röret är vitmålade för att minska strålningsabsorptionen. Till röret är ansluten en slang, som leder ned smältvattnet genom ett litet hål i ett lock till en uppsamlingshink, som rymmer 25 l. I röret eller slangen finns några hål, så att salt kan införas för att förhindra tillfrysning.

Ytan är en m^2 . Exempel på uppmätningen ges här:

Snöbricka nr 1	längd	bredd	cm
Vid ena kanten	116,2	87,6	
Mitt på	116,6	87,4	
Vid andra kanten	116,2	87,4	
Urtag för avloppsröret	$3,0 \cdot 3,0 \cdot \frac{1}{2} = 4,5 \text{ cm}^2$		

Således är arean $10176,3 - 4,5 = 10172 \text{ cm}^2 = 1,02 \text{ m}^2$.

De övriga brickorna har mycket nära samma area, och i praktiken kan man räkna med exakt 1 m^2 för samtliga brickor.

Smältvattnet, som samlats i det inre kärlet, uppmättes i ett mätglas graderat i centiliter.

Uppmätningen har i regel utförts kl 7 och 19 varje dygn, då tö förekommit. Under ett par dagar varje säsong har mätning skett var eller varannan timme.

Smältvattnets avrinnande underlättas av att brickorna lutar något, ca 3 %, mot avloppet. Avloppsröret lutar mer än 3 % och slangen leder tämligen lodrätt ned i uppsamlingskärlet. För att förhindra att isproppar bildas kan litet salt införas i röret genom särskilda hål i detta. Härvid måste man vara försiktig, så att salt inte spilles på brickan. Hålen har sedan övertäckts så att snö inte kunnat blåsa in.

Brickorna har lagts ut i sina lägen på hösten innan första snöfallet. De har i regel placerats på en liten upphöjning (ett par cm) inom ett plant område, så att smältvatten inte kan rinna

in på brickan. Botten har täckts av en ljusbrun matta av sjögräsväv, vilken antages efterlikna de naturliga förhållandena i avseende på strålning. Utsidan av brickornas kanter har bekläts med mossor. Den yttre uppsamlingshinkar har grävts ned, så att den kommit väl under brickans nivå. Den har isolerats i groper med träull el. dyl. för att förhindra fastfrysning. I hinken placerades det inre uppsamlingskärlet, vilket består av en vanlig nederbördsjäkmätare försedd med pip och handtag. Gummislangen från avloppsröret har ledits genom ett hål i locket på det yttre kärlet ned i det inre.

Zingg (1952) har använt en snöbricka på 5 m² vid Weissfluhjoch, varifrån smältvattnet leddes ned i ett rör till en kammare, där registrering skedde genom att två en-literskärl växelvis fylldes. Fördröjningen i rören uppgick till 1-5 min.

Rockwood et al. (1954) konstruerade en s.k. snölysimeter, triangulär med porös genomsläpplig överbotten över en tät botten. Ytan var ca 67 m² och den lutade 10 % mot SW. Smältvattnet rann ned genom det porösa överdäcket och rann på den täta botten ned till triangelspetsen, där det registrerades kontinuerligt. Lysimetern användes vid Central Sierra Snow Laboratory vid Soda Springs i Californien på 2500 m:s höjd.

Mina brickor är således mindre än de amerikanska och schweiziska.

Diskussion av felkällor.

Under de första mätsäsongerna gjordes en hel del fel och olämpliga arrangemang beroende på bristande erfarenhet. Brickorna täcktes t.ex. med grus, vilket påskyndade avsmältningen, lades för nära stenblock eller andra föremål, som reflekterade och emitterade strålning eller lades i för brant sluttning så att smältvatten kunde rinna in över brickans kanter. Bortsett från svårigheter av dessa slag kan de olika osäkerhetsmomenten sägas sammanhålla med följande förhållanden:

1. brickans storlek
2. strålningsabsorptionen
3. hinder för fri avrinning
4. brickans inverkan på snöns struktur
5. felkällor i volymmätningen
6. osäkerheten i tidsangivelserna
7. åverkan

Det skulle varit mycket intressant om man kunnat göra jämförande mätningar med brickor i olika storlek. Det har visat sig en tydlig randeffekt vid snödjup under ca 1 dm, då hörnen och kanterna smälter fram först. Vid större snödjup däremot kan man inte konstatera någon sådan effekt.

Denna randeffekt hänger uppenbarligen samman med en högre strålningsabsorption i brickans kanter. Genom att lägga upp mossor utmed ytterkanterna kan den nedbringas. Sjögräsmattan på brickans botten sörjer för att strålningsabsorptionen där vid tunt snötäcke i stort motsvarar omgivningens.

Genom hela systemets lutning är det väl sörjt för effektiv dränering; möjligen kan man fråga sig hur mycket vattendränkt snö som bildas i det lägsta hörnet vid avloppet. En överslagsberäkning visar dock att den maximala tillrinningen från brickan 3,6 mm vp/tim, motsvarande 0,001 l/s, lätt avbördas av avtappningsröret, vars lutning är mer än 3 %. Har röret ej proppats igen sker således ingen uppdämning.

Har brickan någon inverkan på snöns struktur?

Det kan säkert förutsättas att energitransporten mellan mark och snö inte påverkas av brickan som helhet med sjögräsväven. Däremot hindras utbyte av luft mellan marken och snön på brickan. Det är dock inte troligt, att detta förhållande har någon betydelse.

Volymmätningen av smältvattnet med hjälp av mätglas erbjuder i princip ingen svårighet. Mätnoggrannheten är mycket stor:

± 5 ml, vilket är mer än tillräckligt. I praktiken tillstöter dock en rad svårigheter, vilka ibland leder till att vissa mätningar måste förkastas. Observatören kan t.ex. avläsa fel, eller spillar ut en del smältvatten. Detta torde emellertid vara sällsynt. Allvarligare är att drivsnö stundom kan blåsa in i både yttre och inre mätkärl och på så sätt fiktivt öka smältvattenmängderna. I regel ser dock observatörerna till att alla springor tätas. När smältvattenmängderna mellan två mätningar är större än innerkärls volym (7,5 liter) samlas överskottet i ytterkärl. Då detta i regel är fastfruset i gropen måste vattnet ösas upp därifrån. Mätnoggrannheten blir då betydligt mindre. Det har t.o.m. hänt ett par gånger att inte ens ytterhinken (25 liter) räckt - smältvattnet har då flödat över och mätningen har fått förkastas.

Eftersom ytterhinken är täckt med lock, behöver man inte räkna med avdunstningsförluster i mätkärl.

Smältvattnets fördröjning på brickan och i rör och slang torde vara obetydlig jämfört med fördröjningen inom snötäcket.

Tidsangivelserna för mätningarna torde vara riktiga på $\frac{1}{2}$ timme när. Vid de tillfällen då mätningar utförts var eller varannan timme har större omsorg nedlagts på angivandet av klockslagen, och osäkerheten torde endast röra sig om 10-15 min.

Snöbrickorna har glädjande nog lämnats i fred från åverkan. Endast vid Messaure tog vid ett tillfälle en skidåkare sitt spår över ena brickan. Vid Messaure lyckades förresten observatören hindra en renhjord från att rasta på försöksfältet.

Vissa ingrepp har emellertid observatörerna varit tvungna att göra för att rensa upp slangen och röret och för att gräva fram hinken. Effekten av dessa ingrepp är svårbedömbart. Men jag föreställer mig, att den är liten, så länge snödjupet är mer än 1 dm.

Vid mindre snödjup är det även svårt att undvika viss strål-

1. The first part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that proper record-keeping is essential for the success of any business or organization. The author provides a detailed overview of the various methods used to collect and analyze data, highlighting the strengths and weaknesses of each approach. The discussion is supported by numerous examples and case studies, which illustrate the practical application of these techniques in real-world scenarios.

2. The second part of the paper focuses on the challenges faced by researchers in this field. It identifies several key areas where further research is needed, including the development of more sophisticated statistical models and the integration of qualitative and quantitative data. The author also discusses the ethical considerations that must be taken into account when conducting research, particularly in the context of data privacy and security. The paper concludes with a series of recommendations for future research, which are designed to address the identified gaps and challenges.

3. The third part of the paper provides a comprehensive review of the existing literature on the topic. It examines the contributions of various researchers and scholars, highlighting the progress that has been made in the field over the past several decades. The author also identifies areas where the current research is limited or incomplete, and suggests ways in which these limitations can be overcome. The paper ends with a summary of the main findings and a final statement on the importance of continued research in this area.

ningsabsorption i rör och kanter, varför mätvärdena då i varje fall får anses tämligen osäkra.

2.3.2.2 Snötaxeringarna

För bestämning av snödjupet har ett antal snöpegelr upprättats i anslutning till brickorna. Peglarna, som består av trästakar nedslagna i marken, är graderade i hela centimeter och avläsas på en cm när. De är nedslagna på relativt plan mark, där ris och dylikt rensats bort. Peglarna justerades in så att nollpunkten sammanföll med markytan.

Ofta bildas en grop i snön runt pegeln på grund av vindturbulens och energiöverföring från pegelstaken. I sådana fall uppskattades enkelt det djup som skulle varit om inte pegeln funnits, genom att t.ex. lägga en tumstock tvärs över gropen vilande på den ostörda snöytan på sidorna om gropen.

Snödjupet på brickorna uppmättes med tumstock eller graderad sticka, som fördes ned genom snön till botten på brickorna vid varje mätning. Mätningarna utfördes på tre ställen på varje bricka: nära avloppshörnet, nära det motsatta översta hörnet och ungefär mitt på brickan. Framförallt vid tunnare snötäcken räcker det inte med en mätning på brickan - i regel minskar snödjupet snabbast vid det nedre hörnet. Det är givetvis viktigt, att snön på brickorna lämnas orörd och att mätningarna av snödjupet på brickorna göres försiktigt.

Snöns vattenvärde bestämmas med snörör på två å tre ställen vid varje pegel vid varje måttillfälle. Snöröret pressas ned genom snön till marken, snödjupet på röret avläses och innehållet tömmas i en papperspåse. Vikten bestämmas med fjädervåg. De 2 å 3 snöproven vid en pegel kan tömmas i samma påse, så att man vid den sista vägningen väger den totala snömängden från flera prov. Då påsen även väges torr, får man samtidigt nollpunktskorrektion till vågen.

För att undvika, att snön fryser fast i röret strykes det in-

vändigt med paraffin. I rör, som kommer direkt från rumsvärme, fastnar snön lätt. Rören får därför kylas ned före mätningarna.

Det är viktigt, att man inte trampar upp för mycket snö inom försöksområdena utan håller sig till vissa "stigar" vid förflyttningarna mellan snöbrickorna och peglarna. Provtagningarna med snörören har tagits efter ett visst schema runt om peglarna, i regel medsols i ring runt en pegel och därefter i en större ring utanför. Den senaste mätplatsen har ofta utmärkts med en käpp, så att påföljande prov kunnat tagas på lämpligt avstånd därifrån.

I regel har snörör av SMHI:s tillverkning använts, men vid små snödjup (under ca 30 cm) den finska modellen vid vissa tillfällen. SMHI:s snörör ansluter sig till den amerikanska Mount Rose-typen (Tryselius, 1940). Det är ca $1\frac{1}{2}$ meter långt med innerdiameter på ca 40 mm. Eggen, som ej är tandad, har en inre diameter på 38 mm. Church (1948) framhåller dock, att rör med sågtandad egg lättare tränger igenom skare och isskikt. Genom ett hack på eggen går det mestadels bra att få med all snö, när röret dras upp. Ibland får man dock lov att först packa snön i röret med t.ex. en skidstav. Fjädevågen är graderad i deagram och mätnoggrannheten torde hålla sig omkring ± 2 mm vp, när minst 3 prov vägs successivt i samma påse utan tömning emellan.

Det finska snöröret är 50 cm långt med en genomskärningsarea av 100 cm². Snön i röret tages upp med hjälp av en spade, och rör plus snö vägs på en känslig balansvåg av besmantyp graderad direkt i hela mm vp. Mätnoggrannheten uppskattas vid omsorgsfull mätning till $\pm 0,1$ mm vp, men torde i genomsnitt hålla sig omkring $\pm 0,5$ mm vp. Under ogynnsamma förhållanden, t.ex. stark blåst är mätnoggrannheten givetvis mindre med båda rörtyperna. Härtill kommer olikheter i det naturliga snötäcket - håligheter under buskar och ris o.dyl. För den skull har alltid två å tre mätningar utförts vid varje pegel vid varje mättillfälle. Härigenom har berörda osäkerheter kunnat reduceras till mestadels acceptabla proportioner.

Genom division med volymen, vilken erhålles ur snödjupet avläst på rörets utsida, erhålles snöns spec.vikt. Då snödjupet endast avläses på hel cm när, tillkommer här en osäkerhet som gör att spec.vikten i regel kan bestämmas med en noggrannhet av endast $\pm 0,006$ å $0,008$ g/cm³. Då mätningarna avser hela snötäckets vattenvärde, erhålles ett medelvärde på spec.vikten i en vertikal genom hela snötäcket.

Försök har ej gjorts att mäta spec.vikten i horisontella skikt genom vare sig vågräta provtagningar eller genom vertikala prov, skikt för skikt. Vid sådana mätningar kan annars större noggrannhet uppnås. Benson (1959) och Seligman (1936) räknar med en osäkerhet på $\pm 0,003$ å $0,005$ g/cm³ i gynnsamma fall vid användning av snörör om 500 cm³, modell SIPRE och balansvåg eller motsvarande. I rör av denna typ finns en springa i vardera änden, varigenom en skiva kan föras in, så att en snövolym av exakt 500 cm³ avskäres.

Spec.vikten kan också mätas med en s.k. rammsond (Bull, 1958). Noggrannheten är dock betydligt mindre än vad som erhålles med snörör.

Snöns vattenvärde och spec.vikt har endast uppmätts vid snöpeg-larna. På snöbrickorna skulle det inneburi störningar i den naturliga avsmältningen. Men under antagande att spec.vikten är densamma på brickorna som vid peglarna, kan vattenvärdet beräknas på brickorna med utgångspunkt från snödjupet på dessa.

Under avsmältningstidens senare del kan det dock förekomma relativt stora differenser i spec.vikt mellan brickorna och terrängen beroende bl.a. på den speciella dräneringen från brickorna och uppkomsten av isskikt. De framräknade uppgifterna på snöns vattenvärde på brickorna kan därför endast användas kvalitativt.

2.3.2.3 Mätbyggarna.

Två av försöksområdena, Rå och Bjurbäcken, har förlagts i anslutning till ett par av SMHI:s vattenföringsstationer i småbäckar, där vattenföringen bestäms genom mätbygg.

Bjurbäckens dräneringsområde är 12,5 km² och Råbäckens 1,0 km², och deras högsta högvattenföring uppskattades till 5 å 6 m³/s resp. 0,5 m³/s vid projekteringen av anläggningarna.

I Bjurbäcken byggdes en mätbygg av träspont med skarpkantad triangulärt överfall och med öppningsvinkel 120°. Den togs i bruk i augusti 1957.

Byggen underminerades dock så småningom, troligen mest beroende på för liten stötbotten och raserades vid vårflödet 1960.

En ny mätbygg av samma typ byggdes därefter av Vattenfallsstyrelsen och togs i bruk i januari 1961.

Byggnadens längd är ca 20 m, dess högsta höjd över botten 250 cm och det triangulära överfallets höjd 170 cm.

Vattenståndet ovan byggen har kontinuerligt registrerats med pegel av SMHI:s typ under isfri tid. Dessutom har avläsningar skett på en fast pegelskala även under vintern. Observationerna och bearbetningen omhändertas helt av SMHI.

Den teoretiska formeln för avbördningen över ett skarpkantat triangulärt överfall lyder:

$$Q = \frac{8}{15} \mu \tan \frac{\alpha}{2} \sqrt{2g} h^{5/2}$$

där μ bestämts enligt modellförsök till följande värde (Schaffernak, 1941):

$$\mu = 0,565 + 0,087 h^{-1/2};$$

Q är här avbördningen i cm³/s,

α öppningsvinkeln,

g tyngdkraftens acceleration (982 cm/sek² vid lat. 60°) och

h lugnvattenytans höjd i cm över vinkelspetsen.

Formeln gäller under förutsättning att mätöverfallet är utfört enligt nedanstående normer i enlighet med modellförsöken;

1. Mätdammen helt symmetrisk med den triangulära öppningen i mitten.
2. Lugnvattenbassängen ovanför mätöverfallet sträckande sig minst en sträcka av $5 \cdot h_{\max}$ uppströms överfallet.
3. Lugnvattenbassängens botten plan och vågrät inom ett avstånd av minst $5 \cdot h_{\max}$ uppströms överfallet.
4. Inströmningen i lugnvattenbassängen får ej ske i koncentrerad stråle utan skall ske över ett brett överfall (eller genom ett makadamfilter el.dyl.).
5. Dammbyggnadens längd tvärs över vattendraget minst $8 \cdot h_{\max}$.
6. Dammbyggnadens uppströmssida plan, rak och lodrät.
7. Vinkelspetsen på en höjd av minst $\frac{1}{2}h_{\max}$ över bassängbotten.
8. Vinkeljärnens plana uppströmssida i samma lodräta plan som dammbyggnadens uppströmssida.
9. Vinkeljärnens tjocklek: 5 mm, och avfasade i minst 45° vinkel på nedströmssidan så att den övre kanten får tjockleken 2 mm. Uppströmsskanten skall vara skarp. Även själva dammbyggnaden bör vara avfasad i minst 45° vinkel på nedströmssidan under överfallet.
10. Strålens undersida måste alltid vara luftad. Den får således ej smygga an mot dammens nedströmssida. För att underlätta luftningen kan ett perforerat rör, som är öppet i ändarna, anbringas utmed vinkelbenen på nedströmssidan under strålen. Detta är särskilt viktigt om dammen är så bred, att strålen slår ned på den. Rörlet får dock inte fästas så högt att det stör den fria strålen.

Vattenståndet avser alltid den av utströmningen opåverkade lugnvattenytans höjd över vinkelspetsen.

I praktiken är det svårt att uppfylla samtliga dessa villkor, särskilt i ett så stort vattendrag som Bjurbäcken.

Av SMHI utförda vattenföringsmätningar visar också en avvikelse från den teoretiska formeln. Däremot kan ingen skillnad konstateras i avbördningsförmågan mellan den nya och den gamla

dammen. Hittills har nio vattenföringsmätningar utförts av personal från SMHI. Mätningarna är inlagda på diagrammet på fig. 1., där också den teoretiska avbördningskurvan är uppritad.

Vattenföringsmätningar utförda vid pegel 9-1689 Bjurbäcken.

Nr	Datum	Mätsätt	Mätställe	Förrät- tare	Vatten- stånd cm	Uppmätt vattenf. Q , l/s	Teor. vattenf. Q_t , l/s	Diff. $Q - Q_t$ l/s	%
1.	15/12 1957	25 l hink	vid vinkeln	afors	16,3	25 ⁺ ₅	25,8	-0,8	-3,2
2.	6/3 1958	" " "	" "	JOS	11	9,6	9,7	-0,1	-1,0
3.	2/7 "	flygelm.	50 m ovan dammen	HA	22,4	54	56,6	-2,6	-4,6
4.	29/5 1959	"	ovan lvgbron	"	32,0	128	137,7	-9,7	-7,1
5.	24/5 1961	"	" "	SL	50,4	386	426	-40	-9,4
6.	22/4 1962	"	i vinkeln	HA	23,0	64	60,4	+3,6	+6,0
7.	3/6 "	"	under lvgbr.	SL	41,3	223	260	-37	-14,3
8.	28/6 "	"	vid "	"	33,0	131	148,6	-17,6	-11,8
9.	7/7 "	"	ovan "	afors	29,1	101	108,8	-7,8	-7,2

Förrättningsmän:

HA	Hydrolog Harald Andersson
SL	Hydrologassistent Stig Larsson
JOS	Statshydrolog Jan O. Skifte
afors	" Arne Forsman

Anm. Mätning 1. är osäker, därför att ett för litet kärl kom till användning.

Mätning 6. är även osäker, ty mätningen utfördes just i överfallet, där snedströmmar förekommer.

Om man bortser från de osäkra mätningarna 1. och 6., finner man att differenserna mellan uppmätt vattenföring Q och beräknad Q_t enligt den teoretiska formeln ordnar sig tämligen regelbundet. Jag har beräknat den procentuella avvikelsen från den teoretiska formeln för $Q > 100$ l/s som geometriska mediet av enskilda avvikelserna. Detta ger en genomsnittlig avvikelse på

$$\sqrt[5]{7,2 \cdot 7,1 \cdot 11,8 \cdot 14,3 \cdot 9,4} = 9,7 \%, \text{ eller avrundat } 10 \%.$$

På motsvarande sätt erhålles avvikelser 2 % för $Q < 100$ l/s. Avbördningskurvan för Bjurbäcken tages därför som den teoretiska minskad med 2 % för $Q < 100$ l/s och minskad med 10 % för $Q > 100$ l/s.

För Q omkring 100 l/s göres en utjämning.

Den sålunda konstruerade avbördningstabellen följer nedan.

Avbördningstabell för 9-1689 Bjurbäcken.

Mätdammen med skarpkantat triangulärt överfall, med öppningsvinkeln 120° .

Uppgjord den 16/1-63 av A. Forsman

Anm. Maxavvikelse från teoretisk kurva 10 %.

Vatten- stånd cm	Vatten- förling l/s	Vatten- stånd cm	Vatten- förling l/s	Vatten- stånd cm	Vatten- förling l/s	Vatten- stånd cm	Vatten- förling l/s
0	0,00	10	7,52	20	41,9	70	869
1	0,03	11	9,52	21	47,2	80	1211
2	0,13	12	11,8	22	52,9	90	1629
3	0,38	13	14,3	23	59,2	100	2115
4	0,78	14	17,2	24	66,0	110	2682
5	1,36	15	20,4	25	73,0	120	3303
6	2,15	16	24,1	30	107,9	130	4068
7	3,13	17	28,0	40	216,0	140	4887
8	4,33	18	32,2	50	375	150	5805
9	5,79	19	36,9	60	590		

Möjligheter finns dock göra noggrannare vattenföringsmätningar i Bjurbäcken.

I Råbäcken göts en mätbäck i betong av Vattenfallsstyrelsen efter ritningar av dåvarande förste statshydrologen Sven Rosén, SMHI. Den togs i drift i december 1958. Vattenståndet registreras kontinuerligt med en SMHI-pegel. Det är väl sört för uppvärmning vintertid, varför registreringarna har kunnat pågå även då.

Hittills har sju vattenföringsmätningar utförts i Råbäcken. De visar stor spridning med avvikelser från den teoretiska kurvan på mellan - 6 % och + 30 %. Alla mätningar har dock inte kunnat utföras med samma noggrannhet som vid Bjurbäcken.

Vattenföringsmätningar utförda vid pegel 38-1754 Rå.

Nr	Datum	Mätsätt	Mätställe	Förrät- tare	Vatten- stånd cm	Uppmätt vattenf. Q, l/s	Teor. vattenf. Q _t , l/s	Diff. Q-Q _t	%
1.	21/11 1958	122 l tunna	vid vinkeln	afors	12,1	7,7	7,10	+0,6	+8,5
2.	21/3 1959	" " "	" " "	SR	10,5	6,5	5,00	+1,5	+30,0
3.	27/4 "	flygel m.	nedom lvgbr.	"	31,7	94	77,0	+17	+22,1
4.	14/5 "	122 l tunna	vid vinkeln	"	19,4	28,1	22,9	+5,2	+22,8
5.	2/12 "	233 " "	" "	"	13,5	9,7	9,28	+0,4	+4,3
6.	31/12 "	" " "	" "	"	13,0	8,9	8,45	+0,4	+4,7
7.	12/7 1962	50 l balja	" "	afors	8,7	2,9	3,14	-0,2	-6,3

Förrättningsmän: SR förste statshydrolog S. Rosén
afors statshydrolog A. Forsman

Anm.: Mätningarna nr 2, 3 och 4 är osäkra; även mätning nr 1 är tämligen osäker.

Vid mätningarna nr 2 och 4, men även i viss mån nr 1, har inte tillräcklig noggrannhet uppnåtts i volymbestämningen. Tunnans volym har endast bestämts genom uppmätning av dess höjd samt ett antal diametrar. Även flygel mätningen, som utförts med standardflygel (av Ott-typ), får betecknas som osäker vid rådande låga vattenföring. Vid mätningarna nr 5 och 6 däremot har vattenvolymen bestämts genom vägning och vid nr 7 genom noggrann uppmätning i mätglas.

Om man endast tar hänsyn till de tre sista noggrannare mätningarna är avvikelserna mindre från den teoretiska kurvan, och de har även olika tecken. Med hänsyn till detta och att mättdammen här är byggd mera noggrant enligt normerna, anser jag det befogat att använda den teoretiska kurvan utan korrektioner - i varje fall till dess fler noggranna mätningar

utförts. Felet, som därvid begås, torde knappast överstiga $\pm 5\%$. Den så erhållna avbördningstabellen för Råbäcken framgår av följande tabell. Avbördningskurvan är även uppritad med inlagda vattenföringsmätningar på fig. 2.

Avbördningstabell för 38-175⁴ Råbäcken.

Mättdamm med skarpkantat triangulärt överfall, med öppningsvinkel 90° .

Anm. Tabellen är beräknad enl. den teor. formeln.

Vatten- stånd cm	Vatten- föring l/s	Vatten- stånd cm	Vatten- föring l/s	Vatten- stånd cm	Vatten- föring l/s	Vatten- stånd cm	Vatten- föring l/s
0	0,00	10	4,43	20	24,7	70	557
1	0,02	11	5,60	21	27,9	80	777
2	0,08	12	6,95	22	31,2	90	1042
3	0,23	13	8,45	23	34,9	100	1355
4	0,46	14	10,2	24	38,9	110	1720
5	0,80	15	12,1	25	43,0	120	2120
6	1,26	16	14,2	30	67,7	130	2610
7	1,84	17	16,5	40	138,4	140	3120
8	2,55	18	19,0	50	241	150	3720
9	3,41	19	21,8	60	380		

Ett problem med små överfallsdammar är att de kräver kontinuerlig översyn för att fungera. Det fastnar lätt skräp i vinkeln, och vintertid är isbildningen ett problem. Öppningen i dammen vid Rå är överbyggd med kur med elektrisk uppvärmning, varför issvårigheter endast uppstått genom att en ispelare ibland växt upp nedifrån mot vinkelspetsen. Vid Rå har också daglig tillsyn förekommit året om, och observationerna har fungerat tillfredsställande.

Vid Bjurbäcken, där daglig tillsyn endast förekommit i samband med snösmältningen, har inte observationerna blivit lika fullständiga och svårigheter av skilda slag har vållat avbrott i observationerna.

Ett exempel skall anföras från min inspektion den 14-15/12 1957:

"Bjurbäcken var helt islagd med 15-25 cm snö på isen. Vattenstrålen i mätdammens vinkelspets var infrusen i is, som över-snöats. Vinkelspetsen rensades. Ingen is hade bildats på vinkeljärnen under vattenstrålen. Svårt att avgöra om vattenytan varit dämd. Lufttemperaturen var -32°C ."

På hösten 1958 lät emellertid SMHI strax efter isläggningen värmeisolera mätdammens överfall genom att anbringa en väl isolerad låda över öppningen. Isoleringslådan försågs med två elektriska värmelampor, som matades från en närbelägen elektrisk ledning. Härigenom motverkades isbildning.

Vintern 1962/63 skedde emellertid en så svår isdämning nedifrån, på grund av svallisbildning på ett flackt område nedströms landsvägsbron, att så gott som hela dammen med bl.a. isoleringslåda överdämdes.

Registrerande peglar av SMHI:s tillverkning för veckogång har använts för vattenståndsregistreringen jämte fasta emaljerade pegelskalor av SMHI:s vanliga modell. Vid Råbäcken har även en måttbandspegel installerats. Vattenståndsavläsningarna och registreringarna har skett väl uppströms mätöverfallet vid ostörd lugnvattenyta, och vattenstånden har angivits i hela cm över vinkelspetsen. Här hade det varit önskvärt med större noggrannhet - angivelser i mm. De fasta pegelskalornas nollpunkter har kontrollavvägts vid flera tillfällen i förhållande till vinkelspetsen och erforderliga korrektioner har införts.

Grundvattenmätningar har anordnats av Vattenfallsstyrelsen vid Råbäcken, där tre metallrör ca 2,5 m långa slagits ned i skogen rel. nära bäcken ovanför mätdammen. Grundvattenståndet har uppmätts var 14:de dag med måttbandspegel och angivits i cm under rörets överkant. Rören är inte perforerade och det som mäts är således grundvattnets tryckhöjd på den nivå - ca 2,5 meters djup - där rörens underkant är belägen.

Under en kortare tid utfördes även liknande grundvattenmätningar vid Bjurbäcken i SMHI:s regi.

2.3.2.4 Meteorologiska observationer.

De meteorologiska observationerna har utförts i enlighet med SMHI:s instruktion (SMHI, 1958). Lufttemperatur och luftfuktighet har sålunda uppmätts på ca 1,5 meters höjd över snöytan i en ventilerad termometerbur av standardtyp. Lufttemperaturen har mätts med termometer graderad i 2/10 grader och fuktigheten med antingen Assmans aspirationspsykrometer, oventilerad psykrometer eller med hårhygrometer graderad i % rel. fuktighet.

Dessutom har temperaturen och relativa fuktigheten registrerats med termohygrograf med veckogång. Max- och mintermometrar har även använts.

Det meteorologiska observationsmaterialet måste naturligtvis behandlas kritiskt med avseende på representativiteten, avläsningsfel och instrumentfel.

Temperaturen kan anses vara uppmätt med tillräcklig noggrannhet, medan fuktighetsmätningarna tyvärr är behäftade med vissa svagheter. Endast vid Messaure och Bromma har fuktighetsmätningarna utförts tillfredsställande med aspirationspsykrometer plus termohygrograf. Vid Rå har torr och "våt" oventilerad termometer använts plus termohygrograf. Vid stora och snabba dygnsvariationer i temperatur och fuktighet reagerar hygrografen för långsamt. - Är det vindstilla blir ventilationen otillräcklig kring den "våta" oventilerade termometern, och ur tabell härledda värden ger för stor fuktighet. Hårhygrometer, som används vid Harads nära Bjurbäcken, anses ge något säkrare värden.

Som ett exempel kan jag nämna, vad som framkommit vid bearbetningen av luftfuktigheten vid Rå. Fuktigheten registreras där i en termohygrograf tillsammans med temperaturen. Observatören avläser som kontroll en torr och en "fuktig" termometer varje

dag kl 07. Ur dessa avläsningar kan den relativa fuktigheten eller något annat fuktighetsmått bestämmas ur en tabell. De båda fuktighetsbestämningarna överensstämmer i regel inom $\pm 3\%$ av den relativa fuktigheten. Men enstaka dagar kan skillnaden uppgå till ca 20 %. En dag med svag vind var fuktigheten t.ex. 70 % enligt registreringen och 90 % enl. temperatur-avläsningarna. Med en lufttemperatur på $+5^{\circ}\text{C}$ svarade detta mot en daggpunkt på 0°C resp. $+4^{\circ}\text{C}$.

Meteorologerna brukar i regel räkna med att man får ett säkrare värde genom bestämningen med torr och "våt" termometer. En jämförelse med andra närliggande meteorologiska stationer visade emellertid att daggpunkten borde ligga mellan $+1^{\circ}$ och -1°C . Slutsats: den av hygrografen registrerade fuktigheten måste vara den riktigare. Även vid några andra tillfällen var förhållandena likartade, vilket framgår av följande tabell från högtrycks-situationer med stor dygnsamplitud.

Daggpunkten, t_d , vid Rå, 1959

Datum	Observerad vid Rå kl 07		Enligt väderleks- kartan bör t_d lig- ga mellan följande gränser, $^{\circ}\text{C}$.	
	enl. ovent. psykrometer $t_d^{\circ}\text{C}$	enl. hårhy- grometer $t_d^{\circ}\text{C}$		
5/2	+2,5	-0,5	+1	-1
16/2	-5,0	-9,5	-7	-16
24/2	-3,0	-5,0	-2	-5

Både den 5 och 16 febr. är det klart, enligt jämförelse på väderlekskartan med representativa närliggande stationer, att hårhygrometern ger de tillförlitligaste värdena. Den 24/2 går det inte att avgöra på detta sätt vilket som är riktigast. Men skillnaden är inte heller så stor i detta fall.

Svag vind eller vindstilla rådde vid samtliga dessa tillfällen, varför det är sannolikt att ventilationen varit otillräcklig runt den våta termometern, som därför visat för hög temperatur och då indikerat för hög fuktighet. Tillförlitligare värden erhåller man med Assmans ventilerade psykrometer.

Nederbördsmängderna har uppmätts med SMHI:s standardmätare med vindskärm. Mätarna har stått i vindskyddade lägen, varför man i stort sett får räkna med tillförlitliga värden. Annars är speciellt snönederbörden svår att mäta exakt. En viss del blåser lätt förbi mätaren. Jfr t.ex. Bergsten (1954) och Korhonen (1948).

Vindstyrkan har uppskattats enligt beaufort-skalan, vilken tyvärr är något för grov mot vad som skulle vara önskvärt för mina ändamål.

Molnigheten har uppskattats vid observationsterminerna. Den kan emellertid i vissa väderlekssituationer variera ganska snabbt mellan obsterminerna, vilket då inte har kommit fram i observationsmaterialet.

Instrålningen har i viss mindre utsträckning uppmätts av SMHI med Moll-Gorczyński solarigraf.

Registreringar av solskenstiden med heliograf har kunnat användas i vissa fall, ehuru stationerna varit belägna väl långt från försöksfälten.

2.3.3 Försöksfälten, representativiteten.

Avsikten med snömätningarna har varit att utföra smältvattenmätningar i vissa punkter, så valda att de skulle vara representativa för större områden.

Vid försöksfält med mätdammar skulle sålunda smältvattenmätningarna vara representativa för respektive damms dräneringsområde. Även de samhöriga meteorologiska observationerna skulle vara representativa för motsvarande områden.

Bl.a. på grund av dess betydelse för skötseln av sjöregleringarna utvaldes Norrlands skogsområde som den terrängtyp, som skulle studeras.

Som väntat var det svårt att finna representativa lägen i barrskogen, där snön lägger sig så ojämnt beroende på olikheter i trädens slag, ålder, täthet och växtsätt m.m. Mitt i gläntor eller i mycket gles skog, de ställen där snötäcket ligger jämnast, påverkas smältningen i mycket varierande grad av instrålning - direkt samt reflekterad och emitterad från träden. Dessutom är utstrålningen större där än i skog av normal täthet. Lösningen till detta dilemma var att om möjligt lägga ut minst tre brickor på plan mark vid varje försöksfält - en i tät skog under kronorna, en i tämligen soligt läge mitt i en glänta och en i en glänta skyddad mot direkt solstrålning.

Detta visade sig svårt att genomföra i praktiken.

Men jag ville också undersöka smältningen under extrema förhållanden: i solig södersluttning, i skuggad norrsluttning, under tät gran och i soligt läge med svärtad snöyta.

De första installationerna var mer eller mindre experimentbetonade - för att se om och hur brickorna fungerade. De gav också värdefulla erfarenheter för de fortsatta mätningarna.

2.3.3.1 Bromma.

Våren 1957 lade jag ut den första snöbrickan. Den placerades vid Bromma flygfält på en bergknalle invid SMHI:s aerologiska station i öppet läge utsatt för sol och vind. Brickans botten täcktes med grus, och snö skottades på till jämnhöjd med omgivningen, d.v.s. till ca 1 dm:s höjd.

I december samma år lade jag ut 4 snöbrickor inom samma område. Bricka nr 1 placerades i ungefär samma läge som på våren: på bergknallen söder om aerologiska stationen i fritt läge, utsatt för sol och vind. Nr 2 lades på utlöparen mot öster från samma bergknalle på dess norrsluttning invid infartsvägen till aerologiska stationen. Brickan låg delvis under grenarna på ett mindre lövträd och således relativt skyddat mot vind och sol. Bricka nr 3 lades på ett mindre bergsparti norr om aerologiska

stationen, utsatt för sol och vind. Den sluttade ca 4 % mot öster. Nr 4 placerades norr om stationshuset ca 2 m från husväggen. Denna bricka var helt skyddad från solstrålning. Vid sydliga vindar var brickan i "regnskuggan".

Samtliga brickor var således mer eller mindre utsatta för blåst. Även denna gång täcktes botten med ett centimetertjockt gruslager. Smältvattenmätningar utfördes vid dessa brickor under våren 1958. Det visade sig att snön smälte bort från brickorna i ungefär samma takt som från berghällarna. Däremot låg snön kvar längre på gräsklädd mark, som upptar större delen av detta nästan trädlösa område. Mätningarna vid Bromma representerar således avsmältningsförhållandena på öppen mark och särskilt berghällar.

Snödjupen uppmättes med tumstock och snötaxeringarna med snörör av finsk modell.

Meteorologiska observationer erhöles från flygväderlekstjänsten vid Bromma flygfält, där fuktigheten mättes med aspirationspsykrometer och termohygrograf och vindstyrkan registrerades.

Termometerburen är placerad på gräsmatta vid själva flygfältet, endast ett par hundra meter från försöksfältet, varför värdena därifrån är representativa för försöksfältet. Vindregistreringarna utfördes på taket på stationsbyggnaden på något lägre nivå än försöksfältet, men de kan också anses representativa.

Värden på solskenstid och instrålning erhöles från registreringar vid SMHI i Stockholm. Även dessa värden kan anses representativa.

2.3.3.2 Bjurbäcken.

Ett försöksfält utvaldes inom Bjurbäckens dräneringsområde, där en mätdamm tidigare anlagts.

Bjurbäcken är ett litet tillflöde till Luleälv från höger, ca $1\frac{1}{2}$ mil nordväst om Boden nära Harads. Den avvattnar vid mätdammen $12,5 \text{ km}^2$ barrskogsbevuxet område, varav ca 1 km^2 utgöres av myr. Dräneringsområdet är väsentligen långsmalt med en bredd som i stort sett varierar mellan 1 och $2\frac{1}{2}$ km. Normal medelvattenföring kan uppskattas till $0,14 \text{ m}^3/\text{s}$, normal högvattenföring till $1,8 \text{ m}^3/\text{s}$ och högsta högvattenföring till 5 å $6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Berggrunden tillhör urberget (SMHA, $\frac{610}{1914}$ 9.2. 1930). De högsta topparna går upp mot 250 m ö.h. Huvuddelen av området består av moränavlagringar under marina gränsen (här på ca 210 m ö.h.). I den nedre delen av sitt lopp rinner Bjurbäcken i en djup ravin i finkornig älvdalssediment. Ravinen är ca 10 m djup och omkring 20 m bred. Bäckens mynnar i en lagunsjö vid Luleälven. Bäckens längd är ca 9 km och den faller ca 150 m på denna sträcka. Den har således ett ganska stritt lopp med en medellutning på 1,7 %. Ett hundra meter från mynningen leder en landsvägsbro över bäcken på vägen S. Harads - S. Bredåker. Detta är enda delen som är tillgänglig med bil. Mätdammen är anlagd ca 300 m uppströms bron. Inom detta område finns ovan ravinen huvudsakligen tät ungskog av tall och gran. I ravinen växer vide, snår, småbjörk och risig gran.

Tre snöbrickor lades ut i närheten av mätdammen i Bjurbäcken i december 1957. Vid detta tillfälle var snödjupet redan 16-20 cm och vattenvärdet 20-30 mm vp. De försågs med ett gruslager på botten. En (nr 1) placerades i öppet men vindskyddat läge på en avsats på södersluttningen ner mot bäcken strax ovanför dammen. Skogen på andra sidan bäcken skymde endast en mindre del av himlen. Brickan lutade ca 3 % mot sydväst. Det visade sig dock senare att denna bricka placerats så nära ravinens vägg att smältvatten kunde rinna in på brickan uppfifrån. Mätvärdena får därför förkastas. Två snöpegel (1a och 1b) sattes upp nära brickan.

En bricka (nr 2) placerades på relativt plan mark i skogen under några mindre granar skyddad mot solstrålning och alldeles intill ravinens överkant, ca 100 m nedströms mätdammen på västra stranden. Brickan lutade ca 2 % mot sydost. En snöpegel (2a) restes i närheten.

Ytterligare en bricka (nr 3) lades ut ca 50 m uppströms landsvägsbron på högra stranden i en norrsluttning bevuxen med björkar. Den lutade ca 2 % mot norr och var helt skyddad mot solstrålning. Två snöpegel (3a och 3b) sattes upp intill.

Avsikten var här att lägga brickorna i så extrema lägen som möjligt, för att studera skillnaden i avsmältningsförhållandena. I mitten av april 1958 utfördes en noggrann snötaxering i 17 representativa punkter inom hela dräneringsområdet. (Fältarbetet utfördes av dåvarande hydrologassistenten Tore Lundberg vid SMHI). Enligt denna var snötäckets vattenvärde i genomsnitt över hela dräneringsområdet 148 mm vp medan vattenvärdet på snöbrickorna varierade mellan 80 och 120 mm.

Hösten 1958 flyttades brickorna till mera representativa lägen i mindre gläntor på rel. plan skogsmark. Marken jämnades till och brickorna placerades lutande ca 3 % och 1-3 cm förhöjda, så att smältvatten inte kunde rinna in över kanterna. Ytterkanterna kläddes med mossor och botten belades med grågul sjögräsväv, som kan anses efterlikna den naturliga markvegetationen i strålningshänseende. Tre brickor lades ut i plan skog, ej långt från mätdammen. Bricka 1 lades ut i en mindre glänta på högra stranden omkring 100 m från bäcken i jämnhöjd med mätdammen. Bricka 2 placerades i glänta på vänstra stranden, ca 100 m nedströms dammen och ungefär lika långt från bäcken. Bricka 3 placerades i en glänta på högra stranden ca 150 m nedströms dammen och knappt 100 m från bäcken.

Brickorna har därefter haft oförändrade lägen.

Erforderliga meteorologiska data har hämtats från SMHI:s meteorologiska station i Harads, vilken är utrustad med vanlig termometer, max- och mintermometer och hygrometer samt nederbörds-mätare. Temperatur- och fuktighetsregistrering saknas. Till vägledning vid bedömning av den dagliga gången har registreringarna vid Luleå-Kallax använts. Instrålningen registrerades en kortare tid med solarigraf.

1. The first part of the paper discusses the importance of the study and the objectives of the research. It also mentions the scope of the study and the limitations of the study.

2. The second part of the paper discusses the methodology used in the study. It includes a description of the data collection methods, the sample size, and the statistical methods used for data analysis.

3. The third part of the paper discusses the results of the study. It includes a description of the findings and a discussion of the implications of the findings. It also mentions the limitations of the study and the need for further research.

4. The fourth part of the paper discusses the conclusion of the study. It includes a summary of the findings and a statement of the author's conclusions. It also mentions the limitations of the study and the need for further research.

Harads ligger ca 2 mil nordväst om Bjurbäcken på Luleälvens vänstra strand och den meteorologiska stationen, som ligger 35 m ö.h. och ca 300 meter från älven, har ett mera öppet läge än vad som motsvarar snöbrickornas lägen. Man kan därför förmoda att det finns vissa skillnader i de meteorologiska elementen i Harads och vid Bjurbäcken. Skillnaderna torde dock mestadels vara obetydliga.

2.3.3.3 Messaure.

Messaure ligger vid Luleälven nära polcirkeln. Till försöksfält för smältvattenundersökningarna utvaldes en glänta i ungskogen vid Luleälvs vänstra (nordöstra) strand, 20-30 m söder om Kaltisjokks djupa ravin och ca 40 m väster om bron, där landsvägen Messaure-Nattavara korsar Kaltisjokk. Området ligger knappt 300 m norr om Vattenfalls mäss, varifrån det leder en stig. Det ligger 175 m ö.h. och ca 80 m över Luleälven på en ca 300 m bred rel. plan "hylla", med en del spridda stenblock, halvvägs upp på den i övrigt branta sluttningen mot älven, vilken i sin helhet lutar mot WSW.

Gläntan i skogen är ca 20 x 100 m, och den är orienterad i sin längdriktning ungefär i öst-väst. Den omgivande skogen består av unga tallar endast 4-10 m höga.

Två snöbrickor placerades i dec. 1957 bredvid varandra ungefär mitt i gläntan på en sandbädd på en liten avsats, som avslutades med ett 30-60 cm:s stup mot söder. Brickorna lutade ca 1,5 % mot söder. De pressades ned några cm i sanden och fylldes med grus till jämnhöjd med sanden utanför. Intill och delvis emellan brickorna fanns ett större stenblock. Den ena brickan besprutades med kimrök för att utröna dess inverkan på snösmältningen, men den andra lämnades orörd hela tiden.

Fem småtallar i omgivningen sågades ned till ca 2 m över marken och 1,5 m långa, cm-graderade stänger spikades på. Så erhöles 5 st snöpegel.

Placeringen invid stenblocket kunde inte anses lämplig, varför brickorna hösten 1959 flyttades och lades ut i två mindre gläntor på plan mark utan störande stenblock i närheten.

Bricka 1 lades i ett soligare läge än bricka 2. Brickorna försågs med sjögräsmattor och arrangerades f.ö. på samma sätt som vid Bjurbäcken. Mätningarna har pågått t.o.m. våren 1962.

De meteorologiska observationerna har utförts direkt i anslutning till snöbrickorna, och är representativa för försöksområdet. Instrumenteringen omfattade ventilerad psykrometer, max- och mintermometer och termohygrograf i termometerbur samt nederbördsräknare.

2.3.3.4 Råbäcken

Vid Råbäcken, ett litet tillflöde till Ångermanälven strax norr om Näsåker, planerade Vattenfallsstyrelsen i samarbete med SMHI en vattenföringsstation samt meteorologiska observationer. Området kunde anses lämpligt för snöundersökningar, och ett samarbete etablerades.

Råbäckens dräneringsområde, vilket omfattar 1,0 km², består till största delen av barrskog och är tämligen cirkulärt. Nära centrum ligger en tjärn med yta på ca 0,015 km², omgiven av en myr med ungefärlig area 0,006 km². Dräneringsområdets högsta punkt är Källberget, 271 m ö.h.

Dammen ligger ca 160 m ö.h. eller ca 70 m över älven, som här rinner i markerad dalgång. Berggrunden tillhör urberget (SMHA 38 80/1923, 1930), men berget går endast i dagen i form av en liten klack vid mätbäckens södra ände. Eljest är berget täckt med morän.

Råbäcken rinner i samlad fåra från tjärnen, men ca 500 m nedströms denna rinner den mellan stora stenar i hagmark och bitvis försvinner vattnet under markytan vid låga vattenföringar. När bäcken närmar sig landsvägen, rinner den i brant lutning

i en flack dalgång för att nära landsvägen, som den passerar i en vägtrumma, samla sig i en avgränsad fåra. Mätdammen är anlagd omedelbart uppströms landsvägen. En uppskattning av de karakteristiska vattenföringarna enligt SMHI:s metoder (Bergsten, 1945) ger följande resultat: normal medelvattenföring 9 l/s, normal högvattenföring 150 l/s och högsta högvattenföring 400-500 l/s.

Hösten 1958 lades tre snöbrickor ut i relativt plan barrskog. Bricka 1 lades ut i ett mycket skuggigt läge i tät skog bland yviga smågranar. Bricka 2 och 3 lades i mindre gläntor i övervägande tallskog. Brickorna försågs med sjögräsväv i botten och mossor runt kanterna. De lades ut lutande ca 3 % och någon cm förhöjda över omgivningen. Brickorna placerades i ett hundratal meter uppströms mätdammen och inom dess dräneringsområde. Snöpegelrar installerades invid brickorna.

Termometerburen vid mätdammen utrustades med oventilerad psykometer och termohygrograf, och en nederbördsräknare installerades. De meteorologiska observationerna utfördes visserligen vid mätdammen nära landsvägen i relativt öppet läge, men de kan ändå anses representativa för snöbrickorna och dräneringsområdet för övrigt.

Tre grundvattenrör har slagits ned relativt nära bäcken, möjligen för nära. Frågan om hur pass representativa mätningarna i dessa rör är för dräneringsområdet i sin helhet får lämnas öppen. Det är tänkbart att de två rör, som visar små årsvariationer, är nedslagna i en urbergsficka el.dyl.

Grundvattenförhållandena är dock av underordnad betydelse i vattenhushållningen under snösmältningen.

2.3.3.5 Hoting.

I Hoting i norra Ångermanland lades en snöbricka ut hösten 1957. Botten täcktes med grus. Hösten 1958 utbyttes gruset mot en matta av sjögräsväv. Brickan ligger i högstammig, relativt plan

tallskog i en mindre, vindskyddad glänta ca 50 m från Vattenfalls lokalkontor. Snöpegel har upprests i närheten. Temperatur och fuktighet bestämdes med oventilerad psykometer.

Gemensamt för placeringarna av samtliga snöbrickor fr.o.m. säsongen 1958/59 är att lokalerna är utvalda så att brickorna skall ge värden representativa för respektive skogsområden. Lägen under träd har dock undvikits, därför att risken är stor att snö rasar ner eller smältvatten droppar ner och stör avsmältningsförloppet. Utläggning i gläntor har därför föredragits, men därigenom har också brickorna utsatts för mer instrålning än skogsmarken i genomsnitt. Utstrålningen har inte heller nedsatts lika mycket som från skogsmarken i allmänhet. Dessutom har brickorna utsatts för mer reflekterad kortvågsstrålning från träden vid gläntornas norrsida samt även mer emitterad långvågsstrålning från dessa än vad som är normalt för barrskogsmark,

2.3.3.6 Observationsterminer och observatörer.

Mätningarna och observationerna under smältsäsongen har utförts enligt följande uppställning, med endast få och tillfälliga undantag.

Smältvattnet har uppmätts varje dag med avsmältning någon gång mellan kl 17 och 19 (i regel kl 18) samt under perioder med tö på natten även på morgonen mellan kl 7 och 8.

Under några dagar varje säsong med stark smältning har mätningar dessutom gjorts var eller varannan timme.

Snödjupet en gång dagligen.

Snötaxering (bestämning av snöns vattenvärde) minst en gång per vecka, men i regel dagligen under intensiv avsmältning.

Vattenstånd ovan mätdammen: kontinuerlig registrering med kontrollavläsning på fast pegelskala minst en gång per vecka men ofta dagligen.

Grundvattenstånd en gång varannan vecka.

Tömning av nederbördsräknaren dagligen.

Lufttemperatur och luftfuktighet: termometrarna avläses kl 07 varje morgon för kontroll av registreringen.

Observationerna och mätningarna har utförts av följande personer:

Bromma: laboratorieassistenter vid SMHI:s aerologiska station.

Bjurbäcken: snömätningar, hr Sven Levin, Svartlå och hr Egil Nilsson, S. Bredåker.

vattenstånd, Vattenfallsstyrelsens lokalkontor i Harads.
meteorologiska observationer, SMHI:s ordinarie observatörer i Harads.

Messaure: meteorologassistent Kullin, SMHI

Rå: ing. Hägglund och verkmästare Måhlén, Mellersta Norrlands kraftverk, Driftskontoret, Näsåker.

Hoting: Mellersta Norrlands kraftverk, Lokalkontoret i Hoting.

3. Bearbetning och analyser av observationsmaterialet. Resultat.

3.1 Redovisning av observationsmaterialet och primärbearbetningen.

Det omfattande observationsmaterial, som insamlats under snöundersökningarna, förvaras i original på SMHI i Stockholm liksom även alla bearbetningar.

Efter en första granskning av primärvärdena i observationsrapporterna har utvärdering skett av vissa data såsom smältvattenmängder per dygn, snöns spec.vikt och vatteninnehåll, positiva dygnsgrader, kondensations- och konvektionsindex, strålningsindex, vattenföring m.m. Vidare har diagram uppritats visande dagliga smältvattenmängder och övriga ovanstående data. Sammanlagt har närmare 6000 värden bearbetats och inprickats.

3.1.1 Smältvatten och snötaxeringar.

Fig. 3 visar ett exempel på en rapport från Messaure över smältvatten m.m. vid bricka 1 och 2 avseende dagarna 18-20 april 1960. I de båda kolumnerna längst till höger är snödjupet på brickorna uträknat som ett medeltal av de tre mätningarna, varvid punkt 2 - mitt på brickan - tilldelats dubbel vikt.

Fig. 4 ger exempel på en rapport över snötaxeringar vid Messaure den 18 och 20 april 1960. Rapporten upptar snödjup i cm vid pegel samt avläst på snöröret; vidare vikten av snöproven i deagram successivt adderad utan tömning av påsen mellan vägningarna. I näst sista kolumnen är spec.vikten (tätheten) uträknad för varje mätställe, och i sista kolumnen är medelvärdet bildat för omgivningen till varje snöbricka. Vid varje bricka är här sålunda spec.vikten bestämd som medeltal av 16 snöprov. Vid andra tillfällen har färre antal prov tagits - dock minst 6 för varje bricka.

Tabeller, som den på fig. 5, har uppgjorts för varje bricka. Den upptar förutom smältvatten och spec.vikt vid varje måttillfälle även snödjupet och vattenvärdet på brickan vid snöpegelarna samt motsvarande uppgifter vid röret, som används vid snötaxeringarna.

Här förutsättes, att den vid snötaxeringarna bestämda spec.vikten även gäller för brickan och vid snöpeglarna, och vattenvärdet där är uträknat som produkten av spec.vikt och uppmätt snödjup. "i" betecknar interpolerade värden. Interpoleringen har i regel skett lineärt. I kolumnerna för vattenvärdet har också angivits dettas ändring mellan varje mättillfälle. Dessa differenser är dock tämligen osäkra, beroende bl.a. på att de till stor del beräknats ur interpolerade värden, och de kan därför inte användas i kvantitativa beräkningar.

Tabeller har även sammanställts, utvisande för varje bricka, dels smältvattenmängderna per 24 tim och per 12 tim (dag och natt), dels snötäckets vattenvärde på brickan och i omgivande terräng samt snödjup och spec.vikt.

Under de kortare perioder då uppmätningar skett var eller varannan timme har smältvattnet tabellerats för 1 resp. 2 timmar. I samband med uppgörandet av denna tabell har en granskning verkställts av observationerna. De uppmätta smältvattenmängderna på en viss bricka har jämförts med motsvarande värden från närliggande brickor samt med de dagliga differenserna i snötäckets vattenvärde. Härigenom har en del felaktiga värden kunnat utgallras. Detta gäller framförallt bricka 1 vid Bjurbäcken våren 1958, då de uppmätta värdena uppenbarligen var för stora. Anledningen var att brickan låg för nära ravinbranten, så att smältvatten uppifrån kunde rinna in på den.

Våren 1961, då jag själv vistades utomlands, blev mätningarna vid Bjurbäcken tämligen otillförlitliga. De utfördes inte så regelbundet och ytterhinkarna svämmade över vid flera tillfällen. Snö har också troligen blåst in i hinkarna.

3.1.2 Lufttemperatur och luftfuktighet.

Fig. 6 visar ett exempel på ett registreringsdiagram från en termohygrograf, i detta fall från Messaure. Under denna tid har temperaturregistreringen fungerat mindre tillfredsställande. En korrigerad kurva har inlagts med hjälp av avläsningar med en Assmans aspirationspsykrometer samt max- och mintermometrar.

Fuktighetsregistreringen har fungerat bättre, vilket framgår av en jämförelse mellan de på diagrammet antecknade värdena på den relativa fuktigheten (i %) på övre raden, härlett ur mätningar med "Assman", och på den nedre, enligt registreringarna. Registreringarna har på detta sätt jämförts med de motsvarande värdena, enligt avläsningar en eller flera gånger per dag, som införts i de meteorologiska journalerna.

Eftersom lufttemperaturer över eller under noll påverkar snöns avsmältning på ett fundamentalt olika sätt, har jag vid bearbetningen skilt på plus- och minusgrader.

Dygnet's minimitemperatur har fått representera köldgradernas inverkan, och beträffande plusgraderna har jag bildat summan av de positiva timmedeltemperaturerna för samtliga tider som förflutit mellan två tömningar av smältvattenhinkarna. De positiva timgraderna har utvärderats ur temperaturregistreringarna, där de motsvarar ytan mellan tempkurvan över noll och noll-linjen. Genom division med 24 erhålles temperatursumman U i dygnsgrader.

Några förtydligande exempel:

					U dygnsgrader
Temperaturen är under eller lika med noll hela dygnet					0,0
"	"	+1,0°	"	"	1,0
"	"	+3,0° i 12 tim och under 0° i 12 tim			1,5

Temperaturen är uppmätt på vanlig instrumenthöjd och kan därför avvika från snöytans temp. Om man dessutom tar hänsyn till representativiteten för snöbrickorna är det klart, att det kan diskuteras, om just noll grader är den lämpligaste utgångstemperaturen. Här har emellertid för enkelhets skull detta antagits.

Fuktighetstrycket har utvärderats ur mätningar med psykrometer, så ofta sådana mätningar har förelegat - i regel kl 07 varje morgon. Eljest har fuktighetstrycket utvärderats ur den relativa fuktigheten enligt hygrogram. Vid skiljaktiga värden har de olika mätmetoderna värderats i följande ordning med avseende på till-

1. The first part of the paper is devoted to a general discussion of the problem.

2. In the second part, we consider the case of a single particle in a potential well.

3. The third part is devoted to the case of a system of two particles.

4. In the fourth part, we consider the case of a system of three particles.

5. The fifth part is devoted to the case of a system of four particles.

6. In the sixth part, we consider the case of a system of five particles.

7. The seventh part is devoted to the case of a system of six particles.

förlitligheten. Först Assmans aspirationspsykrometer, sedan torr och "våt" termometer, därefter hygrometer och sist hygrografen. Dock får torr och "våt" termometer anses osäkrast vid vindstilla eller svag vind.

3.1.3 Övriga meteorologiska observationer.

Nederbördsuppgifter, molnigheten och uppskattningarna av vindstyrkan ingår i de meteorologiska journalerna. Vid bearbetningen av nederbördsmängderna har åtskillnad gjorts på snö- och regnnederbörd. Snöblandat regn har redovisats för sig. Vindstyrkan i beaufortgrader har omvandlats till m/s enligt följande tabell (SMHI, 1958):

Beaufort	m/s
0	0,1
1	0,9
2	2,5
3	4,4
4	6,7

Observationer över globalstrålningen föreligger i form av registreringsdiagram. Dessa har bearbetats av SMHI:s klimatbyrå, varvid tim- och dygnsvärden i cal/cm² utvärderats. Strålningsinstrumentet fordrar kalibrering med vissa intervall. Detta hade emellertid försummats och de senare registreringarna var uppenbarligen felaktiga och fick förkastas.

3.1.4 Vattenstånd och vattenföring.

Vattenståndsregistreringarna och avläsningarna från mätdammarna i Råbäcken och Bjurbäcken förvaras på SMHI. Fig. 7 visar ett vattenståndsdiagram för Råbäcken veckan 24/4-1/5 1961. Efter kontroll av registreringarna har vattenföringen utvärderats med hjälp av avbördningsstabeller. Vid stora dygnsvariationer har timvärden beräknats på vattenföringen, varur dygnsmedeltal uträknats. Eljest har dygnsmedeltalet av vattenståndet direkt fått ge motsvarande vattenföringsvärde.

3.2 Statistisk behandling av avsmältningen som funktion av meteorologiska parametrar.

I problemkomplexet väderlek - snösmältning - avrinning urskiljer man följande delproblem:

1. sambandet mellan väderlek och snösmältning
2. " " snösmältning och avrinning
3. " direkt mellan väderlek och avrinning

Faktorerna, som inverkar på snösmältning och avrinning, kan analyseras på olika sätt. Snösmältningen kan t.ex. sättas i relation till sina orsaker genom korrelationsräkningar eller genom fysikaliska formler med empiriskt eller teoretiskt bestämda konstanter.

Här skall först sambandet väderlek - snösmältning behandlas medelst multipelkorrelation. Vid dessa beräkningar ingår ett antal variabler såsom index på vissa processer. Jfr Linsley (1952). Vid index-metoden anses de uppmätta storheterna som rationella index på de sanna värdena av de storheter, som inverkar på det fenomen som skall beskrivas, och dessa indices kombineras med statistiska metoder för att erhålla de sökta sambanden.

De parametrar som användes måste vara logiskt sammanhängande med företeelsen i fråga, och den tillämpade metodiken bör inte vara för speciell utan kunna tillämpas vid liknande problem. I hydrologiska beräkningar avses med ett index en meteorologisk eller hydrologisk variabel, vars variationer går parallellt med den storhet, som den ersätter. Index-variabeln utväljes därför att den är lättare att mäta än den relevanta storheten. (Snow Hydrology, 1956).

Tillförlitligheten i beskrivningen med index beror bl.a. på hur väl de aktuella storheterna eller processerna beskrivs av variabeln ifråga. Snötäckets ålder och dess spec.vikt kan t.ex. tjäna som ett index på dess vattenhållande förmåga, och lufttemperaturen på det konvektiva utbytet.

Avsikten med korrelationsberäkningarna är att finna en så god beskrivning som möjligt på snösmältningen med utgångspunkt dels från vid denna undersökning tillgängliga observationer och därav härledda index (det teoretiska syftet), och dels från möjligast få och enkla, vanligen tillgängliga meteorologiska observationer (det praktiska syftet).

Avsikten är också att utröna vilka index som har största betydelsen och hur övriga regressionskoefficienter ändras, om andra variabler tillkommer eller borttages.

Genom korrelationsberäkningarna kan man beräkna en regressions-ekvation, som uttrycker sambandet mellan de oberoende variablerna och den beroende (snösmältningen). Genom dessa räkningar bestäms sådana värden på koefficienterna i regressions-ekvationerna, att summan av kvadraterna på avvikelserna mellan beräknade och observerade värden på den beroende variabeln blir så liten som möjligt. Detta innebär att restvariansen blir så liten som möjligt.

Genom att man antar, att de oberoende variablerna är fixa storheter utan mätfel eller andra osäkerheter, övertages alla fel av den beroende variabeln. Men detta förfarande är troligen det bästa, anser bl.a. Snyder (1962), när man vill beräkna värden på den beroende variabeln med minsta möjliga restvarians.

Hur väl regressions-ekvationen beskriver sambandet ifråga anges av den multipla korrelationsfaktorn $R_{1.234}$, som kan anta värden mellan noll och ett. Index 1 anger den beroende variabeln och indices efter punkten de oberoende variablerna. Om R är noll, betyder detta att det inte existerar något samband, och om R är ett, är sambandet en matematisk funktion med restvarians noll.

Osäkerheten i R har beräknats enligt formeln: $e(R) = \frac{1-R^2}{\sqrt{n}}$ där n är antalet samhöriga värden på variablerna.

1944

1. 1. 1944

2. 1. 1944

3. 1. 1944

4. 1. 1944

5. 1. 1944

6. 1. 1944

Man får dock komma ihåg att multipelkorrelationsräkningen förutsätter ett lineärt samband. Är sambandet sålunda mycket starkt, men följer t.ex. en potenslag, får man ett lågt R-värde. Men i sådana fall finns möjligheten, att genom variabeltransformationer, göra sambandet lineärt.

Restvariansens reduktion genom regressionsekvationen (vanligen uttryckt i %) är kanske ett bättre mått på hur väl denna beskriver den beroende variabeln.

Vid multipelkorrelation bör de oberoende variablerna sinsemellan vara oberoende. Detta är dock inte ett nödvändigt villkor, men vid hög korrelation mellan några oberoende variabler kan man få ologiska resultat, som inte överensstämmer med kända fysiska lagar (Gartska et al., 1959 p.92).

Instrålning och vindstyrka är exempel på två storheter, som är negativt korrelerade liksom instrålning och effektiv långvågstrålning.

Av det första avsnittet i föreliggande arbete framgår, att sambandet mellan snösmältningen och de meteorologiska faktorerna är komplicerat. Men genom indexmetoden kombinerad med korrelationsräkningar kan man uppnå vissa förenklingar.

En fara lurar dock vid multipelkorrelation i att man frestas ta med för många oberoende variabler i förhållande till antalet observerade samhöriga värden. Risker är särskilt stora, när man inte har något kontrollmaterial, utan utnyttjar alla observerade data för beräkning av regressionsekvationerna.

De smältvattenmängder, som uppmäts på brickorna, beror delvis på snöns egenskaper, dess mognad m.m., men under den egentliga avsmältningstiden, då snön har mognat och är mättad med kapillärt vatten, kan man anse smältningen enbart beroende på de meteorologiska faktorerna. Svårast att bortse ifrån här torde vara ändringar i snöytans albedo.

För att kunna utföras med framgång har därför korrelationsräkningarna genomförts endast för dagar, då snösmältningen kommit igång på allvar, och de har avslutats då snötäcket på brickorna gått ned till 1 dm. Alla dygn med regn har uteslutits. Dagar med snöblandat regn har medtagits om snödjupet på brickorna varit större än 50 cm. Dagar med enbart snöfall har inte uteslutits.

Korrelationsräkningarna tillämpas här på en tidsserie, och frågan är om värdena är helt oberoende av varandra, vilket är önskvärt. Att de uppmätta dygnsvärdena på avsmältningen ej är direkt beroende av varandra framgår av att den nattliga avsmältningen är liten. I de meteorologiska faktorernas variation med tiden ligger en viss persistens. Denna torde emellertid inte vara så stor att den äventyrar resultaten av korrelationsräkningen. I korrelationsräkningarna har de dagliga uppmätta smältvattenmängderna ingått som beroende variabel X_1 , och som oberoende de positiva dygnsgraderna (beräknade ur timvärden på termogrammen), dygnets minimitemperatur, ett strålningsindex: $S \cdot \sin h \cdot (1 - 0,5 N)$, där S är maximal solskenstid i tim, h största solhöjden och N molnigheten, och ett kondensationsindex: $v \cdot (6,11 - e)$, där v är uppskattad vindstyrka i beaufort och e luftens fuktighetstryck i mb.

De olika indices har valts så att de skall representera de skilda processerna i snötäckets energihushållning under snösmältningen.

De positiva dygnsgraderna U representerar givetvis i första hand det konvektiva utbytet med luften, men de står även i relation till instrålningen och i någon mån även till den långvågiga strålningsbalansen. Det konvektiva utbytet enbart torde dock bättre representeras av produkten av vindstyrkan och positiva dygnsgrader eller annan tempfunktion. Men eftersom instrålningen är oberoende av vinden, har jag här i första hand prövat med dygnsgraderna enbart. Bidragande till detta beslut var även, att på vindstyrkan endast förelåg uppskattningar, som måste anses mindre representativa för skogen. Jag ansåg det därför inte berättigat att

införa en rel. stor osäkerhet i den faktor, som kunde förmodas mest påverka smältningen.

Dygnet's minimitemp. får representera snötäckets nattliga avkylning genom effektiv utstrålning samt smältvattnets återfrysning. Positiva minimitemperaturer har därför satts lika med noll. Det berättigade i detta senare kan emellertid diskuteras.

Som index på instrålning, där mätningar saknas, har använts uttrycket $S \cdot \sin h (1 - 0,5 N)$, där S och h erhålles ur astronomiska tabeller. Dessa beror enbart på latitud och datum, eftersom hänsyn inte tagits till den verkliga horisonten. N är observerad molnighet i medeltal under dygnet's ljusa tid, beräknad ur uppskattningar av total molnmängd vid de vanliga meteorologiska observationsterminerna (kl 07, 13 och 19). Mulet motsvarar $N = 1$ och klart $N = 0$.

Ehuru instrålningen påverkar pos. dygnsgraderna, ville jag även ha ett strålningsindex, som varierade med årstiden och med latituden. Enbart maximala solskenstiden måste vara missvisande, eftersom maximala solhöjden h är lägre på en högre latitud vid samma tidpunkt. Produkten har därför bildats med sinus för maximal solhöjd.

Index på energiutbytet genom kondensation och avdunstning har satts som produkten av vindstyrkan (här i grader beaufort) och den vertikala fuktighetsdifferensen mellan den smältande snöytan och normal instrumenthöjd. Positiva värden motsvarar avdunstning, negativa kondensation. Detta index representerar enbart en process beroende av vindstyrkan, varför jag har ansett det lämpligt att ta med vindstyrkan, trots de invändningar som tidigare anförts. Diskutabelt är däremot lämpligheten av att använda beaufortgrader, vilka ju ger värdet noll på detta index vid låga vindstyrkor (under $0,5 \text{ m/s}$). Men kondensationsprocessen är ju då i varje fall liten, varför felet i allmänhet kan försummas.

3.2.1 Vilka index beskriver bäst snösmältningen ?

För att utröna vilka index, som bäst beskriver avsmältningen, har ett antal korrelationsräkningar utförts, vilkas resultat framläggs nedan. Beräkningarnas gång i detalj framgår av särskilda tabeller.

Korrelationsräkningarna har utförts dels individuellt för några brickor, dels för medelvärden av uppgifter från flera brickor. Beräkningarna har omfattat samtliga säsonger med tillförlitliga observationer. De omfattar härigenom 35-40 dygn sammanlagt för varje bricka. Beräkningsperioderna omfattar dagar utan regn men med relativt intensiv avsmältning.

Beteckningar samt gränser mellan vilka variablerna i regel varierar under snösmältningen:

X_1 = smältvatten, mm vattenhöjd	0,0-20,0
X_2 = positiva dygnsgrader	0,0-12,0
X_3 = negativ minimitemp. (pos.minimitemp sättes = 0)	0,0-10,0
X_4 = strålningsindex, $S \cdot \sin h (1 - 0,5 N)$	2,0-12,0
X_5 = kondensationsindex, $v (4,6 - e)$: e i mm Hg v i beaufort	-4,0-+4,0

Resultat; Regressionsekvationer:	Restvarian-
Råbäcken, bricka 2, 40 dygn under 4 säsonger.	sens reduktion

$X_1 = 1,25 X_2 + 0,75 X_3 + 0,18 X_4 + 2,38$;	$R_{1.234} = 0,879$	78 %
$X_1 = 1,24 X_2 + 0,54 X_3 - 0,31 X_5 + 3,35$;	$R_{1.235} = 0,880$	77 %
$X_1 = 1,33 X_2 + 0,65 X_3 + 3,03$;	$R_{1.23} = 0,878$	77 %
$X_1 = 1,63 X_2 + 0,18$;	$r_{12} = 0,849$	72 %
$r_{13} = 0,67 \quad r_{14} = 0,18 \quad r_{15} = -0,75 \quad R_{1.24} = 0,86 \quad R_{1.25} = 0,87$		

Råbäcken, bricka 1, 35 dygn under 4 säsonger.

$X_1 = 1,36 X_2 + 0,73 X_3 - 0,04 X_4 + 3,54$;	$R_{1.234} = 0,858$	75 %
$X_1 = 1,33 X_2 + 0,75 X_3 + 3,44$;	$R_{1.23} = 0,858$	75 %
$X_1 = 1,59 X_2 + 1,30$;	$r_{12} = 0,826$	68 %
$r_{13} = 0,62 \quad r_{14} = 0,39$	$R_{1.24} = 0,84$	

Råbäcken, bricka 3, 42 dygn under 4 säsonger.

$$\begin{aligned} X_1 &= 0,96 X_2 + 0,99 X_3 - 0,34 X_4 + 5,1 ; & R_{1,234} &= 0,73 \pm 0,07 \quad 54 \% \\ X_1 &= 1,07 X_2 + 0,84 X_3 + 6,6 ; & R_{1,23} &= 0,73 \\ X_1 &= 1,43 X_2 + 3,2 ; & r_{12} &= 0,68 \\ r_{13} &= 0,59 \quad r_{14} = 0,09 & R_{1,24} &= 0,68 \end{aligned}$$

Bjurbäcken, bricka 3, 31 dygn under 3 säsonger.

$$\begin{aligned} X_1 &= 1,26 X_2 + 0,25 X_3 - 0,68 X_4 + 8,19 ; & R_{1,234} &= 0,76 \pm 0,07 \quad 59 \% \\ X_1 &= 1,07 X_2 + 0,52 X_3 + 4,72 ; & R_{1,23} &= 0,75 \\ X_1 &= 1,30 X_2 + 2,55 & r_{12} &= 0,71 \\ r_{13} &= 0,54 \quad r_{14} = -0,12 & R_{1,24} &= 0,76 \end{aligned}$$

Bjurbäcken, bricka 2, 32 dygn under 3 säsonger.

$$\begin{aligned} X_1 &= 1,19 X_2 + 0,60 X_3 + 0,06 X_4 + 4,01 ; & R_{1,234} &= 0,76 \pm 0,08 \\ X_1 &= 0,73 X_2 + 0,37 X_3 - 0,66 X_5 + 6,19 ; & R_{1,235} &= 0,79 \pm 0,07 \quad 62 \% \\ X_1 &= 1,20 X_2 + 0,58 X_3 + 4,31 ; & R_{1,23} &= 0,76 \\ X_1 &= 1,45 X_2 + 1,96 ; & r_{12} &= 0,72 \\ r_{13} &= 0,54 \quad r_{14} = 0,01 \quad r_{15} = -0,74 & R_{1,24} &= 0,73 \quad R_{1,25} = 0,78 \end{aligned}$$

Det framgår av de enkla korrelationsfaktorerna r , att de positiva dygnsgraderna är den enskilda faktor, som utan tvekan har det bästa sambandet med snösmältningen. Därefter i betydelse kommer kondensationsindex och minimitemperaturen.

Vill man söka beskriva snösmältningen med två oberoende variabler, bör man ta med de positiva dygnsgraderna plus en av de övriga variablerna. Vilken har mindre betydelse för de ger ungefär lika gott samband. Minimitemperaturen är dock att föredra, därför att den är enklare att observera.

Vid beskrivning med tre variabler, med ytterligare en utöver de båda temperaturvariablerna, är det tveksamt om de här defi-

1. The first part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. This is essential for the proper management of the company's finances and for ensuring that all stakeholders have access to the same information.

2. The second part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. This is essential for the proper management of the company's finances and for ensuring that all stakeholders have access to the same information.

3. The third part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. This is essential for the proper management of the company's finances and for ensuring that all stakeholders have access to the same information.

4. The fourth part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. This is essential for the proper management of the company's finances and for ensuring that all stakeholders have access to the same information.

5. The fifth part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. This is essential for the proper management of the company's finances and for ensuring that all stakeholders have access to the same information.

nierade kondensations- resp. strålningsindex har någon egentlig inverkan. Strålningsindex ingår ju t.o.m. med olika tecken i regressionsekvationerna.

Utöver bristande mätnoggrannhet och representativitet torde kvarstående skillnader mellan beräknad och observerad avsmältning huvudsakligen bero på snöns egenskaper, vilka varierar under avsmältningen.

Vid liknande undersökningar över snösmältningen i Fraser Experimental Forest på stor höjd i Klippiga bergen fann även Gartska et al. (1958 p.93) som resultat av sina korrelationsräkningar, att den positiva tempsumman var åtminstone lika bra - och ofta bättre - än kombinationer av andra meteorologiska variabler vid beskrivning av snösmältningen. Han anser dock att i andra områden av U.S.A., särskilt i de nordvästra och sydvästra delarna, där luftfuktigheten är högre, kan denna ha större inverkan på avsmältningsförloppet.

Vid en jämförelse mellan de olika regressionsekvationerna är det frapperande hur lika koefficienterna är. Detta tar jag som en bekräftelse på att brickorna, lika väl som de meteorologiska observationerna, är tämligen representativa.

Det kan inte vara någon tillfällighet att överensstämmelsen är så god, mellan brickor i skilda delar av Norrlands skogsområde, och jag anser det därför berättigat att betrakta regressionsekvationerna i stora drag, liksom ovannämnda slutsatser, som generellt giltiga för avsmältningen i Norrlands skogsområde i allmänhet, och för mindre gläntor i äldre barrskog i synnerhet. Jag anser också att denna jämförelse delvis ersätter en - givetvis önskvärd - kontroll av regressionsekvationerna på nytt observationsmaterial.

På fig. 8, 9 och 10 är inlagt observerad och beräknad avsmältning vid Råbäcken, bricka 2, enligt den angivna regressions-ekvationen med de tre oberoende variablerna: pos. tempsumma, mintemp och kondensationsindex. I början är den beräknade av-

1. The first part of the report is a general introduction to the subject of the study. It discusses the importance of the problem and the objectives of the research.

2. The second part of the report is a detailed description of the methods used in the study. It includes a discussion of the experimental design, the data collection procedures, and the statistical analysis techniques.

3. The third part of the report is a presentation of the results of the study. It includes a discussion of the findings, a comparison of the results with previous research, and a summary of the conclusions.

4. The fourth part of the report is a discussion of the implications of the study. It includes a discussion of the theoretical and practical significance of the findings, and a summary of the recommendations for further research.

5. The fifth part of the report is a conclusion. It summarizes the main findings of the study and provides a final statement on the importance of the research.

6. The sixth part of the report is a list of references. It includes a list of the books, articles, and other sources used in the study.

7. The seventh part of the report is an appendix. It includes a list of the tables, figures, and other supplementary material used in the study.

8. The eighth part of the report is a glossary. It includes a list of the terms and abbreviations used in the study.

smältningen större än den observerade i enlighet med teorin. År 1961 är den beräknade även större vid slutet av smältningen. Orsaken är uppenbar - snön är slut. Eljest är överensstämmelsen mycket god.

Men att man får iaktta en viss försiktighet vid tillämpningen visar resultaten från Messaure, där brickorna låg i gläntor i ung gles tallskog.

Messaure, bricka. 2, 31 dygn under 4 säsonger.

$$X_1 = 2,22 X_2 - 0,05 X_3 - 1,12 X_4 + 7,79 ; \quad R_{1,234} = 0,85 \pm 0,05 \quad 73 \%$$

$$X_1 = 2,08 X_2 + 0,42 X_3 - 1,27 ; \quad R_{1,23} = 0,83$$

$$X_1 = 2,29 X_2 - 0,21 ; \quad r_{12} = 0,82$$

$$R_{1,24} = 0,85 \quad R_{1,34} = 0,55 \quad r_{13} = 0,55 \quad r_{14} = -0,34 \quad r_{23} = 0,56$$

$$r_{24} = -0,16 \quad r_{34} = -0,58 \quad r_{13,2} = 0,21 \quad r_{14,2} = -0,36$$

Koefficienten för pos. dygnsgraderna är här ca 50 % större än vid Råbäcken och Bjurbäcken. Orsaken till detta kan vara, att vinden är starkare i den låga glesa tallskogen i Messaure, och att därigenom det konvektiva utbytet blir intensivare. Tänkbar anledning skulle också kunna vara, att instrålningen är större, på grund av att träden skuggar mindre. Men detta förefaller mindre troligt eftersom både r_{14} och $r_{14,2}$ är negativa. Högt instrålningsindex svarar sålunda mot låg avsmältning. Orsaken till detta är att söka i att energiförlusterna genom långvägsstrålning ökar vid sådana väderlekssituationer (klart väder), som betingar hög instrålning. Nettoresultatet av detta beror bl.a. på trädskronornas konfigurationer i närheten av brickorna. Jfr även M. Erikssons (1961) undersökning, vilken refereras och tolkas i avsnitt 3.2.4.

Om orsaken till den större koefficienten för dygnsgraderna i Messaure är att söka i högre vindstyrka, bör motsvarande koefficient vara ännu högre vid Bromma, där samtliga brickor var placerade på öppen mark. Så är också fallet: koefficienten blev i medeltal 4,2. Något avgörande bevis är dock inte detta. Strålningen t.ex. kan här inverkat på ett annat sätt.

Några jämförelser har gjorts mellan å ena sidan regressionsekvationerna för medelvärdet av smältvattnet uppmätt vid samtliga tre brickor vid ett försöksfält och å andra sidan smältvattnet vid varje enskild bricka för sig.

Råbäcken, 17 dygn 1959.

$$\begin{array}{ll} \text{Bricka 1.} & X_1 = 1,08 X_2 - 0,93 X_5 + 1,84 ; \quad R = 0,88 \pm 0,05 \\ \text{" 2.} & X_1 = 1,03 X_2 - 1,24 X_5 + 0,96 ; \quad R = 0,88 \pm 0,04 \\ \text{" 3.} & X_1 = 1,41 X_2 - 1,27 X_5 + 0,32 ; \quad R = 0,83 \pm 0,06 \\ \text{" 1,2,3} & X_1 = 1,16 X_2 - 1,18 X_5 + 1,04 ; \quad R = 0,85 \pm 0,03 \end{array}$$

Bjurbäcken, 17 dygn 1959.

$$\begin{array}{ll} \text{Bricka 1.} & X_1 = 2,3 X_2 - 0,7 X_5 - 4,2 ; \quad R = 0,92 \pm 0,03 \\ \text{" 2.} & X_1 = 1,1 X_2 - 1,1 X_5 + 0,3 ; \quad R = 0,77 \pm 0,07 \\ \text{" 3.} & X_1 = 1,2 X_2 - 1,0 X_5 - 0,3 ; \quad R = 0,78 \pm 0,06 \\ \text{" 1,2,3} & X_1 = 1,2 X_2 - 1,1 X_5 + 0,6 ; \quad R = 0,93 \pm 0,03 \end{array}$$

Medelvärdesbildningen leder således ibland till utjämning av vissa tillfälliga fel, varigenom bättre korrelation erhålles. Den är således att föredra vid bearbetningen.

Av de hittills redovisade korrelationsräkningarna framgår att en temperaturfunktion, den positiva temperatursumman, bäst lämpar sig för beskrivningen av avsmältningen. Det kan därför vara av intresse att undersöka om någon annan - helst enklare - temperaturfunktion ger lika gott eller bättre samband.

Först skall vi undersöka, om någon enkel funktion av den positiva temperatursumman U ger bättre samband. Resultatet redovisas i nedanstående uppställning, vilken upptar värdet på korrelationsfaktorn r svarade mot olika samband med smältvattenmängderna.

1. Råbäcken, bricka 2, 32 dygn 1959.
2. Bjurbäcken, medelvärde av bricka 1, 2 och 3, 21 dygn 1959.
3. Messaure, bricka 1, 13 dygn 1960.

oberoende variabler		korrelationsfaktor		
		1.	2.	3.
U	r	0,81	$0,90 \pm 0,05$	0,74
$\sqrt{U}$	r	0,74		
U^2	r	$0,88 \pm 0,04$	$0,89 \pm 0,05$	0,67
U^3	r	0,28		
$1/U$	r	- 0,31		
U och U^2	R	$0,89 \pm 0,04$	$0,90 \pm 0,05$	$0,81 \pm 0,10$

Den enda av de här prövade funktionerna av U, som kan konkurrera med denna, är U^2 . Av det föreliggande materialet kan dock inte dras några säkra slutsatser om, vilken som är bäst. Enda slutsatsen blir att U bör föredragas, därför att denna funktion är enklare.

Nästa undersökning gäller dygnets medeltemperatur t. Ger den bättre samband än den pos. temperatursumman U ?

För den skull har beräkningar utförts dels för bricka 2 vid Bjurbäcken under 90 dygn under 3 säsonger och dels för bricka 1, 2 och 3 vid Råbäcken under 16 dygn 1959, med följande resultat:

	Oberoende variabler	korrelationsfaktor, r
Bjurbäcken	t	0,60
	U	0,62
Råbäcken	t	0,76
	U	0,76

Det vill av detta synas som om de båda temperaturfunktionerna skulle ge i stort sett lika gott samband. Man skulle i så fall ha fritt val mellan den lättåtkomliga dygnsmedeltemperaturen och den teoretiskt mera riktiga pos. tempsumman. Ytterligare undersökningar fordras emellertid för att få detta bekräftat. På nuvarande stadium föredrar jag den teoretiskt riktigare positiva temperatursumman.

Kan U vid Rå beräknas bättre under snösmältningen ur någon enkel temperaturuppgift från Junsele ? Junsele, 4 mil från Rå, är den

närmaste meteorologiska stationen. Följande korrelationer har erhållits med U som beroende variabel:

Oberoende variabel i Junsele	Beräknings- period	Korrelations- faktor, r
medeltempen	26 dygn 1960	$0,80 \pm 0,09$
maximitempen	" " "	$0,87 \pm 0,06$
$(\max + \min \text{ temp}) \cdot 0,5$	" " "	$0,78 \pm 0,09$
$(\max + \text{eff. min temp}) \cdot 0,5$	" " "	$0,90 \pm 0,04$
maximitempen	20 dygn 1959	0,86
$(\max + \text{eff. min temp}) \cdot 0,5$	" " "	0,86
$(\max + \min \text{ temp}) \cdot 0,5$	" " "	0,70

Med eff. min temp menas här, att uttrycket $(\max + \text{eff. min temp})$ aldrig får gå under noll.

Vid Bjurbäcken, bricka 2, har följande värden erhållits på korrelationsfaktorn under 20 dagar 1958:

Beroende variabel	Oberoende variabel	Korrelationsfaktor
smältvatten	pos. dygnsgrader	$r = 0,90$
"	$(\max + \min \text{ temp}) \cdot 0,5$	$r = 0,81$

Det framgår av dessa beräkningar att uttrycket $(\max + \text{eff. min temp}) \cdot 0,5$ bäst kan användas i stället för U, men även maximitemperaturen torde ge goda resultat.

3.2.2 Skillnaderna i avsmältning mellan olika brickor.

Skillnaderna i avsmältningsförhållandena mellan de olika brickorna har berörts något i det föregående avsnittet. Här följer en sammanställning över avsmältningskoefficienten M i medeltal under olika säsonger under dagar med rel. intensiv snösmältning.

M definieras som kvoten mellan smältvattnet i mm vp och den pos. temperatursumman i dygnsgrader.

	M vid bricka		
	1.	2.	3.
Råbäcken 1959-62, 29 dygn	1,9	1,6	1,9
Bjurbäcken 1959, 60 och 61, 24 dygn	2,2	2,2	2,2
Messaure 1959-62, 27 dygn	3,4	2,4	-

Med undantag för br. 1 vid Messaure är överensstämmelsen god i M-värdena för de olika brickorna. Det högre M-värdet vid denna bricka beror sannolikt på dess mindre representativa läge: mera utsatt för sol och vind än de andra.

3.2.3 Skillnader i avsmältning under olika år.

I följande tabell har en jämförelse gjorts mellan avsmältningskoefficienterna M under olika säsonger i medeltal för samtliga brickor inom varje försöksfält. W är snötäckets vattenvärde i mm vp vid den egentliga avsmältningens början. I kolumnen betecknad med min temp anges om dygnens minimitemperaturer genomgående varit positiva: +, övervägande positiva, men enstaka dygn negativa: (-), övervägande negativa: - och genomgående negativa: =.

	Messaure			Bjurbäcken			Råbäcken		
	M	W	min-temp	M	W	min-temp	M	W	min-temp
1959	2,6	90	+	2,5	92	+	1,9	81	
1960	2,4	107	(-)	1,6	90	-	1,6	49	=
1961	3,8	102					1,6	62	-
1962	2,8	67	+	2,5	71	-	2,1	72	+

Det framgår här att avsmältningskoefficienten i stort sett varierar likartat år från år vid de olika försöksfälten. på så sätt att smältsäsonger med genomgående låga dygnsminimitemperaturer ger låga värden på M och säsonger med höga ger högre M-värden. Något samband med snötäckets vattenvärde kan ej spåras.

3.2.4 Molnighetens inverkan på snösmältningen

- Vissa korrelationsräkningar har utförts mera på försök. En sådan undersökning har utförts av Mårten Eriksson (1961) över molnighetens inverkan på snösmältningen vid Bjurbäcken.

Molnigheten kl 13 har använts och undersökningen omfattar sammanlagt 30 dygn under vårarna 1959 och 1960 vid Bjurbäcken. Uppmätta smältvattenmängder vid bricka 2 och 3 har korrelerats med positiva dygnsgrader och molnigheten. Som resultat erhöles med följande beteckningar:

1. The first part of the report

describes the general situation

and the results of the survey

conducted in the field

of the various groups

and the conclusions drawn from the data

collected during the study

and the recommendations made

for the future of the project

and the role of the community

in the development of the area

and the importance of the study

for the future of the project

and the role of the community

in the development of the area

and the importance of the study

for the future of the project

and the role of the community

in the development of the area

and the importance of the study

for the future of the project

and the role of the community

in the development of the area

and the importance of the study

for the future of the project

and the role of the community

in the development of the area

and the importance of the study

for the future of the project

and the role of the community

in the development of the area

and the importance of the study

for the future of the project

and the role of the community

in the development of the area

and the importance of the study

for the future of the project

and the role of the community

in the development of the area

and the importance of the study

S smältvattnet i mm vp per dygn
 u pos. temperatursumman i dygnsgrader
 N molnigheten i 10-delar

för bricka 2

$$S = 1,47 \cdot u - 0,5 ; \quad R = 0,64 \pm 0,1$$

$$S = 1,46 \cdot u + 0,4 \cdot N - 3,5 ; \quad R = 0,67 \pm 0,1$$

med partiell korrelation mellan

$$S \text{ och } u: \quad r = 0,66, \text{ och mellan } S \text{ och } N: \quad r = 0,25.$$

för bricka 3

$$S = 1,35 \cdot u + 0,3 ; \quad R = 0,62 \pm 0,1$$

$$S = 1,35 \cdot u + 0,6 \cdot N - 3,8 ; \quad R = 0,69 \pm 0,1$$

med partiell korrelation mellan

$$S \text{ och } u: \quad r = 0,65, \text{ och mellan } S \text{ och } N: \quad r = 0,38.$$

Hög molnighet på dagen nedsätter den kortvågiga instrålningen (globalstrålningen), men ökar i stället den långvågiga motstrålningen från moln och atmosfär.

Det är tydligt att ökad molnighet på dagen hänger samman med något högre avsmältning vid en och samma temperatur. Den förklaring till detta något överraskande resultat, som ligger närmast till hands är, att molnigheten visserligen nedsätter globalstrålningen men att den också ökar den långvågiga motstrålningen så mycket, att det mer än kompenserar för minskningen och resulterar i en ökad strålningsbalans.

Denna förklaring kan dock inte gälla för öppen mark, där kortvågsstrålningen dominerar, men möjligen i skogsmark. Tar man hela energihushållningen i betraktande kan andra förklaringar finnas. Vid högtryckssituationer med klart väder t.ex. är vinden svag, vilket nedsätter det konvektiva utbytet, och minimitemperaturerna är låga, vilket allt bidrar till låg avsmältning i förhållande till den pos. tempsumman. Hög molnighet däremot hänger samman med blåst och frånvaro av mycket låga minimitemperaturer, vilket bidrar till högre avsmältning vid en och samma pos. tempsumma.

3.3. Teoretisk beräkning av avsmältningen ur meteorologiska observationer.

Ett försök har gjorts att beräkna de dagliga smältvattenmängderna ur meteorologiska observationer med hjälp av kända teoretiskt-fysikaliska formler. Dessa beräkningar har utförts för de olika försöksfälten under samtliga observationsperioder. Den direkta fasomvandlingen S inom snötäcket har beräknats under förutsättning, att snötäckets termiska kvalitet är 100%. Energiutbytet med marken och genom regn har försummats. Formlerna för de övriga utbytesprocesserna har tillämpats under förutsättning av att utbytet äger rum med ett smältande snötäcke.

För beräkning av de av konvektion och kondensation alstrade smältvattenmängderna har Lights ekvation använts i den form som tillämpades vid Fraser Experimental Forest i USA av Gartska et al. (1958) d.v.s. efter sortomvandling:

$$S = v \left[0,124t + 0,416 (e - 4,58) \right] \text{ mm vp/6 tim,}$$

där v är vindstyrkan i m/s, t lufttemperaturen i $^{\circ}\text{C}$ och e ångtrycket i mm Hg.

Formeln är visserligen i denna form avsedd för Fraser Forest på 3000 meters höjd och med vindmätare på 15 m och övriga observationer på 2,3 meters höjd över snöytan, men den har här använts för avsmältningen vid snöbrickorna. Det hade dock varit mera korrekt att använda ekv. (6) i avsnitt 1.4.1.2. För att överensstämma med denna bör de beräknade smältvattenmängderna ökas med ca 10 %.

Beräkningarna har genomförts för 6-timmars intervall, varvid observationerna kl 01, 07, 13, och 19 vardera fått representera ett intervall. Endast positiva värden har medtagits. Vid Bjurbäcken, där fuktighetsregistreringar saknas, har fuktighetstrycket kl 01 antagits vara detsamma som kl 07. Observationer över vindstyrkan saknas vid Messaure och Rå. Vinduppgifter har då hämtats från närmaste meteorologiska station, d.v.s. Jokkmokk resp. Junsele. För Bjurbäcken föreligger vindobservationer från Harads, vilken är den meteorologiska station, varifrån samtliga meteorologiska data för Bjurbäcken hämtats. Vid samtliga dessa

meteorologiska stationer föreligger endast uppskattningar av vindstyrkan i beaufort, vilka omvandlats till m/s enligt särskild tabell. (SMHI, 1958). I stor utsträckning saknas vinduppgifter kl 01. Vindstyrkan kl 01 har då satts lika med det lägre av värdena för kl 19 resp 07. Osäkerheten i vindangivelserna, vilka är grundade på rel. osäkra uppskattningar i en mycket grov skala, och vilkas representativitet kan ifrågasättas, utgör en av de svaga punkterna i denna tillämpning av Lights ekvation.

För den långvågiga strålningsbalansen har den sista ekvationen i avsnitt 1.4.1.1. tillämpats, varvid F satts lika med 0,85, motsvarande något under 50 % slutenhet, och k lika med 0,8, motsvarande täta, låga moln. Omräknat till motsvarande smältvattenmängd under 6 tim. erhålles då:

$$S_{RL} = 45 (0,85 T^4 - 0,459) (1 - 0,8N) \text{ mm vp/6tim.}$$

Molnigheten har erhållits från samma observationsstationer som vindstyrkan och molnigheten kl 01 har, då observationer saknats, satts lika med den observerade kl 07. Beräkningarna har genomförts för 6-timmars intervall.

Snötäckets kortvågiga strålningsbalans har beräknats dygnsvis. Mätningar av den totala inkommande kortvågiga strålningen, globalstrålningen, har utförts med Moll-Gorczynskis solarigraf i Harads under tiden 16/4 1959 - 15/6 1960 med vissa kortare avbrott. Tyvärr har instrumentet inte kalibrerats mer än en gång, nämligen den 15/4 1959. Värdena för våren 1959 kan därför anses säkra, medan värdena för våren 1960 är osäkra och uppenbarligen för låga. En eller flera ytterligare kalibreringar skulle ha erfordrats för användbara värden även 1960.

Då några andra mätningar av kortvågsstrålningen inte utförts i anslutning till snöbrickorna, är man hänvisad till beräkningar för övriga perioder.

Den inkommande solstrålningen i frånvaro av atmosfär, I_0 , kan beräknas med kännedom om solarkonstanten. I litteraturen är denna angiven med värden mellan 1,90 och 2,00 ly/min. Här skall användas 1,94 ly/min (Liljequist, 1962).

1. The first part of the report deals with the general situation of the country. It is a very interesting and informative study of the country's development. The author has done a great deal of research and has gathered a wealth of material. The report is well written and is a valuable contribution to the study of the country's development.

2. The second part of the report deals with the economic situation of the country. It is a very interesting and informative study of the country's economic development. The author has done a great deal of research and has gathered a wealth of material. The report is well written and is a valuable contribution to the study of the country's economic development.

3. The third part of the report deals with the social situation of the country. It is a very interesting and informative study of the country's social development. The author has done a great deal of research and has gathered a wealth of material. The report is well written and is a valuable contribution to the study of the country's social development.

4. The fourth part of the report deals with the political situation of the country. It is a very interesting and informative study of the country's political development. The author has done a great deal of research and has gathered a wealth of material. The report is well written and is a valuable contribution to the study of the country's political development.

5. The fifth part of the report deals with the cultural situation of the country. It is a very interesting and informative study of the country's cultural development. The author has done a great deal of research and has gathered a wealth of material. The report is well written and is a valuable contribution to the study of the country's cultural development.

6. The sixth part of the report deals with the future of the country. It is a very interesting and informative study of the country's future. The author has done a great deal of research and has gathered a wealth of material. The report is well written and is a valuable contribution to the study of the country's future.

7. The seventh part of the report deals with the conclusion of the study. It is a very interesting and informative study of the country's development. The author has done a great deal of research and has gathered a wealth of material. The report is well written and is a valuable contribution to the study of the country's development.

Den inkommande strålningen är i första hand en funktion av årstid och latitud. I tabellen i avsnitt 1.4.1.1 är värden angivna för snöbrickornas latitud på daglig insolation i frånvaron av atmosfär, I_0 .

Genom spridning och absorption i atmosfären försvagas den direkta strålningen innan den når jordytan till ett värde I (cal per dygn och cm^2 vinkelrätt mot strålningen). Härtill kommer dock den diffusa strålningen D från moln och blå himmel.

För globalstrålningen G mot en horisontell yta gäller då:

$$G = I \sin h + D$$

där h är solhöjden. Då solen är bakom moln är $I \sin h = 0$.

Globalstrålningens dygnsvärden brukar beräknas enligt

$$G = a \cdot I_0 (1 - kN) ,$$

där I_0 är den dagliga insolationen i frånvaro av atmosfär och a anger hur stor del av strålningen som absorberas i atmosfären vid klart väder och k är en koefficient som anger molningens (N) inverkan.

Enligt Snow Hydrology varierar a vid försöksfälten på 1500-2000 meters höjd i västra USA mellan 80 % vintertid och 85 % sommartid, beroende bl.a. på förekomsten av olika luftmassor med skilda optiska egenskaper.

Enligt Lindholm (1958) varierar a i Stockholm mellan 55-60 % vintertid och 70-73 % sommartid. För vårmånaderna februari-april gäller i genomsnitt att a är 70 %.

För att bestämma molnighetens inflytande fordras direkt registrering av globalstrålning och solskenstid samt molnobservationer. Eljest är man hänvisad till formler, där medelmolnigheten N ingår. Koefficienten k beror givetvis även på molnhöjd och molnslag. Newman (Snow Hydrology) har föreslagit medelvärdet 0,54 på k . Följande värden på konstanterna har beräknats ur strålningsobservationerna vid Harads 1959, där N är ett medelvärde på molnigheten, beräknat ur observationerna kl 07, 13 och 19 med dubbel vikt på 13-observationen.

4. The fourth part of the document discusses the implications of the findings. It suggests that the results of the study have significant implications for the field of research and may lead to further developments in the future.

5. The fifth part of the document concludes the study. It summarizes the main findings and provides a final statement on the importance of the research.

$$G = 0,74 I_0 (1 - 0,47N) ;$$

Denna formel kan naturligtvis ge felaktiga värden enstaka dagar, men för längre perioder torde felen jämnas ut sig i viss utsträckning.

Enligt formeln skulle globalstrålningen en helmulen dag i genomsnitt vara 53 % av strålningen en klar dag under f.ö. samma förhållanden. Detta värde är mycket högt. Under ordinära förhållanden är detta förhållande endast 20-25 % (Liljequist, 1962), vilket även framgår av Lindholms (1958) mätningar 1941-1956 i Stockholm, där förhållandet sjunker från 25 % i mars till 17 % i maj. Men vid snötäckt mark över stora områden försiggår en upprepad reflexion mellan snöytan och molntäckets undersida. Härigenom ökar globalstrålningen vid mulen himmel och enligt Liljequist (1958) kan den i polartrakterna bli ca 3 gånger så kraftig som under motsvarande förhållanden vid barmark. Men hänsyn till detta synes värdet i Harads rimligt för snötäckt mark. Värdet på 0,74%, synes måhända väl lågt i jämförelse med de amerikanska värdena, som dock är uppmätta på stor höjd, men å andra sidan ansluter det sig väl till Lindholms Stockholmsvärden, som bättre motsvarar förhållandena i Norrlands skogsland.

För den av snötäcket absorberade kortvågiga strålningen har använts formeln:

$$R_k = (1 - \alpha) G ;$$

där α är snöytans albedo.

Följande avrundade värden på α har tillämpats (1.3.3) :

Albedo hos smältande snö:

antal	dagar efter sista snöfallet	
	nyfallen snö, samma dag	80 %
	en dag efter	70 %
	2-4 dagar efter	60 %
	5-12 " "	50 %
	mer än 12 dagar efter	40 %

R_k är här de beräknade värdena på absorption i snön av kortvågig strålning på öppen horisontell mark. På sluttande mark är förhål-

landena annorlunda. Hoecks (1952) undersökningar i Alperna har visat att en 25° sydsluttning mottager mer än dubbelt så stor daglig instrålning som en horisontell yta under midvintern under det att en motsvarande nordsluttning bara mottager ca 20 % av en horisontell yta. Hoeck visar också att en öst- resp. västsluttning mottager lika mycket strålningsenergi per dygn som en horisontell yta.

Ju lägre solen står över horisonten desto större blir skillnaderna, varför skillnaderna i Norrland under snösmältningsperioderna torde vara avsevärda mellan nord- och sydsluttningarna. Å andra sidan är skillnaden liten vid små lutningar och de tre försöksområdena i Norrland kan i stort sett betraktas som plana. Snöbrickornas lutning är obetydlig - ca 3 %.

Efter omräkning till mm vp per dygn erhålles följande uttryck på smältningen på öppen mark orsakad av absorption av kortvägig strålningsenergi:

$$S_{RK} = 0,093 I_0 (1 - \alpha)(1 - 0,47N) \text{ mm vp/dygn},$$

där N är medelmolnigheten under dagen, som varierar mellan 0 vid klart väder och 1 vid helmulet. N beräknas som medelvärdet av observationerna kl 07, 13 och 19, varvid 13-observationen tilldelas dubbel vikt.

Vid utvärderingen av den totala energibalansen har dels 6-timmarsvärdena på S_{K+C} summerats dygn för dygn, och dels har motsvarande värden på S_{RL} adderats algebraiskt till S_{K+C} för varje 6-timmars period, varvid iakttagits att alla negativa summor satts lika med noll.

Därvid har erhållits två serier av dygnsvärden motsvarande smältning orsakad av kondensation och konvektion S_{K+C} samt snösmältning i skuggan $S_S = S_{K+C} + S_{RL}$. De senare värdena utgör avsmältning betingad av kondensation, konvektion och långvägsstrålning. På fig 12 och 14 har de dagliga beräknade värdena på S_{RK} och S_S inlagts tillsammans med de uppmätta vid Bjurbäcken och Råbäcken. Av en jämförelse framgår att den beräknade på öppen mark absor-

berade kortvågiga strålningsenergin S_{RK} ensamt räcker till för att smälta 1 till 2 gånger de i skogen uppmätta mängderna. Det är tydligt att skogens skuggande inverkan är av avgörande betydelse. Hela problemet blir härigenom mycket komplicerat. Snöbrickorna är i regel placerade i större eller mindre gläntor i barrskog med tall och gran av varierande ålder och slutenhet. Brickorna skuggas således i varierande grad ; dessutom tillkommer viss reflekterad strålning från de närmaste träden. Det är därför svårt att uppskatta hur mycket S_{RK} reduceras vid en enskild snöbricka.

Enligt Snow Hydrology varierar reduktionsfaktorn för barrskog från ca 0,45 vid 2/10 slutenhet till ca 0,06 vid fullständigt slutet bestånd. Observationerna tyder på att reduktionsfaktorn bör vara högst omkring 0,5 vid Bjurbäcken och Råbäcken. Noggrannare går det inte att bestämma den ur föreliggande material. Även de ur Lights ekvation beräknade värdena (gällande för öppen mark) bör reduceras för att gälla för skogsmark. Ur föreliggande material går det emellertid ej att härleda någon reduktionsfaktor med någorlunda stor säkerhet.

Av uppritningarna framgår att den beräknade avsmältningen i skuggan S_S visar en tämligen god överensstämmelse med det uppmätta smältvattnet, särskilt med hänsyn till det approximativa beräkningssättet. De ur den kortvågiga strålningsbalansen beräknade värdena visar däremot en dålig överensstämmelse.

En jämförelse vid Råbäcken mellan den observerade totala smältvattenmängden och den ackumulerade beräknad i skuggan ger följande avrundade värden:

Total avsmältning, mm vp.			
Råbäcken	observerad	beräknad i skuggan	differens
1959	190	165	25
1960	120	70	50
1961	110	70	40
1962	120	50	70

Våren 1959 med liten differens karakteriserades av liten absorption av kortvågsstrålning.

Någon mera ingående analys tillåter inte det föreliggande materialet.

Slutomdömet blir, att föreliggande beräkningsmetod ej kan användas med någon större noggrannhet för avsmältningen från skogsområden.

3.4 Snösmältningens dagliga gång, maximalvärden samt vattenhushållningen.

3.4.1 Exempel på lokala variationer i snötäckets mäktighet och avsmältning.

Att snötäckets mäktighet uppvisar lokala variationer även inom jämförelsevis enhetliga skogsområden, är en allmän erfarenhet. En uppfattning om dessa variationer kan man få från snötaxeringen inom Bjurbäckens dräneringsområde, den 25.4 1958. Fältmätningarna utfördes av hydrologassistent T. Lundberg, SMHI. Mätningarna utfördes i 17 punkter, som utvaldes så att de tillsammans skulle vara representativa, för hela dräneringsområdet, d.v.s. huvudsakligen mitt i gläntor i skogen eller på öppna myrmarker. Vid varje mätpunkt gjordes 3 mätningar och medelvärdet beräknades. Resultatet framgår av följande tabell.

Snötaxering inom Bjurbäckens dräneringsområde den 25.4 1958.

Punkt nr	Höjd ö.h.m.	Snödjup cm	Vattenvärde mm vp	Spec.vikt g/cm ³	Anm.
1	45	51,6	114,7	0,222	ord. skogsbestånd
2	100	69,3	156,1	0,225	gles skog
3	140	64,0	148,2	0,231	bara fläckar här och var
4	145	62,6	135,0	0,216	tät skog
5	185	68,0	170,3	0,250	ord. skogsbestånd,ungskog
6	175	66,4	141,2	0,213	" " "
7	200	69,6	167,6	0,240	gles skog, vid myr
8	200	76,6	192,3	0,250	" " "
9	220	71,0	148,2	0,209	ganska tät och stor skog
10	185	66,6	143,8	0,216	glest, öppna områden
11	175	65,6	139,4	0,213	" " "
12	165	68,6	161,4	0,235	gles skog,nyligen avverk.
13	152	42,6	138,5	0,325	ute på myr, is på marken
14	137	64,5	141,2	0,219	ganska tät skog
15	125	68,0	170,3	0,251	ute på myr, gles, lit. skog
16	140	55,3	119,1	0,219	ord. skogsbestånd
17	95	69,0	148,2	0,215	småskog, glest

Vattenvärdet varierade från 115 till 192 mm vp, spec.vikten från 0,215 till 0,325 och snödjupet från 42 till 76 cm i dessa utvalda punkter inom ett relativt enhetligt barrskogsbevuxet område. Vatten-

värdet var i medeltal för hela området 148 mm vp. Det framgår att vattenvärdet - som väntat - varierade något mindre än snödjupet och specifika vikten.

Var och en har väl sett, hur snön först smälter bort från sydsluttningar och ligger kvar längst i skrevor på skuggiga nordsluttningar. Är det ett mäktigt snötäcke ligger det i regel kvar längst i skogen; är snötäcket tunt ligger det kvar längst på öppen mark. Stora drivor samlas ibland i skogsbrynen. Dessa variationer gör att avsmältningen från ett större område drar ut på tiden.

För att kunna belysa dessa skillnader placerades brickorna vid Bjurbäcken första säsongen i vitt skilda lägen: en bricka (nr 1) i en sydsluttning, en (nr 3) i nordsluttning och en (nr 2) på plan mark i skogen. Här hade jag tillfälle att jämföra med vattenföringen i Bjurbäcken. (Se fig. 12) Våren 1958 sjönk vattenföringen i bäcken till ca 0,01 m³/s mot slutet av april. Enligt snötaxeringen den 25/4 var snötäckets vattenvärde på bricka 1: ca 80 mm, bricka 2: ca 75 mm och bricka 3: ca 120 mm, och de spec.vikterna 0,23, 0,24 och 0,19 på respektive brickor. Vid brickan på sydsluttningen började den egentliga avsmältningen den 11/4 och kulminerade den 28/4. Vid denna bricka var snön slut den 1/5. Vid brickan på plan mark i skogen började den egentliga avsmältningen den 12/4 och den kulminerade här den 27/4 med en smältvattenmängd av 11 mm på ett dygn. En ny kulmination förekom den 2/5 med lika högt toppvärde. Snön tog här slut den 7/5. Vid brickan på norrsluttningen var avsmältningen obetydlig fram till den 30/4 då den egentliga smältningen började. Hög avsmältning förekom den 5/5 med 12 mm på ett dygn, men det högsta värdet uppmättes den 10/5 med 22 mm på 24 timmar i samband med regn. Snön tog slut den 14/5. Under avsmältningstiden ökades spec. vikten från ca 0,14 till närmare 0,30.

Under de sista dagarna i april började vattenföringen stiga i Bjurbäcken för att kulminera den 15/5 med en vattenföring av 0,9 m³/s. (Se fig 13) I Statträsket, en närbelägen sjö, steg vattenståndet drygt en halv meter för att kulminera den 28/5 med en vattenföring vid utloppet av ca 0,7 m³/s. I Långsjön, en annan närbelägen sjö, steg vattenståndet 74 cm från den 1/5 till årets högsta den 27/5.

Smältningen började här således i stort sett bara en dag tidigare i sydsluttningen än på plan mark i skogen men hela 19 dagar före nordsluttningen. Ungefär samtidigt med att smältningen började i nordsluttningen började också vattenföringen stiga i bäcken. Snön försvann en vecka tidigare i sydsluttningen än på plan mark i skogen, och efter ytterligare en vecka försvann snön i norrsluttningen. Ungefär samtidigt kulminerade vattenföringen i bäcken.

Av det nedre diagrammet på fig 13 får man en klar bild av hur litet avsmältningen från södersluttningen (punkterad linje) betyder för vattenföringen i bäcken, medan avsmältningen från bricka 2 (streckad linje) och bricka 3 (heldragen linje) ger mera direkt utslag i ökning av vattenföringen.

År 1959 omplacerades brickorna i mera representativa lägen, vilket omedelbart framgår av övre diagrammet på fig 13. (Bricka 1 punkterad linje, och medelvärden av bricka 2 och 3 heldragen linje). Bäckens reagerar då mycket snabbt på avsmältningen vid brickorna.

3.4.2 Snösmältningens dagliga gång

Genom de uppmätningar av avsmältningen, som utförts var eller varannan timme under dagar med intensiv snösmältning, har tillfälle givits, att närmare studera smältningens dagliga gång. I följande tabell samt i fig 11 redovisas observationerna under några typiska dygn.

Messaure, bricka 1, 1959. Avsmältningens dagliga gång.

Tidsintervall	Solhöjd grader	26 april			27 april		
		Smältv. mm vp	Tempera- tur °C	Molnig- het 1/10	Smältv. mm vp	Tempera- tur °C	Molnig- het 1/10
7				5			1
8	28		+ 6,0		(2,3)	+ 6,8	
8-9			+ 8,0		0,2	+ 8,7	
9-10	35		+ 9,0		1,2	+10,4	
10-11		(12,4)	+ 9,8		2,3	+12,0	
11-12	38		+10,0		2,6	+12,8	
12-13		1,1	+ 9,8	10	<u>3,6</u>	+13,0	0
13-14	35	1,7	+10,2		2,2	+13,8	
14-15		<u>1,9</u>	<u>+10,5</u>		2,8	+14,4	
15-16	28	1,2	+10,2		<u>2,9</u>	<u>+14,6</u>	
16-17			+10,0		2,2	+14,2	
17-18	18	1,9	+ 9,4		1,7	+11,9	
18-19			+ 8,3	10	0,9	+10,4	5
19-20	10		+ 7,6			+ 8,8	
20-21		1,3	+ 6,8			+ 6,8	

Snösmältningens dagliga gång följer tydligen temperatur och instrålning. I Messaure den 26.4 1959 var det helmulet, och avsmältningen från bricka 1 följer mycket nära temperaturens gång med maximiasmältningen mellan kl 14 och 15, då också temperaturen är högst. Under natten är minimitemperaturen -1° , och avsmältningen avstannar aldrig helt. Påföljande dag är det klart till kl 13, varefter molnigheten tilltar till omkring halvklat kl 19. Temperaturen stiger till maximivärdet $+15^{\circ}$ mellan kl 15 och 16, och smältningen får här ett intressant förlopp. Den har ett absolut max. mellan kl 12 och 13 (3,6 mm vp/tim) betingad av instrålningen, och ett sekundärt temperaturbetingat max kl 15-16 (2,9 mm vp/tim). Avsmältningen har således sitt intensitetsmax ca 3 tim innan temperaturen uppnår sitt maximala dygnsvärde.

Ett något annat förlopp visas på fig 11, som avser smältningen från den orörda brickan vid Messaure 23-25/4 1958. Under dessa dagar rådde klart väder med köldgrader (-6° till -10°) på nätterna och plusgrader på dagarna ($+3^{\circ}$ till $+5^{\circ}$). Tempmax inträffade i regel bara en å två timmar efter kl 12, och avsmältningstoppen inträffade också omkring kl 14. Den egentliga avsmältningen kom inte igång förrän omkring kl 9-10 på morgonen och den pågick endast i 7 till 9 timmar till 17-18-tiden på e.m.

Liknande förhållanden förekommer tydligen i Klippiga bergen. Church (1948) anger att smältningen där i regel endast pågår 8 tim per dygn. De här anförda exemplen är typiska för avsmältningen i relativt öppna lägen. Men även i skuggigare lägen är gången densamma, fast instrålningens verkan är något dämpad. Genom att uppmätning av smältvattnet i allmänhet skett varje morgon och kväll kan skillnaderna i avsmältning mellan dag och natt undersökas närmare. Mätningarna har oftast gjorts omkring kl 08 och 17, vilket innebär att dagavsmältningen avser ca 9 timmar och nattavsmältningen ca 15 timmar.

I nedanstående uppställning ges exempel på några typiska situationer utvalda från följande perioder och ställen:

1. Messaure, bricka 2; 10-11/5 1962, två dygn med hög nattlig avsmältning.

2. Råbäcken, medelvärde av bricka 1, 2 och 3; 22-27/4 1960, 6 dygn med hög nattlig avsmältning.
3. Råbäcken, medelvärde av bricka 1 och 3; 21-26/4 1961, 5 dygn med stor skillnad mellan dag- och nattavsmältning.
4. Bjurbäcken, bricka 1; 20-30/4 1960, 11 dygn med likartade variationer.

	Smältvatten S mm vp	Pos.tempsumma U dygnsgrader	Minimitemp t_n °C	Molnighet
1. dag	12	2,8		nästan mulet
natt	7	4,0	+2,4	
diff	5	-1,2		
2. dag	7	4		halvklart
natt	4	3	-1	
diff	3	1		
3. dag	9	4,5		klart
natt	2,5	2,5	-1,5	
diff	6,5	2		
4. dag	4	2,5		halvklart
natt	0,5	0,7	-3,5	till mulet
diff	3,5	1,8		

Här illustreras hur hög nattemperatur ger hög nattlig avsmältning. (1. och 2.). Stora skillnader mellan dag- och nattavsmältning betingas av klart väder med stor instrålning (3), samt relativt låg minimitemperatur. Bidragande är givetvis också skillnaden i pos. tempsumma mellan dag och natt.

Fall 4. är exempel på en ovanligt lång period (11 dygn) med tämligen regelbundna dygnsvariationer, vilka beror på en kombination av olika orsaker: skillnad i pos. tempsumma mellan dag och natt, negativa minimitemperaturer varje natt samt strålningens dygnsvariationer.

De här anförda värdena utgör avrundade medeltal för hela de angivna perioderna.

Frågan är hur lång tid dräneringen tar från snötäcket på brickorna. Rinner någon del av dagens avsmältning ned i uppsamlingshinken först under påföljande natt? Det är inte troligt, att detta äger

rum i någon nämnvärd omfattning, ty även efter dagar med stor avsmältning kan den under natten uppmätta smältvattenmängden vara liten även vid minimitemperaturer så höga som noll grader. Exempel kan ges från Bjurbäcken 1962, medelvärde av samtliga 3 brickor: på dagen den 28/4 var avsmältningen 6,4 mm vp, men endast 0,4 mm vp uppmättes under följande natt, då minimitemperaturen var noll grader.

Sammanfattningsvis kan sägas att avsmältningen från ett moget snötäcke vid mulen väderlek eller i skuggiga lägen mycket nära följer temperaturens dagliga gång, under förutsättning av plusgrader. I soliga lägen vid klar himmel förekommer ofta två intensitetsmaxima i avsmältningen; det ena i samband med instrålningsmaximum och det andra i samband med temperaturmaximum. Det av instrålningen betingade inträffar i regel omkring kl 12 och det av temperaturen betingade någon gång mellan kl 13 och 16. Det förekommer också att de bägge maxima sammanfaller. Stora dygnsvariationer i avsmältningen förekommer framförallt vid högtrycksituationer med klart väder och plusgrader på dagarna och en eller två minusgrader på nätterna.

3.4.3 Snöavdunstningen

Snöavdunstningens storlek under skilda förhållanden har varit föremål för mycken diskussion. Vid föhn-liknande situationer med stark vind och låg fuktighetshalt i luften måste snöavdunstningen vara betydande. Å andra sidan överväger kondensationen i regel när fuktig och rel. varm luft strömmar fram över smältande snö.

Ur mitt observationsmaterial kan jag inte få fram avdunstningens eller kondensationens storlek. Däremot kan jag bestämma om avdunstningen eller kondensationen övervägt under dygnet under snösmältningen med hjälp av fuktighetstrycket på vanlig instrumenthöjd. Understiger detta 6,11 mb försiggår avdunstning. Följande tabell upptar antal dagar med nettoavdunstning under snösmältningstiden.

Antal dygn med och utan avdunstning under snösmältningen.

Försöksfält	säsong	smältperiod	totala antal dagar	därav med avdunstn.	därav utan avdunstn.
Råbäcken	1959	13/4-28/4	16	7	9
"	1960	6/4-26/4	21	15	6
"	1961	14/4- 3/5	20	14	6
"	1962	16/4- 2/5	17	10	7
Bjurbäcken	1958	9/4-17/5	39	29	10
	1959	24/4-10/5	17	3	14
"	1960	8/4-10/5	33	18	15
"	1961	23/4- 6/5	14	9	5
"	1962	7/4-12/5	36	27	9
Messaure	1958	20/4- 3/5	14	12	2
"	1959	24/4- 3/5	10	2	8
"	1960	11/4- 7/5	27	19	8
"	1961	27/4-15/5	19	15	4
"	1962	1/5-13/5	13	13	0
Totalt:			296	193	103

Avdunstning har således förekommit under 65 % av snösmältningstiden.

En särskild undersökning har utförts vid Råbäcken över avdunstningens samband med temperatur och instrålning.

Kondensationsindex $X_5 = v(4,6 - e)$ i avsnitt 3.2.1 är egentligen ett index på avdunstningen. En korrelationsräkning har utförts under 27 dagar med snötäcke 1959, med maximitemperatur mellan +1,1 och +17,7 över sambandet mellan avdunstning å ena sidan och positiva temperatursumman (X_2) och strålningsindex (X_4) (enl. avsnitt 3.2.1) å den andra.

Resultat:

$$\begin{aligned}
 X_5 &= -0,45X_2 + 1,4 ; & r_{52} &= -0,32 \pm 0,06 \\
 X_5 &= -0,47X_2 + 0,25X_4 + 1,0 ; & R_{5.24} &= 0,85 \pm 0,05 \\
 & & r_{54} &= -0,14
 \end{aligned}$$

Det framgår här - helt enligt teorien - att hög temperatur hänger samman med kondensation och låg temperatur med avdunstning. I detta fall är avdunstning förknippad med dygnsmedeltemperaturer under ca + 3 grader. Vid ett och samma värde på positiva temperatursumman svarar hög instrålning mot högre avdunstning.

3.4.4 Påskyndning av avsmältningen på konstlad väg

Snöytan har ett högt albedo, den reflekterar en stor del av den infallande kortvågiga strålningen, men vad händer om man svärtar snöytan, så att dess albedo minskar?

För att undersöka detta, lade jag ut två snöbrickor hösten 1957 vid Messaure bredvid varandra i samma läge i en glänta i skogen. Den ena lämnades orörd, medan den andra svärtades med kimrök. Ca 3 g per m² spriddes ut efter varje snöfall, sammanlagt ett tiotal gånger under avsmältningstiden. Ett område i terrängen runt den svärtade brickan besprutades likaledes med kimrök. Genom svärtningen kan man räkna med att praktiskt taget all strålningsenergi absorberas.

Resultatet blev att snön smälte bort 3 veckor tidigare från brickan med kimrök. Denna blev snöfri den 6/4 mot 27/4 1958 för den orörda. Då brickan med kimrök blev bar, hade sammanlagt 59,0 mm vatten smält bort från den, men från den orörda endast 7,4 mm. För smältningen, som försiggått under 8 dagar, hade det då således åtgått 413 cal/cm² mer på kimröksbrickan, vilket innebär att denna hade tillgodogjort sig 51,6 cal/cm² och dygn mer än den orörda brickan.

Snödjupet på den orörda brickan var den 6.4 24 cm och spec.vikten enligt mätningar vid snöpeglarna inom det icke kimröksbelagda området 0,235, varav vattenvärdet beräknas till 56,4 mm vp. En kontroll på detta värde erhålles genom att minska den totalt uppmätta smältvattenvolymen 89,0 mm vp med uppmätt nederbörd under tiden 7.4-27.4, vilken utgjorde 32,4 mm vp. Skillnaden blir 56,6 mm vp vilket stämmer väl med vattenvärdet den 6.4: 56,4 mm vp. Under tiden 6.4-27.4 var dock fuktighetstrycket högre än 6,11 mb, varför kondensation förekom. Den totalt uppmätta smältvattenvolymen bör därför ökas med ett okänt belopp. Det torde emellertid vara relativt litet, och vattenvärdet den 6.4 (56,4 mm vp) kan anses i stort sett bestyrkt.

Nederbörden från den dag på hösten då permanent snötäcke bildades till den 6.4 är lika med vattenvärdet 56,4 mm vp på den orörda brickan den 6.4 ökat med avsmältningen 7,4 mm vp från denna och

även ökat med avdunstningen från samma bricka. För brickan med kimrök gäller motsvarande men med avsmältningen lika med 59,0 mm vp och vattenvärdet den 6.4 lika med noll. Under förutsättning att nederbörden varit densamma på båda brickorna, vilket man ej har anledning betvivla, erhålles en skillnad på ca 5 mm vp i avdunstning mellan kimröksbrickan och den orörda. Differensen är naturligtvis osäker, men den indikerar att avdunstningen skulle varit något större från kimröksbrickan, vilket stämmer med teorin. Kimröksbrickan har ju under avsmältningen varit nollgradig under en längre tid än den orörda brickan.

Under större delen av avsmältningstiden för kimröksbrickan var fuktighetstrycket lägre än 6,11 mb, varför avdunstning försiggått. Dessa 5 mm vp i ökad avdunstning kräver ett energitillskott på ca 337 cal/cm².

Om man godtar detta värde, framgår det att den svärtade snön absorberat ca 750 cal/cm² mer än den orörda. Ca 60 % av detta skulle då ha gått till ökad avsmältning och ca 40 % till ökad avdunstning.

Det senare anförda får emellertid snarare tas som ett belysande räkneexempel på vad som kan förekomma, än som ett bestyrkt mätresultat. Detta på grund av osäkerheten i bestämningen av avdunstningen. Det kan emellertid anses bestyrkt, att man med relativt enkla medel kan påskynda avsmältningen högst väsentligt, och kan dessutom avdunstningen reduceras, bör man uppnå ändå snabbare avsmältning.

Quervain (1948) anför f.övr. ett belysande exempel från Alperna, där Saharästoft på snön vid ett tillfälle påskyndade smältningen, så att marken blev bar en månad tidigare än normalt.

3.4.5 Avsmältningen och snötäckets mognad

Bl.a. för att undersöka hur snötäckets gradvisa mognande inverkar på avsmältningen gjordes vissa jämförande mätningar vid Messaure våren 1958.

1. The first part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that proper record-keeping is essential for the success of any business or organization. The text also mentions that records should be kept in a secure and accessible manner.

2. The second part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that proper record-keeping is essential for the success of any business or organization. The text also mentions that records should be kept in a secure and accessible manner.

3. The third part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that proper record-keeping is essential for the success of any business or organization. The text also mentions that records should be kept in a secure and accessible manner.

4. The fourth part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that proper record-keeping is essential for the success of any business or organization. The text also mentions that records should be kept in a secure and accessible manner.

5. The fifth part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that proper record-keeping is essential for the success of any business or organization. The text also mentions that records should be kept in a secure and accessible manner.

6. The sixth part of the paper discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions. It emphasizes that proper record-keeping is essential for the success of any business or organization. The text also mentions that records should be kept in a secure and accessible manner.

Den 6.4 hade all snö smält bort från kimröksbrickan. (Jfr 3.4.4). Den 13.4 skottades ny ren snö på denna bricka till ca 24 cm, d.v.s. i jämnhöjd med omgivningen. Det visade sig senare genom minskning av den totala uppmätta smältvattenvolymen (87 mm vp) med uppmätt nederbörd (ca 30 mm vp), att denna snös vattenvärde var ca 57 mm vp och dess spec. vikt således omkring 0,24, d.v.s. ungefär densamma som på den orörda brickan. Genom påskottningen blandades dock snön och fick delvis en annan struktur. De kapillära förbindelserna bröts.

Hur förhåller sig nu avsmältningskoefficienten $M (= S/U)$ jämfört med den orörda brickan.

I nedanstående sammanställning över M:s variationer har smältsäsongen delats in i ett antal perioder. För fullständighetens skull har även avsmältningen från kimröksbrickan medtagits.

Avsmältningskoefficienten M vid Messaure 1958.

Period	1. 25.3-5.4	2. 6.4-22.4	3. 23.4-25.4	4. 26.4-27.4
Snöbricka				
med orörd snö	0,5	1,1	2,6	4,6
med kimrök på snön	5,9	-	-	-
med påskottad ren snö	-	0,4	1,2	4,6

Den påskottade snön behöver tydligen en viss förberedelsetid för mognaden - den sätter sig och omvandlar även för övrigt strukturen så att de kapillära systemen träder i funktion. Sedan måste snön mättas med kapillärt vatten, innan den kan avge smältvatten. Detta tar tid. Under period 2 pågår mognaden av snön på den orörda brickan, medan den påskottade snön knappast avger något smältvatten. Även under period 3 är skillnaden betydande och först under 4:e perioden är M-värdet lika för de båda brickorna. Den förnyade mognaden för den påskottade snön tog ca 2 veckor varunder den pos. tempsumman uppgick till ca 15 dygnsgrader. - Den stora skillnaden i M-värde mellan 3:e och 4:e perioden beror på att den förra kännetecknades av låga negativa minimitemperaturer. - I viss mån bidragande till de lägre M-värdena under 2:a och 3:e perioderna för

den påskottade snön är skillnader i albedo. Den äldre orörda snöytan var till en början märkbart gråare. Detta bestyrkes också av den stora skillnaden (16 mm vp) i uppmätt smältvatten under period 3. Det motsvarar ca 35 % av vattenvärdet vid periodens början (57 mm vp) och kan inte enbart bero på magasinering av vatten i den påskottade snön, utan även på en högre strålningsabsorption vid den orörda snön. Den 3:e perioden kännetecknas också av liten molnighet och stark instrålning.

3.4.6. Maximal snösmältning och smältvattenavrinning.

Det högsta dygnsvärdet på avsmältningen, 29 mm vp, uppmättes på bricka 1 vid Messaure den 30.4 1959 vid en dygnsmedeltemperatur på 9 grader. Några dagar senare uppmättes 27 mm vp/dygn på bricka 2. Dessa två brickor - men särskilt nr 1 - låg i mera öppna lägen än brickorna vid Bjurbäcken och Råbäcken. Men även vid dessa försöksfält uppmättes höga dygnsvärden: 24 mm vp vid Bjurbäcken 1959 och 23 mm vp vid Råbäcken samma år. Högsta timvärdet uppmättes vid bricka 1 i Messaure den 27.4 mellan kl 12 och 13 med 3,6 mm vp. Lufttemperaturen var då 13 grader och solen sken.

Det insamlade observationsmaterialet är måhända väl magert för beräkning av maximal punktavsmältning under olika tidsintervall. Materialet omfattar endast 14 säsonger (Messaure, Bjurbäcken och Råbäcken vardera 4 samt Bromma 2), men en sammanställning ger följande resultat:

Tidsintervall	Max. avsmältning, i mm vp
1 tim	3,6
2 "	6,2
4 "	11
6 "	16
12 "	25
1 dygn	29
2 "	54
4 "	103
7 "	119
10 "	159
14 "	186

Upp t.o.m. 4 dygn ger bricka 1 vid Messaure de högsta värdena medan Bjurbäcken, som ligger därnäst ger ca 20 % lägre.

En jämförelse med tabellen i avsnitt 1.4.3 visar att Kaiteras värden från skog i Finland ligger ca 60 % högre än mina värden, men de är hämtade från längre tidsperioder och bör därför också vara högre.

Uppgifterna från Ryssland är dock av en annan storleksordning. Den stora skillnaden jämfört med de svenska och finska värdena kan bero på olikheter i klimat under snösmältningen, olika karaktärer på avsmältningsområdena eller på att de ryska värdena är osäkert bestämda.

Genom uppmätningar eller ur meteorologiska observationer kan snösmältningens maximala intensitet i en punkt bestämmas. Smältvattenavrinningens maximalvärde från en liten ytenhet är lika med denna snösmältningsintensitet minskad med infiltrationsintensiteten. Allteftersom avrinningsområdets yta ökar reduceras den maximala intensiteten.

Detta kan beskrivas med en reduktionsformel av följande typ:

$$A = f(S - i);$$

där A är avrinningen, S smältvattnet, som avges från snötäckets undersida, i infiltrationen och f en reduktionsfaktor.

Bl.a. Sokolovsky (1948, 1956) har använt följande uttryck på reduktionsfaktorn:

$$f = \frac{a}{(N + 1)^n};$$

Här är N dräneringsområdets area. Om N går mot 0, går f mot 1, vilket stämmer med förutsättningarna. Om N går mot oändligheten, går f mot $1/N^n$.

För sjö- och myrlösa skogsområden i Ryssland har Sokolovsky empiriskt bestämt följande värden på konstanterna:

$a = 0,278$ och $n = 0,25$, om A, S och i anges i mm vp/tim och N i km^2 . Här tas även hänsyn till dygnsvariationen i S.

Vid Råbäcken var den maximala avsmältningen ca 1,25 mm vp/tim både 1959 och 1962 och vattenföringens maximivärde samma dagar 130 resp. 152 l/s, vilket svarar mot 0,47 resp. 0,54 mm vp/tim.

Tillämpas Sokolovskys formel under antagande att infiltrationen är så liten att den kan försummas (jfr 3.4.7) erhålles:

$$Q_{\max} = 0,278 \cdot 1,25 \cdot \frac{1}{\sqrt[4]{1+1}} = 0,413 \text{ mm vp/ tim} = 120 \text{ l/s} ;$$

vilket ger en god överensstämmelse med de observerade värdena, ehuru något i underkant.

En avsmältningstopp på 3,6 mm vp/tim motsvarande den maximala uppmätta vid de representativa snöbrickorna skulle ge:

$$Q_{\max} = 1,2 \text{ mm vp/tim} = 330 \text{ l/s} ,$$

vilket inte är ett orimligt värde på maximalt snösmältningsflöde i Råbäcken.

Vid Bjurbäcken var det högsta timvärdet 1,4 mm/ tim, och det uppmättes den 7.5 1962. Om motsvarande kalkyl utföres för Bjurbäcken med utgångspunkt från detta värde samt det antagna högsta timvärdet 3,6 mm vp erhålles följande:

$$S_{\max} = 1,4 \text{ mm vp ger } A_{\max} = 0,093 \text{ mm vp} = 310 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$$

$$\text{vilket motsvarar } Q_{\max} = 1,16 \text{ mm vp/t} = 3,9 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$S_{\max} = 3,6 \text{ mm vp ger } A_{\max} = 0,24 \text{ mm vp} = 800 \text{ l/s} \cdot \text{km}^2$$

$$\text{vilket motsvarar } Q_{\max} = 3,0 \text{ mm vp/t} = 10 \text{ m}^3/\text{s}$$

Dessa värden är uppenbart för höga - de bör reduceras med åtminstone 50 %. Från flödestoppen i början av maj 1962 saknas visserligen observationer, men av de observationer som finns framgår, att vattenföringen endast obetydligt kunnat överstiga 1 m³/s.

Hallgren och Olseni (1960) har utfört avrinningsmätningar från små områden. De uppger den maximala momentana avrinningen orsakad av snösmältning till värden motsvarande 300 l/s · km² från 0,9 km² åker vid Ultuna, och till 500 l/s · km² från 0,09 km² åker vid Rödbäcksdalen i Norrlands kustområde. Omräknade till vattenhöjd mot-

svarar detta 1,1 resp 1,8 mm vp/tim.

Tillämpas Sokolovskys formel så att den maximala avsmältningen beräknas ur maximala avrinningsvärden erhålles följande resultat:

max.avsmältning vid Ultuna:	4,7 mm vp/tim
" " Rödbäcksliden:	6,5 " " "

Värdet för Ultuna är visserligen högt, men kan betecknas som rimligt, särskilt med hänsyn till att området består av åker, där vindstyrka och solstrålning är högre än vid mina snöbräckor i norrländska skogsområdet. Däremot kan säkerligen värdet för Rödbäcksliden anses för högt.

En sammanställning av tillgängligt observationsmaterial ger sålunda vid handen, att Sokolovskys reduktionsformel synes vara tillämplig på svenska förhållanden endast för dräneringsområden på omkring 1 km². För större områden ger formeln för hög maximal momentanvattenföring och för områden väsentligt mindre än 1 km² synes den ge för låga värden.

Detta tyder på att ett högre värde på exponenten n borde prövas än det av Sokolovsky använda ($n = 0,25$), t.ex. $n = 1/3$.

Det måste emellertid framhållas att observationsmaterialet är alldeles för litet för att några säkra slutsatser skall kunna dras.

3.4.7 Recessionsanalys och genererad avrinning.

Vattenföringen vid Råbäcken har bearbetats meddelst recessionsanalys under snösmältningsperioderna i huvudsak enligt Gartskas et al. (1958) grafiska metod. Härigenom har dagliga värden kunnat erhållas på den genererade smältvattenavrinningen inom hela tillrinningsområdet.

Beräkningarna har utförts på följande sätt.

2-timmarsmedeltal av vattenföringen har uppritats under snösmältningsperioderna åren 1959-62. Därefter har i ett diagram avsatts vattenföringen en viss 2-timmars period Q_0 (l/s) mot skillnaden

1

2

1. $\text{Riemann } \int_a^b f(x) dx$ is defined as the limit of the sum of the areas of the rectangles under the curve $y = f(x)$ as the number of rectangles increases and the width of each rectangle approaches zero.

2. $\text{Riemann } \int_a^b f(x) dx$ is defined as the limit of the sum of the areas of the rectangles under the curve $y = f(x)$ as the number of rectangles increases and the width of each rectangle approaches zero.

3. $\text{Riemann } \int_a^b f(x) dx$ is defined as the limit of the sum of the areas of the rectangles under the curve $y = f(x)$ as the number of rectangles increases and the width of each rectangle approaches zero.

4

4. $\text{Riemann } \int_a^b f(x) dx$ is defined as the limit of the sum of the areas of the rectangles under the curve $y = f(x)$ as the number of rectangles increases and the width of each rectangle approaches zero.

5. $\text{Riemann } \int_a^b f(x) dx$ is defined as the limit of the sum of the areas of the rectangles under the curve $y = f(x)$ as the number of rectangles increases and the width of each rectangle approaches zero.

6. $\text{Riemann } \int_a^b f(x) dx$ is defined as the limit of the sum of the areas of the rectangles under the curve $y = f(x)$ as the number of rectangles increases and the width of each rectangle approaches zero.

7. $\text{Riemann } \int_a^b f(x) dx$ is defined as the limit of the sum of the areas of the rectangles under the curve $y = f(x)$ as the number of rectangles increases and the width of each rectangle approaches zero.

8. $\text{Riemann } \int_a^b f(x) dx$ is defined as the limit of the sum of the areas of the rectangles under the curve $y = f(x)$ as the number of rectangles increases and the width of each rectangle approaches zero.

9. $\text{Riemann } \int_a^b f(x) dx$ is defined as the limit of the sum of the areas of the rectangles under the curve $y = f(x)$ as the number of rectangles increases and the width of each rectangle approaches zero.

mellan samma och påföljande 2-timmarsperiods vattenföring, $Q_0 - Q_1$. Inprickning har endast skett för fallande värden. Det snabbaste avtagandet har kunnat approximativt representeras i diagrammet av tre rätta linjer, vilka motsvarar recessionsfaktorerna $k = 0,900$ i det lägre registret upp till 35 l/s, $k = 0,91 - 0,93$ i mellanregistret, 35-150 l/s, och $k \approx 0,90$ i det övre registret, 150-240 l/s.

Under 25 l/s finns inga observationer varför recessionskurvan är osäker i detta register. I det översta registret från ca 175 l/s och uppåt kunde kanske kurvan ha dragits litet brantare, vilket skulle svarat mot $k \approx 0,896$ för $Q = 200$ l/s.

Se fig. 16 :

Den sålunda erhållna recessionskurvan (se fig 17) har använts för beräkning av dygnsmedeltal av genererat smältvatten. (Se fig 18 :) Särskilt dagar med utpräglad dygnsvariation i avsmältningen har relativa minima förekommit i vattenföringen tidigt på morgonen - oftast omkring kl 08. Ett visst dygns genererade avsmältning har då beräknats ur vattenföringen från kl 08 samma dag till kl 08 påföljande dag. Ibland har klockslagen förskjutits något för att bättre passa in i dygnsrytmen. Dygnsmaxima av vattenföringen har i regel inträffat omkring kl 18, medan smältintensiteten oftast varit störst omkring kl 12-13, en tidsförskjutning på 5-6 tim. När den första smältningen för säsongen sätter in mycket intensivt kan fördröjningen bli större. 1962 t.ex. satte smältningen in tämligen oförmedlat vid Rå med dygnsmaxima $+16^{\circ}$ kl 15-16 den 23.4. Men vattenföringen kulminerade inte förrän kl 10 nästa dag, d.v.s. ca 18 timmars fördröjning.

Den beräknade genererade avsmältningen kulminerade kl 02 d.v.s. med 10 timmars fördröjning. Under sådana dygn med onormalt stor fördröjning blir de beräknade genererade smältvattenmängderna osäkra, eljest kan de anses vara tämligen väl bestämda. Den genererade avrinningen har uppritats på diagrammet på fig 14 som heldragen linje och betecknats: "ber. ur vattenf."

Den funna recessionskurvan för Råbäcken gäller givetvis endast snösmältning. Den förutsätter endast en parameter vid varje given vattenföring. Man kan således varken ta hänsyn till olika fyllnadsgrad i grundvattenmagasinet eller i tjärnen eller till olikheter i nattlig återfrysning.

Dåvarande förste statshydrologen Rosén vid SMHI har beräknat recessionskurvan för Råbäcken efter regnflöden under sommaren. Han tillämpade därvid Mashukovs (1960) metod på sju regnlösa perioder. Resultatet, vilket framlades på 3:e Nordiska Hydrologkonferensen i Viborg 1961 av byrådirektör Sprinchorn, SMHI, blev:

$$Q_n = 2,5Q_1 (0,9^n - 0,5^n) - 2,5Q_0 (0,5 \cdot 0,9^n - 0,9 \cdot 0,5^n);$$

Q är dygnsmedeltal av vattenföringen i l/s och n dygnets ordningstal. Här utgår man från två vattenföringsvärden, Q_0 och Q_1 , vilket innebär att man tar hänsyn till t.ex. grundvattenmagasinets fyllnadsgrad. För jämförelse med vinterrecessionen har jag beräknat sommarrecessionen enligt ovanstående formel för ett typiskt fall, då Q_0 var 60,5 l/s och Q_1 43,6 l/s efter ett regnväder. Recessionsfaktorn för dygnsmedeltal blev då för $Q = 50$ l/s: $K = 0,72$. Omräkning till 2-timmarsvärde, k , sker enligt formeln $K = k^{12}$, varur erhålles $k = 0,97$ för 2-timmarsvärden. Motsvarande recessionsfaktorer för snösmältning vid samma vattenföring:

$k = 0,912$ och $K = 0,912^{12} = 0,33$. Vattenföringen sjunker således avsevärt snabbare under vintern. Avrinningen går fortare, sannolikt beroende på att tjälen nedsätter infiltrationen. Under sommaren kommer en del av de under flödena infiltrerade vattenmängderna så småningom vattendraget tillgodo i form av grundvattentillrinning, vilket betingar ett långsamt avtagande i det lägre registret under torrperioder.

Bidragande till skillnaden mellan sommar- och vinterrecession kan också vara vattenmagasineringsen i tjärnen och omgivande sankmarker. Under somrarna - i synnerhet under regnrika sådana - är troligen vattenståndet högre i tjärnen än vid slutet av vintern. Om vårflödet inte förmått höja vattennivån så högt som senare sker under sommaren, bidrar tjärnen till ett långsammare avtagande sommartid, trots större avdunstning. För att utreda dessa förhållanden

fordras emellertid en noggrannare undersökning.

Gartska et al. (1958) fann följande dygnsrecessionsfaktorer för snösmältningen i St Louis Creek i Fraser Experimental Forest i Colorado: $K = 0,933$ för $Q > 0,85 \text{ m}^3/\text{s}$ och $0,981$ för lägre Q och omräknade till 2-timmarsvärden: $k = 0,994$ resp $0,998$. Således betydligt långsammare avtagande än vid Råbäcken. St Louis Creeks dräneringsområde är 85 km^2 och sjölost. Här är dock infiltrationsförhållandena och berggrunden helt annorlunda än i Råbäcken.

3.4.8 Vattenhushållningen under snösmältningen.

Infiltrationen under snösmältningen synes således enligt föregående avsnitt vara relativt låg inom Råbäckens dräneringsområde. Men att det, trots detta, förekommer avsevärda variationer i infiltrationsförhållandena framgår av följande sammanställning, vilken upptar värden på avsmältningskoefficienten M och motsvarande koefficient P för avrinningen. P är här kvoten mellan ackumulerad genererad avrinning och ackumulerade pos. temperatursummor under snösmältningen. M och P är uttryckta i mm vp/dygnsg .

Bjurbäcken

	P	M
1958	1,5	2,1
1959	1,7	2,5
1960	1,7	1,6

Råbäcken

Råbäcken			Grundvattnets stign. under snösmältn. i cm			Små stign. i Q			
			rör	1	2	3	D	J	F
1959	1,0	1,9		10	45	95	-	-	-
1960	0,7	1,6		45	45	165	x	x	-
1961	1,3	1,6		30	25	110	x	-	-
1962	1,6	2,1		35	60	130	x	-	-

Det låga värdet på P 1960 är intressant. Det beror troligen på stora infiltrationsförluster. Grundvattenståndet vid rör 3 - det mest representativa - steg också mer än $1/2$ meter utöver normal stigning under snösmältningen (bestämd som medeltal av de tre övriga åren). Vidare förekom en mindre stigning i vattenföringen i början av januari 1960, vilket indikerar mindre tjäle och större infiltrationskapacitet. Sådan stigning har inte förekommit vid denna tid under övriga år.

Om samma infiltrationsförhållanden skulle rådit under vintern och våren 1960, som under övriga år, skulle 30-40 mm vp mer smältvatten har tillförts bäcken, under förutsättning att P motsvarade medelvärdet av övriga år.

Av en jämförelse på fig 9 mellan ur meteorologiska observationer beräknad och på brickorna uppmätt avsmältning framgår att dessa storheter är ungefär lika 1960, vilket bekräftar de stora infiltrationsförlusterna detta år.

På fig 14 är Råbäckens vattenhushållning framställd under smält-säsongerna 1959-1962 och på fig 15 även under drygt första halvåret 1961.

Det framgår av dessa hur väl vattenföringen följer variationerna i avsmältning enligt uppmätning på snöbrickorna - med undantag av 1960. (Jfr ovan.) Knappast någon tidsförskjutning förekommer. Vattenföringens stigning sätter in så gott som samtidigt med att avsmältningen kommit igång på brickorna. Flödestopparna förekommer i regel samma dag som avsmältningstopparna på brickorna. Däremot förekommer en tidsförskjutning på åtskilliga dagar mellan temperaturen och avsmältningen beroende bl.a. på snötäckets gradvisa mognande.

Förhållandena är i stort sett desamma vid Bjurbäcken.

Årets högsta vattenföring orsakas både vid Råbäcken och Bjurbäcken av snösmältningen.

I enlighet med vad som tidigare anförts (3.4.7) är tidsförskjutningen i Råbäcken mellan dygnets avsmältningsmax och dess avrinningsmax vanligen 5-6 timmar. Endast när värmen sätter in intensivt och oförmedlat (t.ex. 23-24/4 1962), innan snötäcket ännu uppnått sin mognad, kan tidsförskjutningen bli väsentligt större (upp till 18 timmar), men då har också en del av det producerade smältvattnet bundits, temporärt och permanent, i snötäcket. När smältningen kommit igång ordentligt förekommer ofta en utpräglad daglig gång i vattenföringen i Råbäcken (se fig 18.)

En dygnsvariation i avsmältningen från 0 till maxvärdet 2,5 mm vp/t och åter ned till 0 motsvaras i allmänhet av en variation i vattenföringen på ca 25 l/s motsvarande 0,8 mm vp/tim. Avsmältningens dygnsvariation reduceras således i regel till endast ca 1/30 i Råbäcken.

Snösmältningsflödena kan ibland sätta in mycket häftigt utan nämnvärd stegring i förväg. Vid sådana tillfällen (Råbäcken 1962, Bjurbäcken 1959) kulminerar vattenföringen i regel redan andra flödesdagen med ett mycket högt maximivärde - kanske det högsta på flera år - för att därefter snabbt sjunka till mera "normal" flödesvattenföring. Orsaken till detta förlopp kräver vidare studier, men den torde hänga samman med magasinering i snötäcket.

4. Diskussion av resultaten samt slutorå

Det har erbjudit svårigheter av skilda slag att kvantitativt bestämma storheterna, som ingår i processerna i snötäckets avsmältning och avrinning.

Snöbrickorna med tillbehör har dock visat sig väl lämpade för uppmätning av smältvattnet. Genom mätningar med dessa har punktvärden på avsmältningen bestämts med tillfredsställande noggrannhet under större delen av smältperioderna, och genom omsorgsfullt val av läge vid utplaceringen har också tämligen representativa värden kunnat erhållas på avsmältningen från Norrlands barrskogsområde.

Även avrinningen kan anses bestämd med tillräcklig noggrannhet genom mätdammarna, ehuru ganska långa avbrott i observationerna förekommit vid Bjurbäcken.

Däremot kan inte de meteorologiska observationerna i alla avseenden anses tillfredsställande. Särskilt besvärande får bristen på vindstyrkemätningar anses vara. Önskvärt hade också varit med instrålningsmätningar i större omfattning eller åtminstone registreringar av solskenstiden.

En annan brist är att mätningar av snöytans albedo inte har utförts, endast uppskattningar har ingått i beräkningarna.

I det här framlagda arbetet har jag utförligt behandlat teorin för snösmältningen och avrinningen, redogjort för hittills utförda bearbetningar av det omfattande observationsmaterialet samt redovisat resultaten därav.

Genom undersökningarna har, trots vissa brister i observationsmaterialet, ett detaljerat studium möjliggjorts av smältprocesserna inom Norrlands skogsområde och deras beroende av olika meteorologiska element.

Undersökningar över snöns avsmältning har tidigare utförts i andra klimat än Sveriges: t.ex. i schweisiska alperna av

Quervain (1949) och Zingg (1952) och i västra U.S.A (referat i Snow Hydrology), på vilka platser dock instrålningen ingår med mycket större vikt än här.

Liknande undersökningar över snösmältningen har mig veterligt icke utförts tidigare vare sig i Sverige eller i andra områden med likartat klimat.

I Sverige har undersökningar tidigare endast utförts över glaciärernas avsmältning (Wallén, Backa Eriksson, Stenborg m.fl.), där dock avsmältningsförhållandena är annorlunda mot i skogsområdena.

Vid en fullständig analys av vårflödet måste man ta hänsyn till följande processer:

- 1 snöackumuleringen
 - 2 snötäckets energihushållning
 - 3 fasomvandlingen inom snötäcket
 - 4 avrinningen av smältvatten från snötäckets undersida
 - 5 infiltrationen i marken
 - 6 smältvattenavrinningen under snötäcket
 - 7 inverkan av terrängen och dess ojämnheter
 - 8 smältvattentillrinningen till floder och sjöar
 - 9 vattnets framrinnande och magasinering i floder och sjöar
- uppströms den punkt, där vårflödet skall beräknas.

Av den här framlagda undersökningen framgår att sambandet mellan uppmätt avsmältning (4) och smältvattentillrinningen i bäckar till större vattendrag (8) är mycket starkt och i regel entydigt.

Sambandet mellan den ur snötäckets energihushållning (2) beräknade fasomvandlingen inom snötäcket (3) och den uppmätta avsmältningen (4) är däremot komplicerad, och det har inte kunna beskrivas tillfredsställande inom ramen för det här framlagda arbetet.

Fortsatta studier - särskilt med tanke på detalerade vårflödesprognoser - bör därför inriktas på möjligheten att noggrant beskriva smältvattenavrinningen med utgångspunkt från meteorologiska data. Som särskilt viktiga framstår därvid mätningar av snötäckets termiska kvalité.



BILAGORTABELLExempel på korrelationsräkningar

Bjurbäcken, bricka 2 1959, 60 och 62

(mätningarna 1961 utfördes inte tillräckligt ofta)

Givet:

beroende variabel

X_1 uppmätt smältvatten, sort mm vp

oberoende variabel (från meteorol. stationen i Harads)

X_2 positiv temperatursumma, dygnsgrader

X_3 minimitemperaturen, pos. = 0, neg. utan tecken, grader C

X_4 strålningsindex, $s \cdot \sin h(1 - 0,5 N)$

Beräkningsperioden omfattar sammanlagt 32 dygn under tre avsmältningssäsonger.

Sökt:

Att bestämma koefficienterna i uttrycket: $X_b = a_2 X_2 + a_3 X_3 + a_4 X_4 + a_5$;

så, att $\sum (X_b - X_1)^2$ blir så liten som möjligt, där X_b är det beräknade värdet på X_1

Uträkning:

$\sum X_1$ är summan av alla (n st) värden på X_1

Medelvärde: $\bar{X}_1 = \frac{\sum X_1}{n}$;

Avvikelse från medelvärdet: $x_1 = X_1 - \bar{X}_1$; med + eller - tecken

$$s^2_1 = \frac{\sum x^2_1}{n} ;$$

$$p_{12} = \frac{\sum x_1 x_2}{n} ;$$

$$r_{12} = \frac{p_{12}}{s_1 s_2} ;$$

korrelationen mellan X_1 och X_2

$$r_{12 \cdot 3} = \frac{r_{12} - r_{13} \cdot r_{23}}{\sqrt{(1 - r^2_{13})(1 - r^2_{23})}} ;$$

part. korrelation mellan X_1 och X_2 , om X_3 antages konstant

$$r_{12 \cdot 34} = \frac{r_{12 \cdot 3} - r_{14 \cdot 3} \cdot r_{24 \cdot 3}}{\sqrt{(1-r_{14 \cdot 3}^2)(1-r_{24 \cdot 3}^2)}} \quad \text{part. korrelation mellan } X_1 \text{ och } X_2, \text{ om } X_3 \text{ och } X_4 \text{ antages konstanta}$$

$$R_{1 \cdot 23}^2 = 1 - (1-r_{12}^2)(1-r_{13 \cdot 2}^2) ;$$

$$R_{1 \cdot 234}^2 = 1 - (1-r_{12}^2)(1-r_{13 \cdot 2}^2)(1-r_{14 \cdot 23}^2) ;$$

$R_{1 \cdot 234}$ är den totala korrelationskoefficienten mellan X_1 å ena sidan och X_2, X_3 och X_4 å den andra sidan

$$\text{Medelfelet i R: } e(R) = \frac{1-R_{1 \cdot 234}^2}{\sqrt{n}} ;$$

$$s_{1 \cdot 234}^2 = s_1^2 (1-r_{12}^2)(1-r_{13 \cdot 2}^2)(1-r_{14 \cdot 23}^2) ;$$

$$q_{12 \cdot 34} = \frac{s_{1 \cdot 234}}{s_{2 \cdot 134}} ;$$

$$\text{De sökta koefficienterna: } b_{12 \cdot 34} = r_{12 \cdot 34} \cdot q_{12 \cdot 34} = r_{12 \cdot 34} \cdot \frac{s_{1 \cdot 234}}{s_{2 \cdot 134}} ;$$

$$x_b = b_{12 \cdot 34} \cdot x_2 + b_{13 \cdot 24} \cdot x_3 + b_{14 \cdot 23} \cdot x_4 ;$$

Resultat:

$$X_b = b_{12 \cdot 34} X_2 + b_{13 \cdot 24} X_3 + b_{14 \cdot 23} X_4 + A ;$$

$$A = \bar{X}_1 - b_{12 \cdot 34} \bar{X}_2 - b_{13 \cdot 24} \bar{X}_3 - b_{14 \cdot 23} \bar{X}_4 ;$$

$$x_{1 \cdot 234} = X_b - X_1 ;$$

$$\text{Kontroll } R_{1 \cdot 234} = \sqrt{1 - \frac{\sum x_{1 \cdot 234}^2}{\sum x_1^2}}$$

[illegible]

Resultat: $R = 0,76 \pm 0,08$

Bjurbäcken, bricka 2 1959, 60 och 62

$$X_b = 1,19X_2 - 0,60X_3 + 0,06X_4 + 4,01$$

TAB. I

Datum	X_2	X_3	X_4	X_1	X_b	$\frac{X_1 - X_b}{x_b}$	x_1	x_2	x_3	x_4	Kvadrat- o. produkt- summor
1959											
29.4	10,1	0,0	7,4	13,6	16,5	+2,9	+5,1	+5,6	-2,1	+0,2	$\sum x^2_1 =$
30.4	9,7	0,0	8,0	14,0	16,0	+2,0	+5,5	+5,2	-2,1	+0,8	816,04
4.5	9,7	0,0	6,1	17,4	15,9	-1,5	+8,9	+5,2	-2,1	-1,1	$\sum x^2_2 =$
5.5	8,6	0,0	6,3	21,8	14,6	-7,2	+13,3	+4,1	-2,1	-0,9	201,16
8.5	4,0	0,0	6,5	16,0	9,2	-6,8	+7,5	-0,5	-2,1	-0,7	$\sum x^2_3 =$
1960											
23.4	4,2	5,0	6,3	4,7	6,4	+1,7	-3,8	-0,3	+2,9	-0,9	165,75
26.4	2,1	3,2	5,6	4,6	4,9	+0,3	-3,9	-2,4	+1,1	-1,6	$\sum x^2_4 =$
27.4	3,0	7,8	9,3	4,0	3,5	-0,5	-4,5	-1,5	+5,7	+2,1	58,56
28.4	1,8	1,4	7,7	3,4	5,8	+2,4	-5,1	-2,7	-0,7	+0,5	$\sum x_1 x_2 =$
29.4	2,8	5,0	8,5	4,6	4,8	+0,2	-3,9	-1,7	+2,9	+1,3	291,51
30.4	5,0	5,0	7,5	4,3	7,4	+3,1	-4,2	+0,5	+2,9	+0,3	$\sum x_1 x_3 =$
4.5	4,6	0,0	5,6	11,4	9,8	-1,6	+2,9	+0,1	-2,1	-1,6	-199,18
9.5	8,4	1,2	11,3	20,4	14,6	-5,8	+11,9	+3,9	-0,9	+4,1	$\sum x_1 x_4 =$
1962											
19.4	2,5	4,2	6,6	4,7	4,9	+0,2	-3,8	-2,0	+2,1	-0,6	2,36
20.4	2,9	4,0	7,0	7,5	5,5	-2,0	-1,0	-1,6	+1,9	-0,2	$\sum x_2 x_3 =$
21.4	4,0	1,6	6,4	4,1	8,2	+4,1	-4,4	-0,5	-0,5	-0,8	-85,77
25.4	5,9	0,0	7,6	3,8	11,5	+7,7	-4,7	+1,4	-2,1	+0,4	$\sum x_2 x_4 =$
27.4	5,7	0,0	7,7	10,4	11,3	+0,9	+1,9	+1,2	-2,1	+0,5	20,65
28.4	4,5	0,0	6,7	6,4	9,8	+3,4	-2,1	0,0	-2,1	-0,5	$\sum x_3 x_4 =$
29.4	2,9	5,3	9,0	1,8	4,8	+3,0	-6,7	-1,6	+3,2	+1,8	42,37
30.4	0,2	7,7	9,1	3,8	0,2	-3,6	-4,7	-4,3	+5,6	+1,9	$p_{12} =$
1.5	1,4	0,0	6,5	6,0	6,1	+0,1	-2,5	-3,1	-2,1	-0,7	9,11
2.5	3,0	1,6	6,0	10,0	7,0	-3,0	+1,5	-1,5	-0,5	-1,2	$p_{13} =$
3.5	3,1	1,3	6,0	8,2	7,3	-0,9	-0,3	-1,4	-0,8	-1,2	-6,224
4.5	1,5	1,2	5,6	3,4	5,4	+2,0	-5,1	-3,0	-0,9	-1,6	$p_{14} =$
5.5	3,0	0,4	5,7	9,1	7,7	-1,4	+0,6	-1,5	-1,7	-1,5	0,076
7.5	3,3	1,2	5,8	8,2	7,6	-0,6	-0,3	-1,2	-0,9	-1,4	$p_{23} =$
8.5	4,4	2,3	6,5	10,7	8,3	-2,4	+2,2	-0,1	+0,2	-0,7	-2,680
9.5	4,4	3,3	8,3	7,6	7,8	+0,2	-0,9	-0,1	+1,2	+1,1	$p_{24} =$
10.5	5,1	0,0	6,0	7,6	10,4	+2,8	-0,9	+0,6	-2,1	-1,2	0,6453
11.5	5,5	2,0	7,8	11,5	9,8	-1,7	+3,0	+1,0	-0,1	+0,6	$p_{34} =$
12.5	6,9	2,6	9,2	6,0	11,2	+5,2	-2,5	+2,4	+0,5	+2,0	1,324
Summa	144,2	67,3	229,6	271,0	274,2	+3,2	-1,0	+0,2	+0,1	-0,8	
Med.tal	4,5	2,1	7,2	8,5	8,6						

TAB. II.	$\frac{\sum x^2_1}{n} = s^2_1$	$\frac{\sum x^2_2}{n} = s^2_2$	$\frac{\sum x^2_3}{n} = s^2_3$	$\frac{\sum x^2_4}{n} = s^2_4$	s_1	s_2	s_3	s_4
	25,30	6,286	5,180	1,830	5,050	2,5072	2,2760	1,3528

TAB. III.	INDEX	P_{12}	$s_1 \cdot s_2$	r_{12}	r_{12}^2	$1 - r_{12}^2$	$\sqrt{1 - r_{12}^2}$
	12	+9,110	12,6614	+0,7195	0,5177	0,4823	0,6945
	13	-6,224	11,4938	-0,5415	0,2932	0,7068	0,8407
	14	+0,0758	6,8316	+0,0108	0,0001	0,9999	0,9999
	23	-2,680	5,7064	-0,4696	0,2205	0,7795	0,8829
	24	+0,6453	3,3917	+0,1903	0,0362	0,9638	0,9817
	34	+1,324	3,0790	+0,4300	0,1849	0,8151	0,9028

TAB. IV.	INDEX	$\sqrt{(1 - r^2_{13})(1 - r^2_{23})}$	$r_{13} \cdot r_{23}$	$\frac{r_{12}}{r_{13} \cdot r_{23}}$	$r_{12 \cdot 3}$	$r^2_{12 \cdot 3}$	$1 - r^2_{12 \cdot 3}$	$\sqrt{1 - r^2_{12 \cdot 3}}$
	12·3	0,7423	+0,2543	+0,4652	+0,6267	0,3928	0,6072	0,7792
	12·4	0,9817	+0,0021	+0,7174	+0,7308	0,5341	0,4659	0,6826
	13·2	0,6132	-0,3379	-0,2036	-0,3320	0,1102	0,8898	0,9433
	13·4	0,9028	+0,0046	-0,5461	-0,6049	0,3659	0,6341	0,7963
	14·2	0,6818	+0,1369	-0,1261	-0,1850	0,0342	0,9658	0,9828
	14·3	0,7590	-0,2328	+0,2436	+0,3209	0,1030	0,8970	0,9471
	23·1	0,5839	-0,3896	-0,0800	-0,1370	0,0188	0,9812	0,9906
	23·4	0,8863	+0,0818	-0,5514	-0,6221	0,3870	0,6130	0,7829
	24·1	0,6945	+0,0078	+0,1825	+0,2628	0,0691	0,9309	0,9648
	24·3	0,7971	-0,2019	+0,3922	+0,4920	0,2421	0,7579	0,8706
	34·1	0,8407	-0,0058	+0,4358	-0,5184	0,2687	0,7313	0,8552
	34·2	0,8667	-0,0894	+0,5194	+0,5993	0,3592	0,6408	0,8005

TAB. V.	INDEX	$\sqrt{(1 - r^2_{14 \cdot 3})(1 - r^2_{24 \cdot 3})}$	$\frac{r_{14 \cdot 3}}{r_{24 \cdot 3}}$	$r_{12 \cdot 3} - r_{14 \cdot 3} \cdot r_{24 \cdot 3}$	$r_{12 \cdot 34}$	$r^2_{12 \cdot 34}$	$1 - r^2_{12 \cdot 34}$
	12·34	0,8245	+0,1579	+0,4688	+0,5686	0,3233	0,6767
	12·43	0,6234	+0,3763	+0,3545	+0,5687	0,3234	0,6766
	13·24	0,7867	-0,1109	-0,2211	-0,2810	0,07896	0,9210
	13·42	0,5346	-0,4546	-0,1503	-0,2811	0,0790	0,9210
	14·23	0,7551	-0,1990	+0,0140	+0,0185	0,0003	0,99965
	14·32	0,6784	+0,3083	+0,0126	+0,0186	0,0003	0,99966

forts. TAB. V.

23·14	0,8251	+0,1362	-0,2732	-0,3311	0,1096	0,8904
23·41	0,5436	-0,4421	-0,1800	-0,3311	0,1096	0,8904
24·13	0,8472	-0,0710	+0,3338	+0,3940	0,1552	0,8448
24·31	0,7380	+0,2011	+0,2909	+0,3942	0,1554	0,8446
34·12	0,9557	-0,0360	+0,5544	+0,5801	0,3365	0,6635
34·21	0,9271	+0,0614	+0,5379	+0,5802	0,3366	0,6634

TAB. VI.	INDEX	$\frac{(1-r^2_{12}) \cdot (1-r^2_{13 \cdot 2})}{(1-r^2_{14 \cdot 23})}$	$R^2_{1 \cdot 23}$	$R_{1 \cdot 23}$	INDEX	$\frac{(1-r^2_{12})(1-r^2_{13 \cdot 2})}{(1-r^2_{14 \cdot 23})}$	$R^2_{1 \cdot 234}$	$R_{1 \cdot 234}$
	1·23	0,4292	0,5708	0,7555	1·234	0,4291	0,5709	0,7556
	1·32	0,4292	0,5708	0,7555	1·324	0,4291	0,5709	0,7556
	1·24	0,4658	0,5342	0,7309	1·243	0,4290	0,5710	0,7556
	1·42	0,4659	0,5341	0,7308	1·423	0,4291	0,5709	0,7556
	1·34	0,6340	0,3660	0,6050	1·342	0,4290	0,5710	0,7556
	1·43	0,6340	0,3660	0,6050	1·432	0,4290	0,5710	0,7556

TAB. VII.	n	$\sqrt{n}$	$1-R^2_{1 \cdot 234}$	$\frac{1-R^2_{1 \cdot 234}}{\sqrt{n}}$	$\pm \frac{1-R^2_{1 \cdot 234}}{\sqrt{n}} E e(R) = \text{medelfelet i R}$
	32	5,657	0,42905	$\pm 0,0758$	- - - - -

TAB. VIII	INDEX	$(1-r^2_{12})(1-r^2_{13 \cdot 2})$	$\frac{(1-r^2_{12})(1-r^2_{13 \cdot 2})}{(1-r^2_{14 \cdot 23})}$	s^2_1	$s^2_{1 \cdot 234}$	$s_{1 \cdot 234}$
	1·234	0,4292	0,4291	25,50	10,94	3,308
	1·432	0,6340	0,4290	25,50	10,94	3,308
	2·134	0,4732	0,3998	6,286	2,513	1,585
	2·431	0,5908	0,3997	6,286	2,513	1,585
	3·124	0,6935	0,4601	5,180	2,383	1,544
	3·421	0,4997	0,4602	5,180	2,383	1,544
	4·123	0,9308	0,6176	1,830	1,130	1,063
	4·321	0,6178	0,6176	1,830	1,130	1,063

TAB. IX.	INDEX	$r_{12 \cdot 34}$	$q_{12 \cdot 34}$	$b_{12 \cdot 34}$	TAB. X.	$A = X_1 - b_{12 \cdot 34} X_2 - b_{13 \cdot 24} X_3 - b_{14 \cdot 23} X_4$
	12·34	+0,5686	2,087	+1,187		
	13·24	-0,2810	2,142	-0,6019		$A = 4,007$
	14·23	+0,0185	3,112	+0,0577		

TAB. XI.	Resultat: $X_b = b_{12 \cdot 34} X_2 + b_{13 \cdot 24} X_3 + b_{14 \cdot 23} X_4 + A$				
	$X_b = 1,19X_2 - 0,60X_3 + 0,06X_4 + 4,01$				
	$R_{1 \cdot 234} = 0,76 \pm 0,08$				

TAB. XII.	INDEX	$\sum x_b^2$	$\sum (x_1 x_b)$	$\frac{\sum x_b^2}{\sum (x_1 x_b)}$	$\sum x_1^2$	$\frac{\sum x_b^2}{\sum x_1^2}$	$1 - \frac{\sum x_b^2}{\sum x_1^2}$	$\sqrt{1 - \frac{\sum x_b^2}{\sum x_1^2}}$	$R_{1 \cdot 234}$ (TAB. VI.)
	KONTROLL	341,76			816,04	0,4188	0,5812	0,762	0,756

Citerad litteratur

- ADKINS, C J, 1958. The Summer Climate in the Accumulation Area of the Salmon Glacier.
Journal of Glaciology Vol. 3, No 23. Cambridge.
- ANDERSON, and others, 1958. Snow in forest openings and stands.
Proc. Soc. of Am. Foresters. p 48. Washington.
- ANDERSON, T W, 1958. Introduction to Multivariate Statistical Analysis.
John Wiley & Sons, New York.
- ANISIMOV, 1961. Approximativ värdering av formler för snöns värmeledningsförmåga.
Meteorologija i Hidrologija nr 9, Moskva. (Övers. till svenska av Blažys och Fremling, SMHI. Stockholm)
- BARNES, 1950. Discussion on Miller's Snowmelt runoff characteristics.
Trans AGU. Vol 31, No 5, Pt 1. Washington.
- BENSON, 1959. Physical investigations on the snow and firn of northwest Greenland.
SIPRE Research report 56, Wilmette.
- BERGSTEN, 1945. Beräkning av de karakteristiska avrinningsvärdena i vattendrag med icke känd avrinning.
SMHI Medd. Bd 7 Nr 10. Stockholm.
- 1954. Nederbörden i Sverige. Medelvärden 1921-50.
SMHI Medd. Ser C Nr 5, Stockholm.
- BRUNT, D, 1952. Physical and Dynamical Meteorology.
Cambridge.
- BULL, C, 1958. Snow Accumulation in North Greenland.
Journal of Glaciology Vol. 3 No 24, Cambridge.

BULLARD, W E, 1956. A Review of Soil Freezing as affected by Snow Cover, Plant Cover and Soil Conditions.

UGGI, AIHS, Ass. Gen. de Rome 1954 Tome IV, Com. des Neiges et de Glaces, Gentbrugge.

CHURCH, J E, 1949. Standardising method of Snow cover measurement; ten years comparison of forecasting runoff of the Colorado river (USA) by Snow surveys and measurements of precipitation.

UGGI, AIHS, Ass. Gen. d'Oslo 1948

Tome II, Com. de la Neige et des Glacier. Louvain.

CORPS OF ENGINEERS, North Pacific Division, US Army, 1956. Snow Hydrology. Summary Report of the Snow Investigations. Portland, Oregon.

— US Army, 1960. Manual. Washington.

CROFT, 1944. Evaporation from Snow. Bull. Americ. Met. Soc. V 25, Oct. Washington.

ERIKSSON, M, 1961. Undersökning över sambandet mellan snösmältning och lufttemperatur samt molnighet.

Examensarbete för hydrologisk tjänsteexamen vid SMHI. Maskinskrift. Stockholm.

FORSMAN, A, 1959. Avrinningen från ett snötäcke som funktion av lufttemperatur och nederbörd. En undersökning av förhållandena vid sjön Äcklingen. - Manuskript, Geograf. inst. Uppsala.

GARTSKA, LOVE, GOODELL, BERTLE, 1958. Factors Affecting Snowmelt and Streamflow. A Report on the 1946-53 Cooperative Snow Investigations at the Fraser Experimental Forest.

U.S. Dep. of the Interior, Bur. of Recl. Denver, Col.

GERDEL, R W, 1949. Physical Changes in Snow-Cover leading to Runoff, especially to Floods.

UGGI, AIHS, Ass. Gen. d'Oslo 1948

Tome II. Com. de la Neige et des Glacier, Louvain.

1. The first part of the report is a general introduction to the subject.

2. The second part is a detailed description of the methods used.

3. The third part is a discussion of the results obtained.

4. The fourth part is a conclusion and a list of references.

5. The fifth part is an appendix containing additional data.

6. The sixth part is a summary of the work.

7. The seventh part is a list of the authors.

8. The eighth part is a list of the institutions.

9. The ninth part is a list of the dates.

10. The tenth part is a list of the places.

11. The eleventh part is a list of the subjects.

12. The twelfth part is a list of the objects.

13. The thirteenth part is a list of the results.

14. The fourteenth part is a list of the conclusions.

15. The fifteenth part is a list of the references.

16. The sixteenth part is a list of the authors.

17. The seventeenth part is a list of the institutions.

18. The eighteenth part is a list of the dates.

19. The nineteenth part is a list of the places.

20. The twentieth part is a list of the subjects.

21. The twenty-first part is a list of the objects.

22. The twenty-second part is a list of the results.

- GERDEL, R W, 1954. The Transmission of Water through Snow.
Trans, Am. Geophysical Un. Vol. 35 No 3, Washington.
- HALLGREN, G och OLSENI, H B, 1960. Om avrinningen från små nederbördsområden.
Grundförbättring Nr 2 Årg. 13, Uppsala.
- HIMMEL, 1950. Radiation Heat Exchange between the Snowpack and its
Environment. US. Corps of Engineers. Civil Works Invest.,
Proj. Bull. 12, Washington.
- HOECK, E, 1952. Der Einfluss der Strahlung und der Temperatur auf den
Schmelzprozess der Schneedecke. Beitr. d. Geol. d. Schweiz-
-Geotechn. Serie-Hydrologi Lieferung 8, Bern.
- HOLMBOE, FORSYTHE & GUSTIN, 1945. Dynamic Meteorology, John Wiley and Sons.
New York, London.
- HORTON, R, 1938. Phenomena of the Contact Zone between the Ground Surface
and a Layer of Melting Snow. UGGI, AIHS, Bull. No 23 Sixieme Ass.
Gen à Edinbourg 1936. Commission des Neiges et des Glaciers, Riga.
- KAITERA, P, 1948. On Snow Melting in Springtime. UGGI, AIHS, Réunion de
Washington 1939. Tome II, Com. des Neiges, Question 3-Rapport 1,
Paris.
- 1948. The Evaporation from Snow. UGGI, AIHS, Réunion de Washington
1939. Tome II, Com. des Neiges, Question 2-Rapport 2, Paris.
- 1949. On the Melting of Snow in Springtime and its Influence on
the Discharge Max in Streams in Finland.
Scientific Research, Finland's Inst. of Technology No 1, p 78,
Helsinki.
- KALITIN, 1930. The measurements of the albedo of a snow cover, Monthly
Weather Review, Vol. 58, p. 59, Washington.
- KITTREDGE, J, 1938. Natural Vegetation as a Factor in the Losses and
Yields of Water. Jour. For. 35. 1011-1015. New York.

- KLEIN, G J, 1948. Canadian survey of physical characteristics of snow-covers. Geografiska Annaler Årg. 31, 1949 Hf. 1-4, p. 106-24, Stockholm. (även UGGI, AIHS, Ass. gen. d'Oslo)
- KORHONEN, 1948. Correction des mesurages des chutes de neige faite sur la base de la nature de la place de mesurage. UGGI, AIHS, Ass. Gen. d'Oslo 1948. Tome II, Neige et Glaciers, p. 39, Louvain.
- LIGHT, P 1941. Analysis of High Rates of Snow-Melting. Trans. Am. Geoph. Un. Reports and Papers, Snow-conf.-Sacramento, Washington.
- LILJEQUIST, G H, 1957. Energi Exchange of an Antarctic Snow-field. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-52. Scientific Results, Vol. II. Published by Norsk Polarinstitut. Oslo.
- 1962. Meteorologi, Stockholm.
- LINDHOLM, 1958. Die Globalstrahlung in Stockholm - Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie B, Bd 9, 2 Heft, Wien.
- LINDSLEY, KOHLER and PAULHUS, 1949. Applied Hydrology. Mc Graw-Hill, New York.
- LINDSLEY, R K, 1952. The Index Concept in Hydrology. UGGI, AIHS, Ass. Gen. Bruxelles 1951, Tome I, p. 261, Louvain.
- LINKES Meteorologisches Taschenbuch, herausgegeben von Baur, 1951. Leipzig.
- LUNELUND, 1935. Contribution to the Knowledge of Solar Radiation in Finland. Soc. Scient. Fenn. Comm. Phys. - Math. Vol. 13, 3-7, Helsinki.
- LYSHEDE, 1955. Hydrologic studies of Danish Watercourses. Folia Geographica Danica. Tom. VI. København.
- MASHUKOV, 1960. Om avrinningens klassifikation och om beräkning av hydrogram. Meteorologiya i Gidrologiya, Överstyrelsen för Sovjetunionens hydrometeorologiska tjänst, nr 9, Moskva. (Övers. från ryska till svenska av Blažys och Fremling, SMHI, Stockholm.)

- MELIN, R, 1939. Diskussionsinlägg till "1938 års högflod i Umeälv - har den något att lära oss?" av Hellström. Sv. Vattenkraftföreningens publ. 325 (1939:6) sid 105. Stockholm.
- MILLER, 1955. Snow Cover and climate in the Sierra Nevada, California. Univ. of Calif. Publ. in Geography Vol. 11 Berkely.
- NORGES Vassdrags- og Elektrisitetsvesen, 1959. Referat fra II Nordiske Hydrologkonferense i Oslo 1958. Oslo.
- PARDE, 1947. Fleuves et Rivières. Paris.
- PAULCKE, W, 1938. Über die wichtigsten Ergebnisse meiner Schnee- und Lawinen-Forschungen. UGGI, AIHS, Bull. No 23, Sixieme Ass. Gen. à Edinbourg 1936. Riga.
- QUERVAIN, M de, och ZINGG, Th, 1952. Über die Verdunstung der alpinen Schneedecke. UGGI, AIHS, Gen. Ass. Bruxelles 1951. Tome I, Louvain.
- QUERVAIN, M de, 1949. Über den Abbau der alpinen Schneedecke. UGGI, AIHS, Ass. Gen. d'Oslo 1948. Tome II, Comm. de la Neige et des Glaciers, Louvain.
- 1956. Zur Wärmeleitung von Schnee. UGGI, AIHS, Ass. Gen. de Rome 1954. Tome IV. Com. des Neiges et des Glaciers, Gentbrugge.
- RAKMANOV, 1956. Skogens inverkan på snöackumuleringen. Meteorologija i Hidrologija nr 11, Leningrad. (Övers. till svenska av Blažys och Fremling, SMHI, Stockholm.)
- REINIUS, 1956. Vattenbyggnad del 2: Hydrologi och Vattenreglering. Göteborg
- ROCKWOOD, BOYER, HILDEBRAND, 1954. Lysimeter studies of Runoff from a Deep Snow Pack. UGGI, AIHS, Ass. Gen. Rome. Tome IV. Com. des Neiges et des Glaciers. Gentbrugge.
- SAMUELSSON och SUNDBERG-FALKENMARK, 1959. Isen och snöns fysikaliska egenskaper. Kompendium för hydrologisk tjänsteexamen vid Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut. Stockholm.

SAUBERER, F, 1937. Zur Kenntniss der Strahlungsverhältnisse in Pflanzenbeständen. Biokl. Beibl. 4:145-155.

SCHAFFERNAK, 1935. Hydrographie, Wien.

SELIGMAN, G, 1936. Snow Structure and Ski Fields. Mc Millan & Co, London.

SEPPÄNEN, 1961. On the Accumulation and Decreasing of Snow in Pine dominated Forest in Finland. Fennia 86, No 1, Helsinki.

SIMONSSON och BERGSTRÖM, 1961. Kompendium i reglering för vattenkraftändamål. Indalsälvens och Faxälvens vattenregleringsföretag. IVF-FVF S 61:391. Stockholm.

SMHA och KUNGL. VATTENFALLSSTYRELSEN, 1930. Förteckning över Sveriges Vattenfall, Första delen. Norrlands älvar från Torneälv till Nätraån. (Geografisk och geologisk text av statsgeologen Gavelin) Stockholm.

SMHI, 1958. Handbok för väderleksobservatörer. SMHI Med. Serie E. Nr 9 Stockholm.

SNOW HYDROLOGY, 1956. North Pacific Division, Corps of Engineers, US. Army, Portland, Oregon.

SNYDER, W, 1962. Some Possibilities for Multivariate Analysis in Hydrologic Studies. Journ. of Geophysical Research. Vol. 67, No 2, Richmond, Virginia, USA.

SOKOLOVSKY D L, 1948. Effect of the Intensity of Snow-melt on the Creation of Maximum Discharges. UGGI, AIHS, Réunion de Washington 1939. Tome II. Comm. des Neiges, Question 2-Rapport 4, Paris.

— 1956. Om metodiken för beräkning av vårflödesmaxima och vårflödeskurvor. Meteorologija i Gidrologija, nr 5, Leningrad (Övers. till svenska av Blažys och Fremling, SMHI, Stockholm)

- STENBORG, T, 1960. Glacialhydrologiska studier vid Mikkaglaciären med särskild hänsyn till snöns fördröjande inverkan på avrinningen. Lic.-avhandling. Stencilerat manuskript. Geografiska institutionen vid Uppsala Universitet, Uppsala.
- SVERDRUP, 1936. The Eddy Conductivity of the air over a smooth snow field. Geofysiska Publ. Vol. 11, No 7, p. 1-69. Oslo.
- THAMS, C, 1938. Über die Strahlungseigenschaften der Schneedecke Gerlands Beiträge zur Geophysik 53 p. 371-388.
- TROEDSSON, 1955. Vattnet i skogsmarken. Kungl. Skogshögskolans skrifter Nr 20. Stockholm.
- TRYSELIUS, 1940. A Short Comparision between the Finnish and the Swedish Snow Samplers. SMHA, Comm. Series of Papers No 34, Stockholm.
- US. GEOLOGICAL SURVEY, 1954. Water-loss investigation. Vol. 1 - Lake Hefner studies, professional paper No 269. Washington.
- WALLÉN, A, 1928. Till kännedom om granens och tallens beståndsklimat. Sv. Skogsvårds för. Tidskr. 26:895-913. Stockholm.
- WALLÉN, C C, 1948. Glacial-meteorological investigations on the Kårsa Glacier in Swedish Lappland 1942-1948. Geografiska Annaler Årg. 30, Häfte 3-4, och Årg. 31 häfte 1-4, Stockholm.
- 1952. Influences affecting Glacier Extension in Northern Sweden UGGI, AIHS, Ass. Gen. Bruxelles 1951, Louvain.
- WEST and KNOERR, 1959. Water Losses in the Sierra Nevada. Journal Am. Water Works Ass. Vol. 51, No 4.
- WILLIAMS G P, 1959. Evaporation from snow covers in Eastern Canada National Research Council. Div. of Building Research, Research paper 73, Ottawa.

WILSON, W T, 1941. An Outlines of the Thermodynamics of Snow-Melt.
Trans. Am. Geoph. Un. Vol. 29, Nr 4 Pt 1. Reports and
Papers, Snow-Survey Conf.-Sacramento, Washington.

WUNDT, 1953. Gewässerkunde. Springer-Verlag. Berlin.

YOSIDA, Z, 1958. Quantitative study of the metamorphism of snow crystals
by sublimation. SIPRE Translation. Wilmette.

ZINGG, Th, 1952. Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und
ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflussfragen.
UGGI, AIHS, Ass. Gen de Bruxelles 1951. Tome I Louvain.

ÅNGSTRÖM, 1919. On the radiation and temperatur of snow and the
convection of the air at its surface. Arkiv f. Mat. 13,
Nr 21, Stockholm.

— 1946. Sveriges klimat, Stockholm.

ÅNGSTRÖM & WALLEN, 1938. On the Illumination in Stands of Different
Character and Density. - Protokoll der Salzburger Tagung,
Komm. für landw. Met. Leyden.

Övrig icke direkt citerad litteratur rörande snösmältning

AHLMAN, H W:son, 1946. Researches on snow and ice, 1918-1940. Geogr. Journ.,
Vol. 108, Nos, 1,2, p. 11-28
(även sammanfattad i Geogr. Research Series of the Royal
Geogr. Society)

— 1946. Glaciological methods. Polar Record. Vol. 4.

AHLMAN, H W:son och THORARINSSON, 1938. The Ablation (Vatnajökull 1936-38,5)
Geogr. Ann. 20, p. 171-233.

AHLMAN, H W:son, 1939. The regime of Hoffelsjökull (Vatnajökull 1936-38, 7)
Geogr. Ann. 21, p. 171-188.

AHLMAN, H W:son, 1933. Glaciology (Arctic 1931, 8)

Geogr. Ann. 15, p. 162-216, 261-295

—— 1922. Ablation (Horung, 4) Geogr. Ann. 9, p. 35-66

BADER, H, 1948. Theory of non-calorimetric methods for the determination of the liquid water content of wet snow.

Schweizerisch Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Bd 28.

—— Der Schnee und seine Metamorphose. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie, Hydrologie, Lieferung 3.

BARTEL, M J, 1949. The relation of runoff to precipitation in the Sierra Nevada, California. Trans. Am. Geoph. Un. Vol. 30, No. 1.

BELOTELKIN, K T, 1941. Soil-Freezing and Forest-Cover. National Research Council. Am. Geoph. Un. Trans. Pt I Washington.

BERNARD, M, 1941. Progress toward a Rational Program of Snow-Melt Forecasting. Trans. Am. Geoph. Un. Reports and Papers, Snow-Survey Conference-Sacramento. Washington.

BERNARD, M and WILSON, T, 1941. A New technique for the Determination of Heat Necessary to Melt Snow. Trans. Am. Geoph. Un. Reports and Papers, Snow-Survey Conf. Sacramento. Washington.

CARDIS och HOGG, 1948. The frequency of snow-cover in Sweden and Finland and its relation to temperature. Quarterly Journal Royal Meteorological Society. Vol. 74, No 319.

CHAMPION, D L, 1950. Ablation in the Scottish Highlands. Meteorological Magazine. Vol. 79, No 940.

CHURCH, P and CHURCH, J E, 1941. The duralumin snow-samples under strain: a discussion. Trans. Am. Geoph. Un. Pt 1 B. p. 152-153.

- CHURCH, J E, 1941. The Melting of Snow.
Proceedings Central Snow Conf. p. 21-31.
- CHURCH, P, 1941. Type Curves and Variability of Annual Snowfall: State of Washington.
Trans. Am. Geoph. Un. Reports and Papers, Snow-Survey Conf.
-Sacramento, Washington, July.
- CHURCH, P E, 1941. Ice-crusts and snow-settling, Snoqualunie Pass winter of 1940-41.
Trans. Am. Geoph. Un. Pt. 3.
- CHURCH, J E, 1943. Snow study program at Soda Springs near Donner Summit of Central Sierra Nevada.
Trans. Am. Geoph. Un. Part 3.
- CLYDE, G, 1931. Snow Melting Characteristics.
Techn. Bull. No. 231, Utah Agric. Exp. Station.
- COMMISSION ON SNOW AND ICE, 1954. International classification for snow (with special reference to snow on the ground) Issued by the Commission on Snow and Ice of the International Association of Hydrology. Associate Committee on Soil and Snow.
Mechanics, Technical Memorandum No. 31, Aug.
- CORPS OF ENGINEERS, North Pacific Division, US Army, 1956. Snow Hydrology Summary Report of the Snow Investigations.
Portland, Oregon, 30 June.
- COWGIEL, P, 1941. A Review of Chatillon and Sons' latest spring balance for the Mount Rose snow sampler.
Trans. Am. Geoph. Un. Part 1 (B).
- CROFT, A R, 1947. Discussion of "Some Factors that Influence the Accuracy of Water-Supply Forecasting in the Intermountain Region."
Trans. Am. Geoph. Un. Vol. 28, No. 3.

- CURRIE, B W, 1947. Water content of snow in cold climates.
Bull. Am. Met. Society. Vol. 28, No. 3.
- DIAMOND, M, 1953. Evaporation or melt of snow-cover.
U.S. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Research
Paper No. 6, Nov.
- DMITRIERA, 1950. Calculation of the Density of the Snow Cover from Met. Data.
Meteorologiya i Gidrologiya, No. 2:39-44, Oct.
- DUNKLE, R V and BEVANS, J T, 1956. An approximate analysis of the solar
reflectance and transmittance of a snow cover.
Journ. Meteorology, Vol. 13, No. 2.
- ERIKSSON, B E, 1942. Meteorological records and the ablation on the Fröya
glacier in relation to radiation and meteorological conditions.
Geogr. Ann. 24:1-2, Stockholm.
- FARROW, R C, 1949. Report of Committee on Snow 1947-48.
Trans. Am. Geoph. Un. Vol. 30, No. 3.
- FLETSCHER, E, 1940. Melting Snow as a Flood Factor in the Sierra Nevada.
Bull. Am. Met. Soc., Febr.
- GARTSKA, W, 1944. Hydrology of Small Watersheds Under Winter Conditions
of Snow-Cover and Frozen Soil.
Trans. Am. Geoph. Un. p. 838-871.
- GARTSKA, LOVE, GOODELL, BERTLE, 1958. Factors Affecting Snowmelt and Stream-
flow. A Report on the 1946-53 Cooperative Snow Investigations
at the Fraser Experimental Forest.
U.S. Dep. of the Interior, Bur. of Recl. Denver, Col.
- GEIGER, 1961. Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der
Mikroklimatologie, Braunschweig.

and the other two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

The first two are the same as the first two.

- GERDEL, R W, 1945. The dynamics of Liquid Water in Deep Snowpacks.
Trans. Am. Geoph. Un. p. 83-90.
- GERDEL, CASSIDY, HANSEN, 1950. The use of radioisotopes for measurement of
water content of snow pack.
Trans. Am. Geoph. Un. 3 p. 449.
- GOODELL, B and ROBERTS, K, 1941. Test of Snow-Sampling Tubes of Large and
Small Diameter.
Trans. Am. Geoph. Un. Reports and Papers, Snow-Survey Conf.-
Sacramento, Part 1 (B), Washington, July.
- HALLGREN, OLSEN, 1960. Om avrinningen från små nederbördsområden.
- HAMBERG, A, 1907. Die Eigenschaften der Schneedecke in den Lappländischen
Gebirgen. Naturwissenschaftliche Untersuchungen des Sarekgebir-
gen in Schweden, Lappland. Bd. 1, Abt. 3, Lief. 1. Stockholm.
- HOINKES & UNTERSTEINER, 1952. Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern I.
Geogr. Ann. 34 p. 99-158.
- HOLL, A, 1937. Gletscherwärmewirtschaft. Die Alpen XIII p. 292-301.
- HORTON, R, 1941. The Role of Snow, Ice and Frost in the Hydrologic Cycle.
Proceedings Central Snow Conf. p. 5-21.
- 1915. The Melting of Snow.
Monthly Weather Review 43:599-605.
- HOUSTON, CLYDE, 1947. Snow and Ice.
Trans. Am. Geoph. Un. Vol. 28 No. 4.
- HUBBY, R C, 1954. The Problem of short period measurements of Snow ablation.
Journ. Glaciology Vol. 2, No. 16, p. 437-440.
- KASSER, P, SCHWEIZER, W, 1955. Voraussage der globalen Sommerabflussmenge
der Rhône bei Porte der Scex auf Grund von Winterniederschlag und
Winterabfluss.
Wasser- und Energiewirtschaft No. 5-7.

- KEHRLEIN, O and others, 1953. High Sierra snow-ablation observations.
Proceedings, Western Snow Conf. 21st ann. meet. April 22-22.
- KINSMAN, B, 1957. Proper and Improper Use of Statistics in Geophysics.
Tellus.
- KLEIN, J G, Method of measuring the significant characteristics of a
snow-cover.
Technical Memorandum No. 5.
(Report No. MM 192 of the National Research Council, Ottawa 1946)
- 1947. Snow-cover Measurements. Supplement to Report No MM-192
Canada, National Research Council, Associate Committee on Soil
and Snow Mechanics.
NRC Report No MM-202.
- KORHONEN, V V, 1944. Ein neues Verfahren bei der Korrektur der Schnee-
messungen.
Ann. Ac. Se. Fennicae Ser A I No 24 Helsinki.
- KÖHLER, H, 1950. On evaporation from snow surfaces.
Arkiv för Geofysik Bd 1 No. 8.
- LAGALLY, M, 1932. Zur Thermodynamik der Gletscher.
Zeitschrift für Gletscherkunde Bd. 20 p. 199-214.
- LEVI & CHORUS, 1932. Wintertemperaturen in und unter der Schneedecke,
Verh. des Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft,
113 sid 319.
- LONG, T, 1947. A comparision of snowfall catch in shielded and unshielded
precipitation gages.
Bulletin American Meteorological Society Vol. 28, No. 3.
- LIGHT, P, 1941. Analysis of High Rates of Snow-Melting.
Trans. Am. Geoph. Un. Reports and Papers, Snow-conf.-Sacramento
Washington, July.

- LINSLEY, R, 1943. A Simple Procedure for the Day-to-Day Forecasting of Runoff from Snow-Melt.
Trans. Am. Geoph. Un. p. 62-67.
- LUETSCH-LOETSCHER, O, 1944. Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. Beiträge zur Geologie der Schweiz-Geotechnische Serie-Hydrologie. Bd. 1 Teil 1, Abteilung 1, General 1944 p. 1-60. Abteilung 2, General 1945, p. 61-101. Bd. 2, Teil 3, Zur Hydrologie der Landschaft Davos, 1944, p. 1-485.
- MC LAUGHLIN, W W, 1943. Some accomplishments in snow-surveying.
Trans. Am. Geoph. Un. Pt. 3.
- MÜTSCHG, O, 1926. Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband.
Verbandsschrift Nr 14 Zürich.
- MONTEITH, J L, 1956. The Effect of Grass-length on Snow Melting Weather
Vol. 11, No. 1.
- MÜLLER, H G, 1953/7. Zur Wärmebilanz der Schneedecke.
Meteorol. Rundschau.
- ORVIG, 1954. Glacial-meteorological observations on icecaps in Baffin Island.
Geogr. Ann. Bd. 36 Ht 3-4.
- PARDÉ, M, 1945. Le role de la neige dans les débits du Drac au Sautet,
Etudes Rhodaniennes Vol. 20 No. 3-4.
- PAULSON, J jr, 1944. A method for calculating the effect of snow on runoff during rainstorms.
Trans. Am. Geoph. Un. Pt. 1.
- PHILIPPS, H, 1940. Zur Theori der Wärmestrahlung in Bodennähe,
Gerlands Beiträge zur Geophysik Bd. 56 p. 229-319.
- PLESHKOVA, T T, 1948. Al'bedo zemnykk obrazovaniy (Albedo of formations on the earth's surface)
Priboda (Nature) Leningrad No. 10.

- QUERVAIN, M de, 1948. Das Korngefüge von Schnee.
Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen
Band 27, Heft 1
(Ref. i Journal of Glaciology Vol. 1 No. 7 March 1950)
- 1952. Evaporation from the Snowpack.
U.S. Army Corps of Engineers, South Pacific Div.,
Research Note no. 8, Transl. Oct. 16.
- 1945. Schnee als kristallines Aggregat.
Experimentia Vol. 1 USA SIPRE Transl. 21 (1954)
- RICHTER, G D, 1945. Snezhny pokrov, yego formirovanie i svoystva
(Snow-cover, its formation and properties) Moskva, Leningrad
Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR
- van RINSUM, 1941. Die Abflusskurve
Archiv für Wasserwirtschaft 65 Berlin
- SELIGMAN, G, 1946. The Scientific Study of Snow
Alpine Ski Club Review, Vol. 5 No. 14.
- 1939. Physical Investigations on falling Snow.
Nature, Vol. 140, No. 3539, p. 345-348.
- SHARP, R, 1950. Glacial-meteorological investigations in Swedish Lapland.
Arctic Vol. 3, No. 2.
- SMITH-JOHANNSEN, R, 1948. Snow-data
UGGI Ass. Int. Hydr. Sci. Ass. Ger. d'Oslo. Tome 2.
- SNOW ICE AND PERMAFROST RESEARCH ESTABLISHMENT, 1955.
- BIBLIOGRAPHY ON SNOW ICE AND PERMAFROST WITH ABSTRACTS, 1955.
SIPRE Rept. 12 Vol. VIII July 1955 Wilmette, Illinois.

- SNYDER, 1951. Large Floods from Melting Snow and Rain.
Symposium on Hydrology of Floods.
UGGI Ass. Int. Hyärol. Scient., Gen. Ass. de Bruxelles.
- SPINK, P C, 1956. Summer Snows on Ben Nevis and the Cairngorms.
Weather Vol. 11 No. 2.
- SUTTON, 1953. Micrometeorology, New York.
- SVERDRUP, H U, 1936. The eddy conductivity of the air over a smooth snow field.
Geofysiska Publ. Bd. 11 Nr. 7.
- THAMS, C, 1938. "Über die Strahlungseigenschaften der Schneedecke.
Gerlands Beiträge zur Geophysik 53 p. 371-388.
- TROLL, C, 1949. Schmelzung und Verdunstung von Eis und Schnee in ihrem
Verhältnis zur geographischen Verbreitung der Ablationsformen
Erdkunde Band 3, Lief. 1.
- UNIVERSITY OF MINNESOTA, INSTITUTE OF TECHNOLOGY ENGINEERING EXPERIMENT
STATION, 1951. Review of the Properties of Snow and Ice
SIPRE Report 4.
Snow, Ice and Permafrost, Research Establishment Corps of Engi-
neers, U.S. Army, Minneapolis, Minnesota, July.
- WARD och ORVIG, 1953. The glaciological studies of the Baffin Island expe-
dition 1950, Pt IV: The heat exchange at the surface of the
Barnes Ice Cap during the ablationsperiod.
J. of Glaciology Vol. 2 No. 13, p. 158-168.
- WENTWORTH, C K, 1940. Snow Formations on Mountains of Hawaii.
Geogr. Journ. Vol. 46.
- WERNER, P W och SUNDQUIST, K J, 1951. On the groundwater Recession Curve
for Large Water-sheds.
UGGI Bryssel.

WILSON, W T, 1954. Analysis of winter precipitation observations in the cooperative snow investigations. Monthly Weather Review, Vol 82, No. 7.

——— 1941. An Outline of the Thermodynamics of Snow-Melt. Trans. Am. Geoph. Un. Reports and Papers, Snow-Survey Conf.-Sacramento, July.

WORK, R A, 1944. Childreth and Frost: A lateral snow-sampler. Trans. Am. Geoph. Un. Pt. 1.

WORK, 1948. Snow Layer Density Changes. Trans. Am. Geoph. Un.

WÄRE, 1957. Om högvattenavrinningen från små områden.

YOSIDA, Z, 1960. A calorimeter for measuring the free water content of wet snow. J. Gl. Vol. 3, No. 27, p. 574-576.

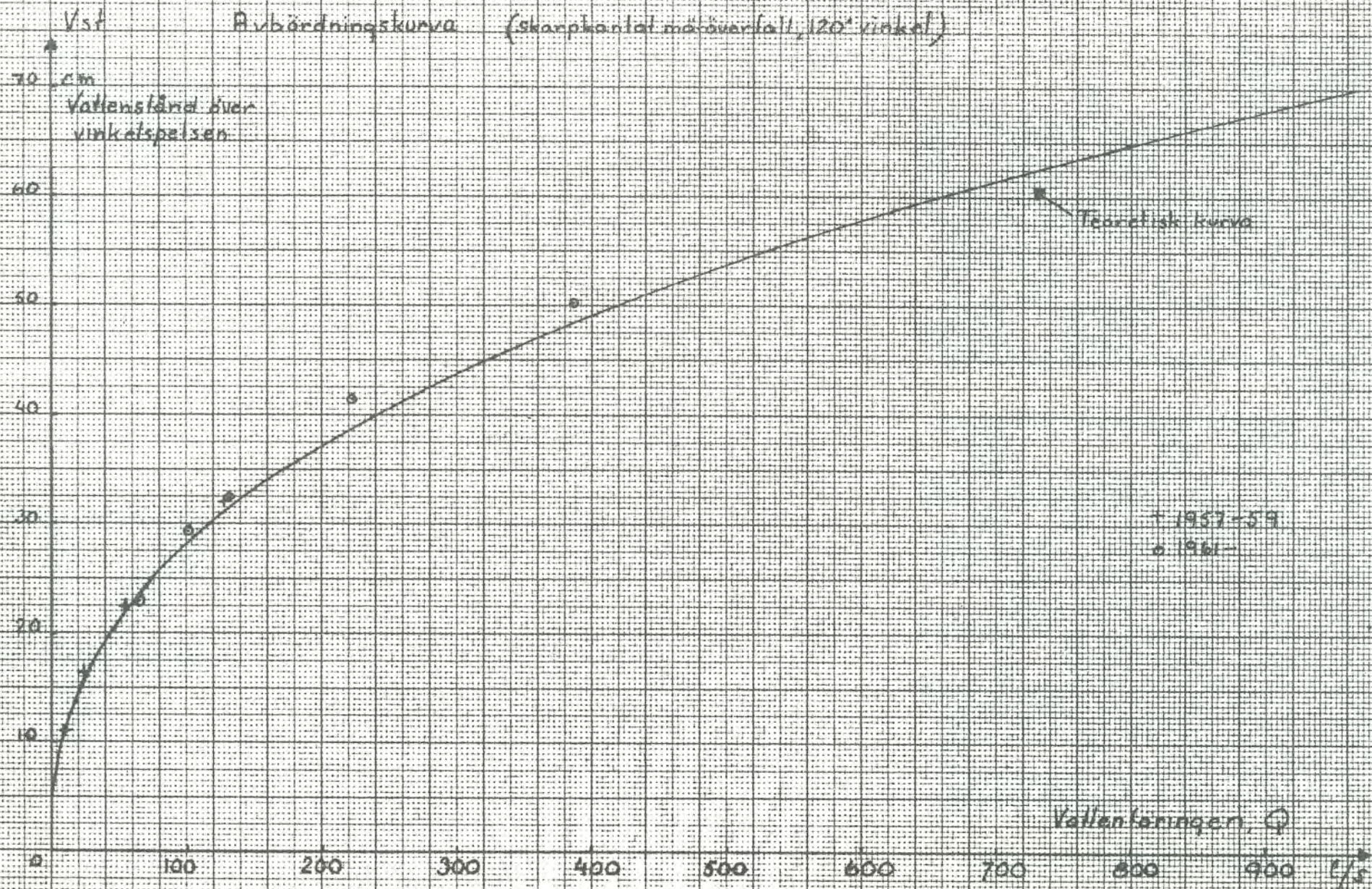
ÅNGSTRÖM, A, 1933. On the dependence of ablation on air temperature, radiation and wind. Arctic 1931, 8 och Geogr. Ann. 15, p. 264.

Förkortningar

AIHS	Association Internationale d'Hydrologie Scientifique.
SIPRE	Snow, Ice and Permafrost Research Establishment.
SMHA	Statens Meteorologisk-hydrografiska anstalt, numera
SMHI	Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut

9-1689 BJURBÄCKEN

Avbärningskurva (skarphantat med överfall, 120° vinkel)



9-1689 BJURBÄCKEN

Fig. 1

38-1754 Rå

Avbörningskurva (skarptkantat mätövertall, 90° vinkel)

Vat

Å

30 cm

Vattenstånd över
vinkelspalten

30

50

40

30

20

10

0

100

200

300

400

500

lys

Vattenlängden, D

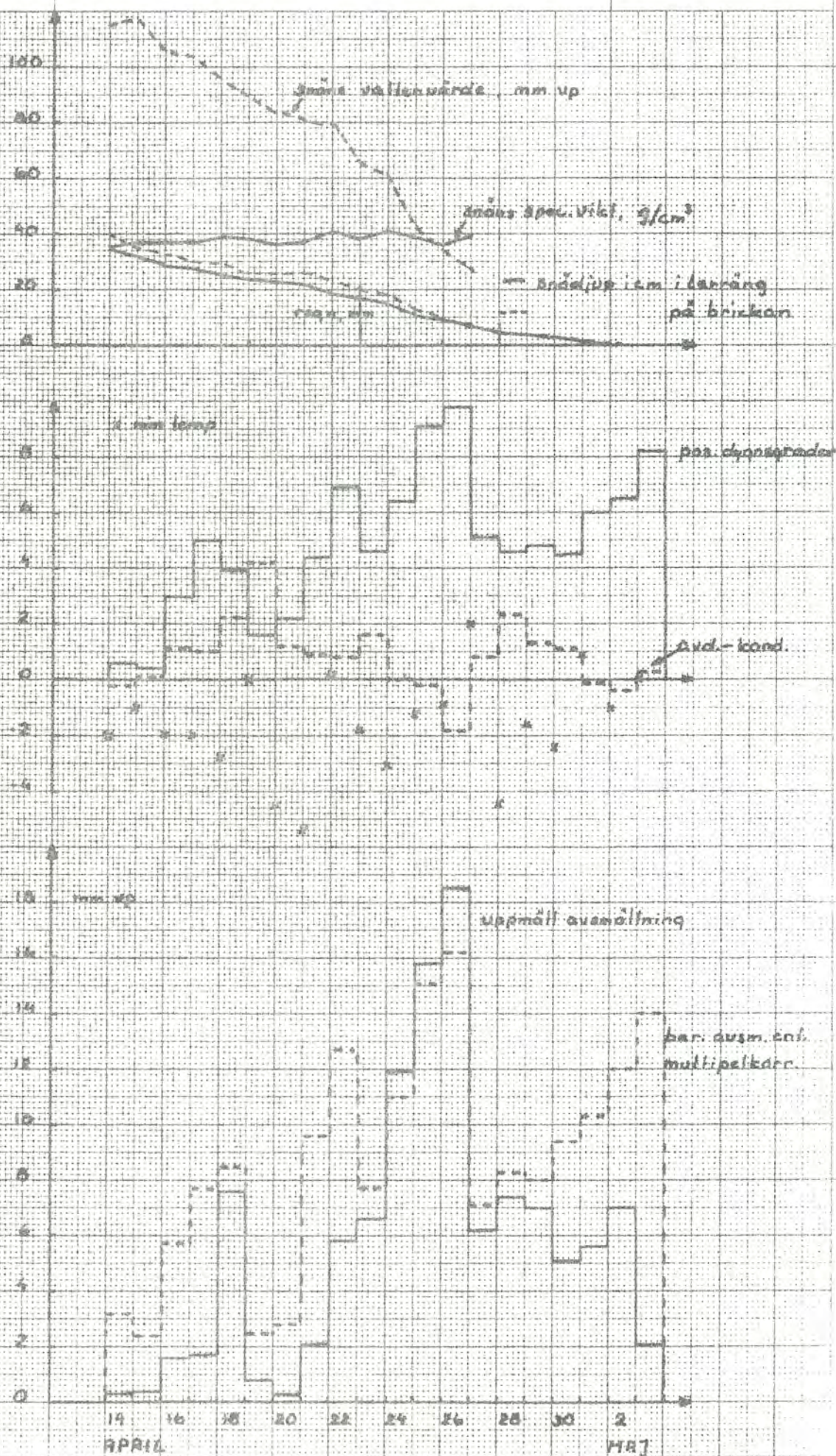
38-1754 Råbäckens

Fig 2



RÄDÄCKEN 1961
snösmältning br. 2

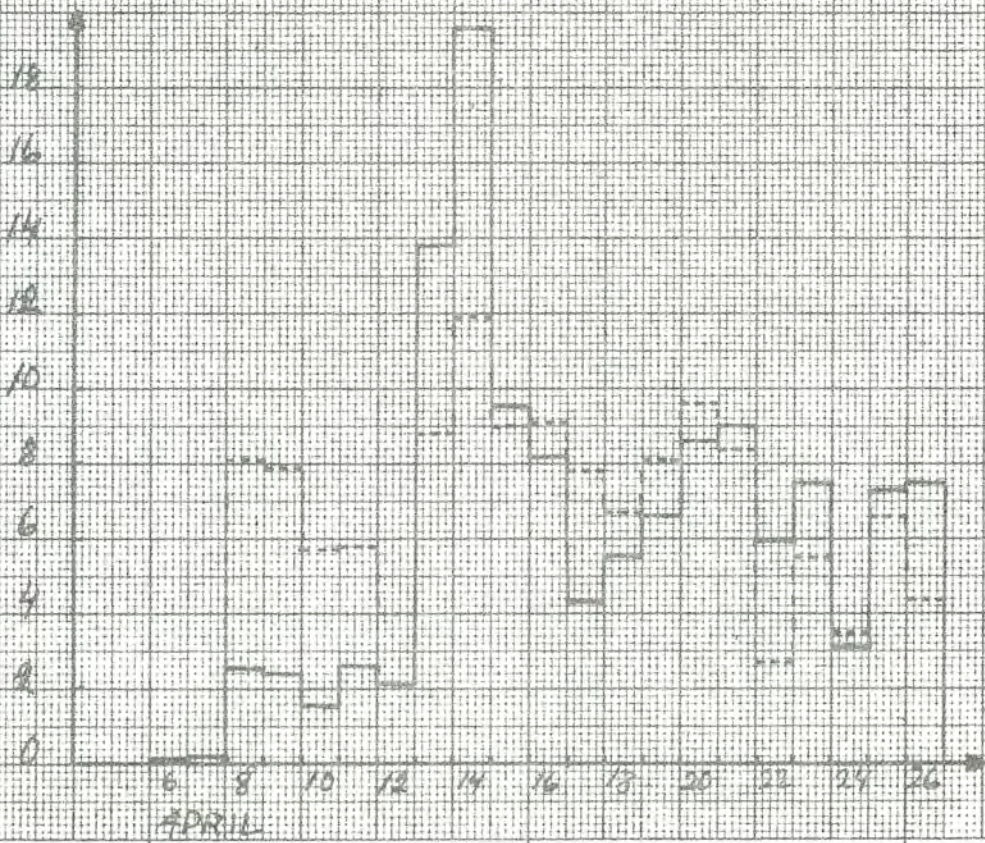
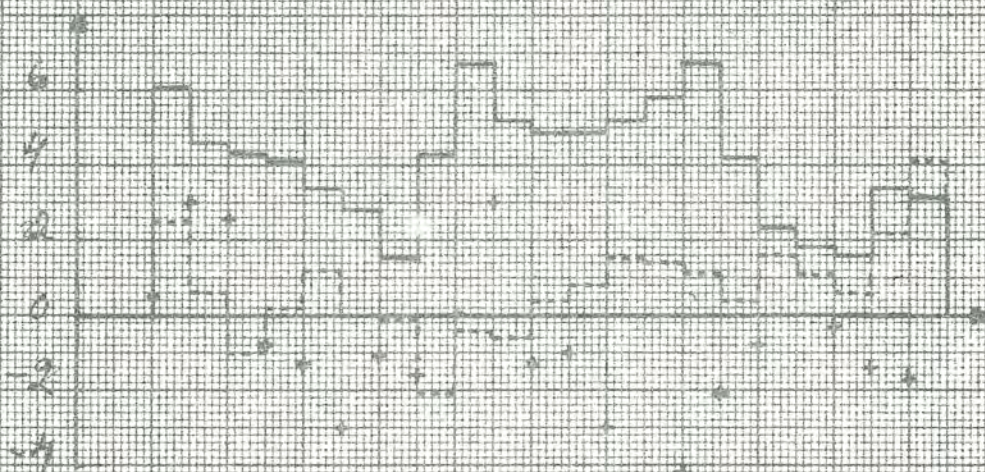
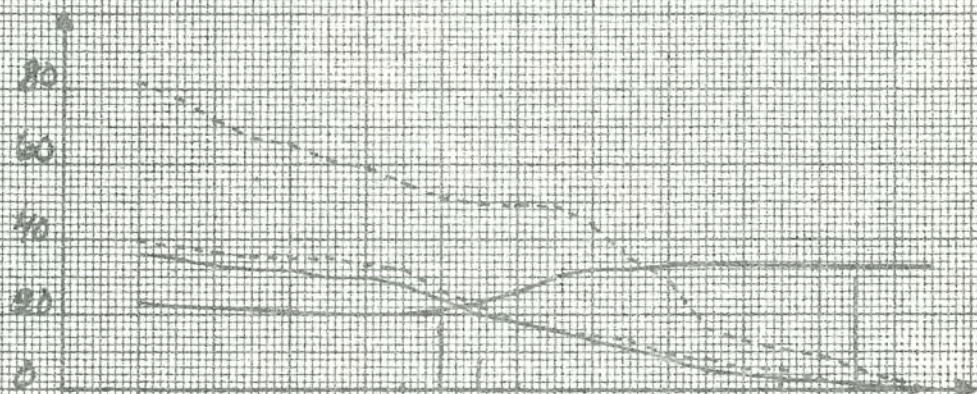
Fig. 8



Råbäcken 1960

snösmältning br. 2

Fig. 5





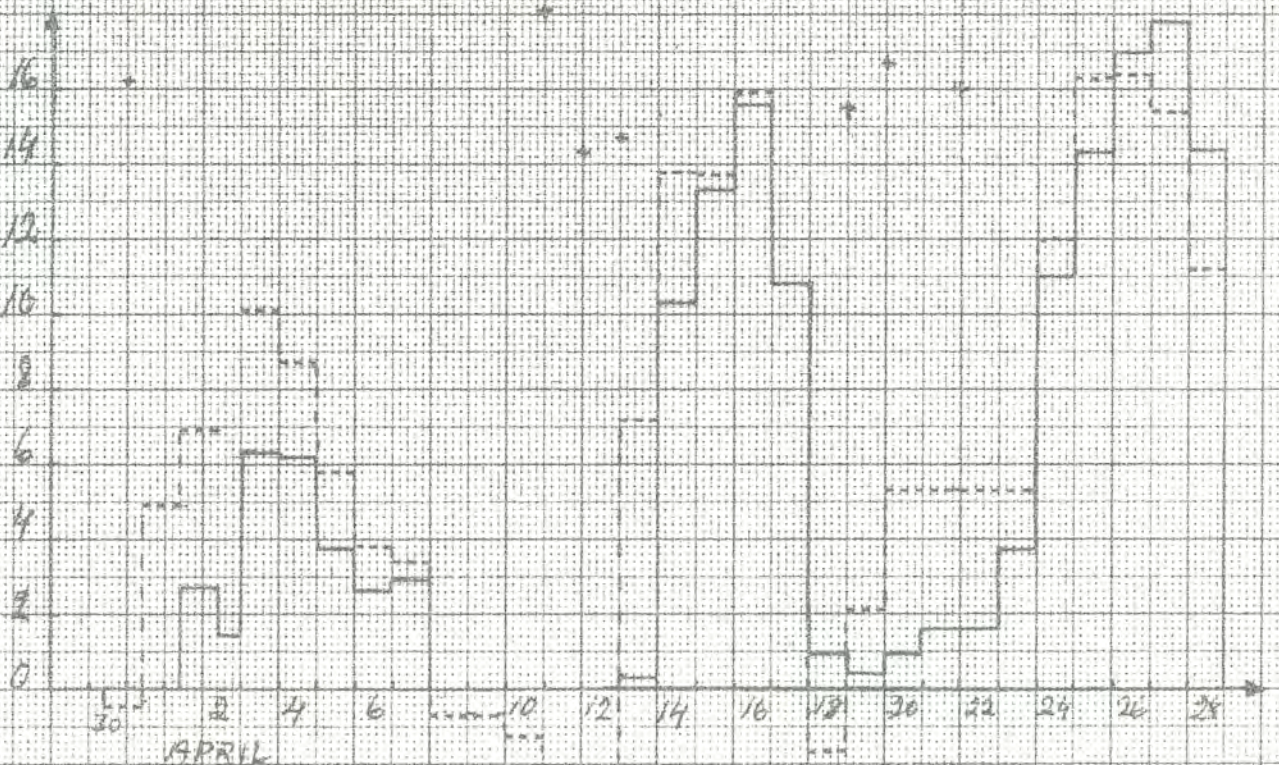
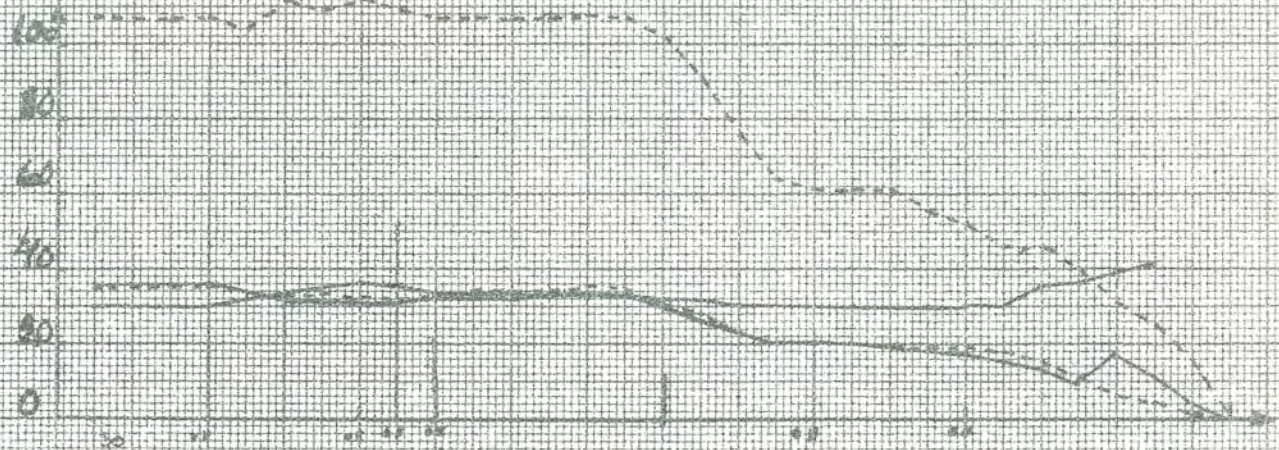
Råbäcken

1959

Fig 10

snösmältning

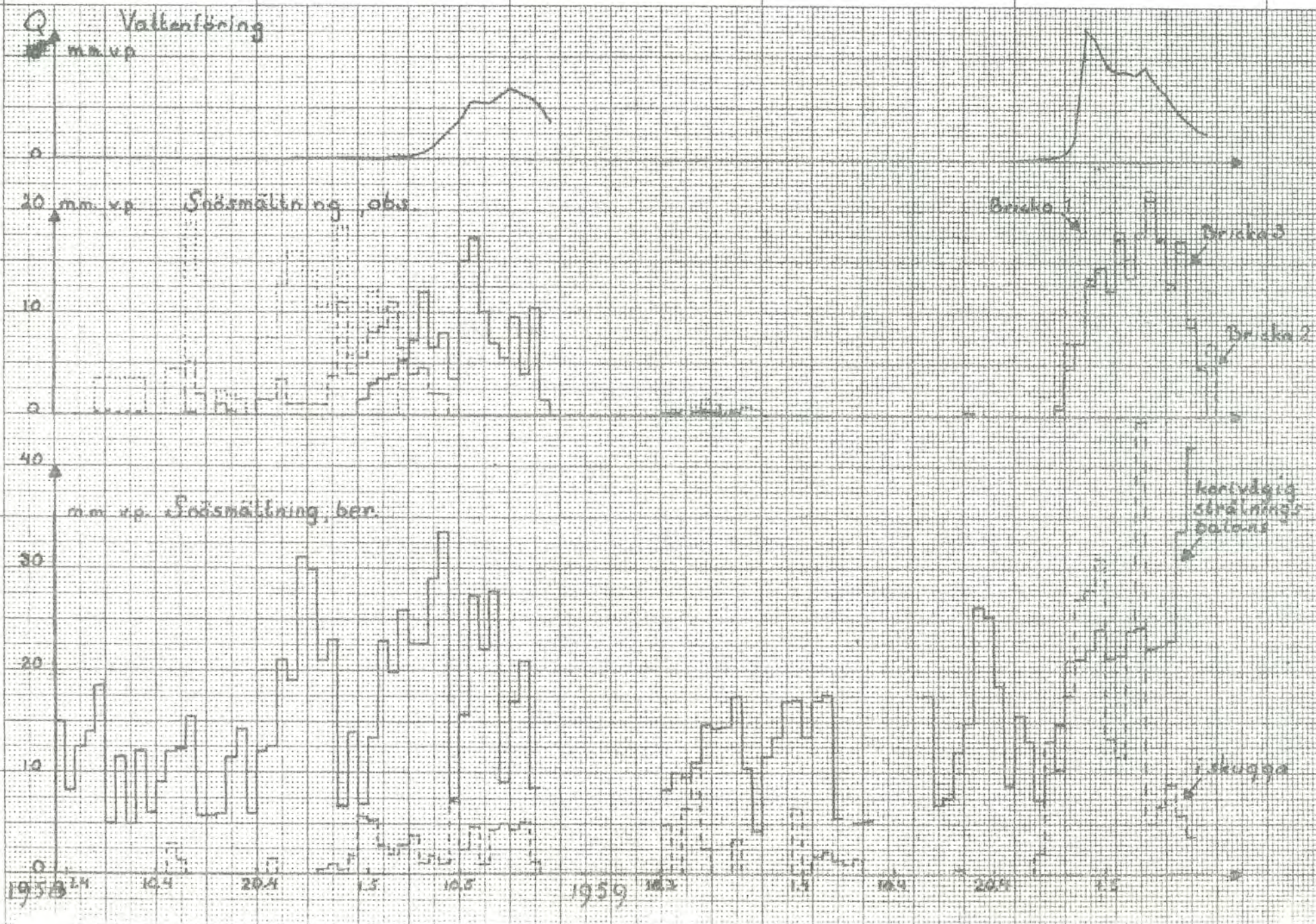
br 2



APRIL

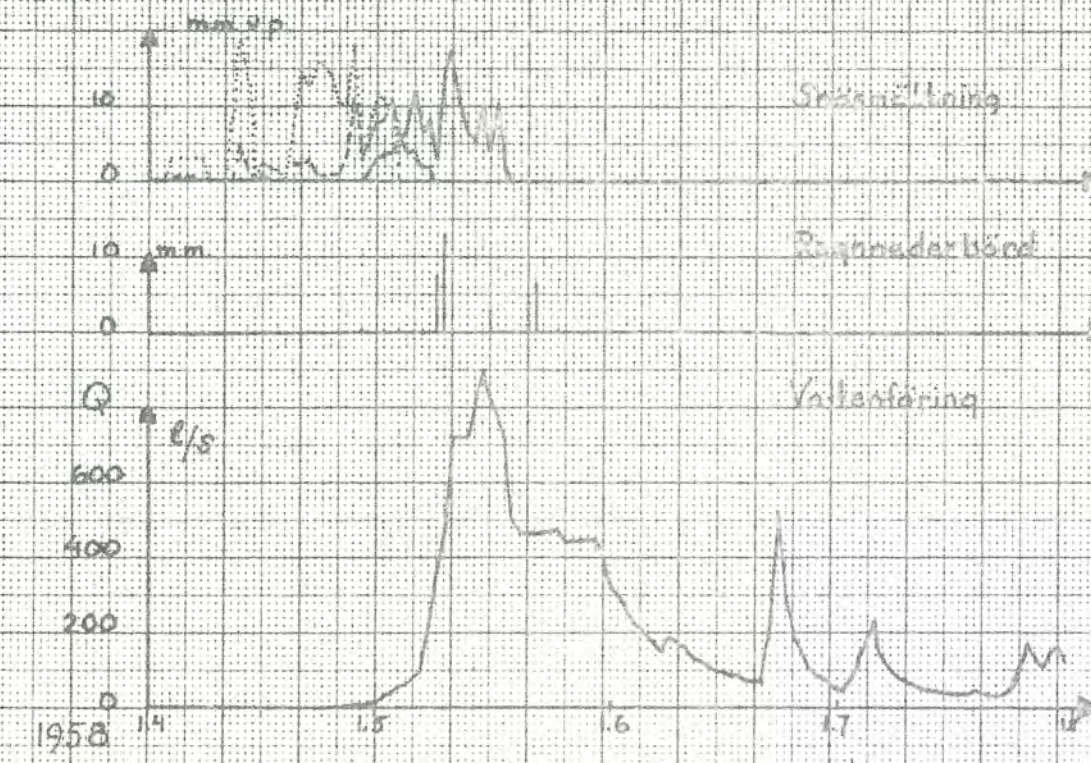
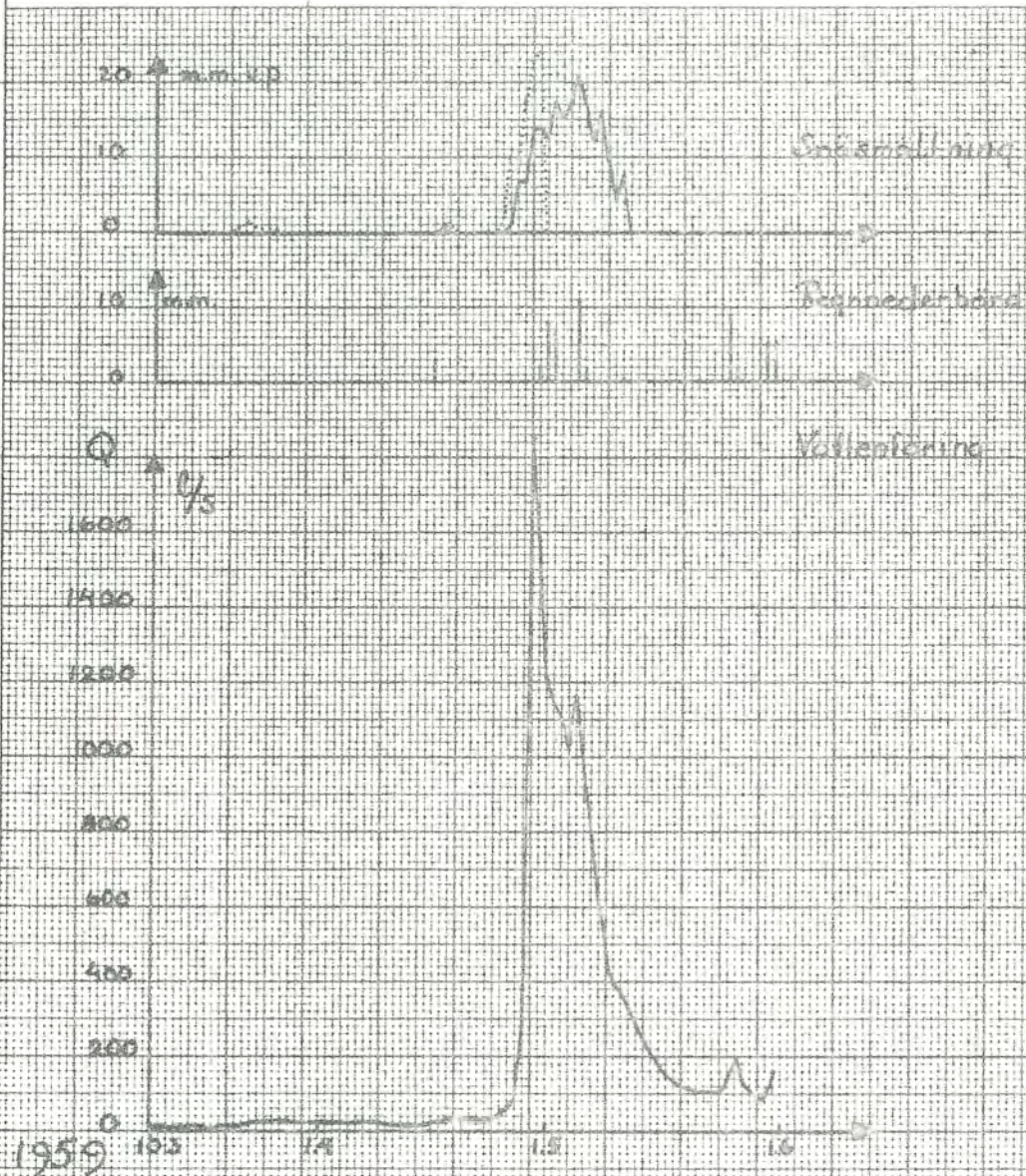


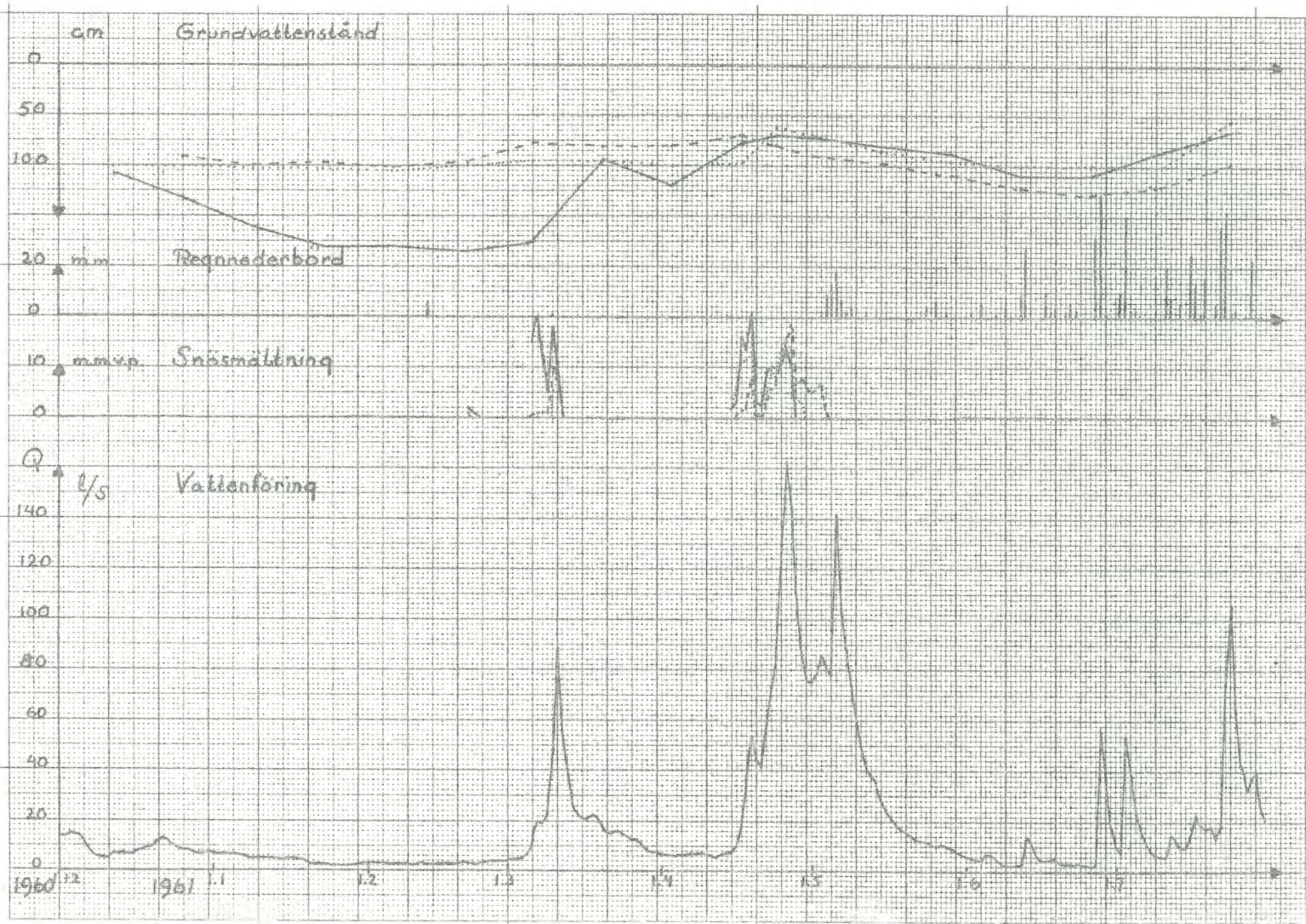
Bjurbäcken Snösmältning 1958 och 1959



Bjurbäcken

Vattenhushållning 1958 och 1959





RÅBÄCKEN
Vattenhushållning 1960/61

RÅBÄCKEN

Recessionsanalys, Snösmältning

2. 1979

Q_0 l/s

300

280

260

240

220

200

180

160

140

120

100

80

60

40

20

0

20

40

60

80

100

120

140

160

180

200

220

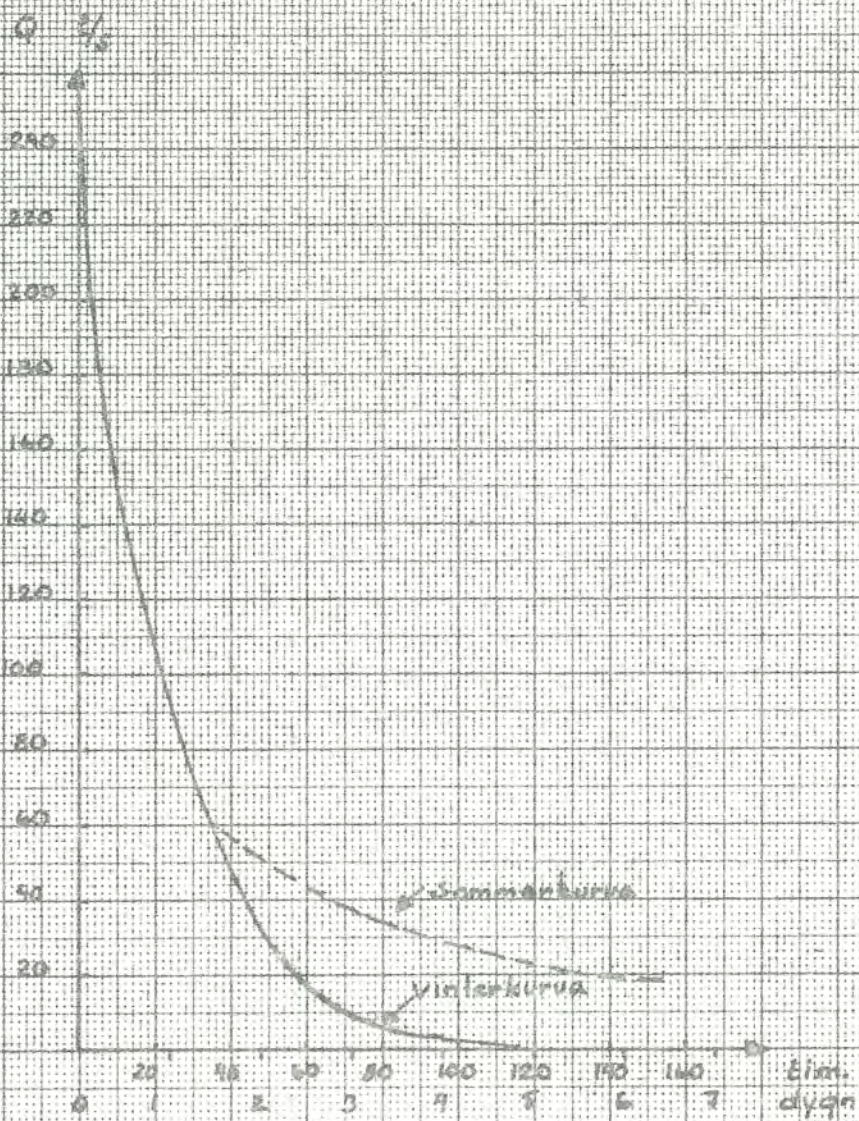
240

Q_1 l/s

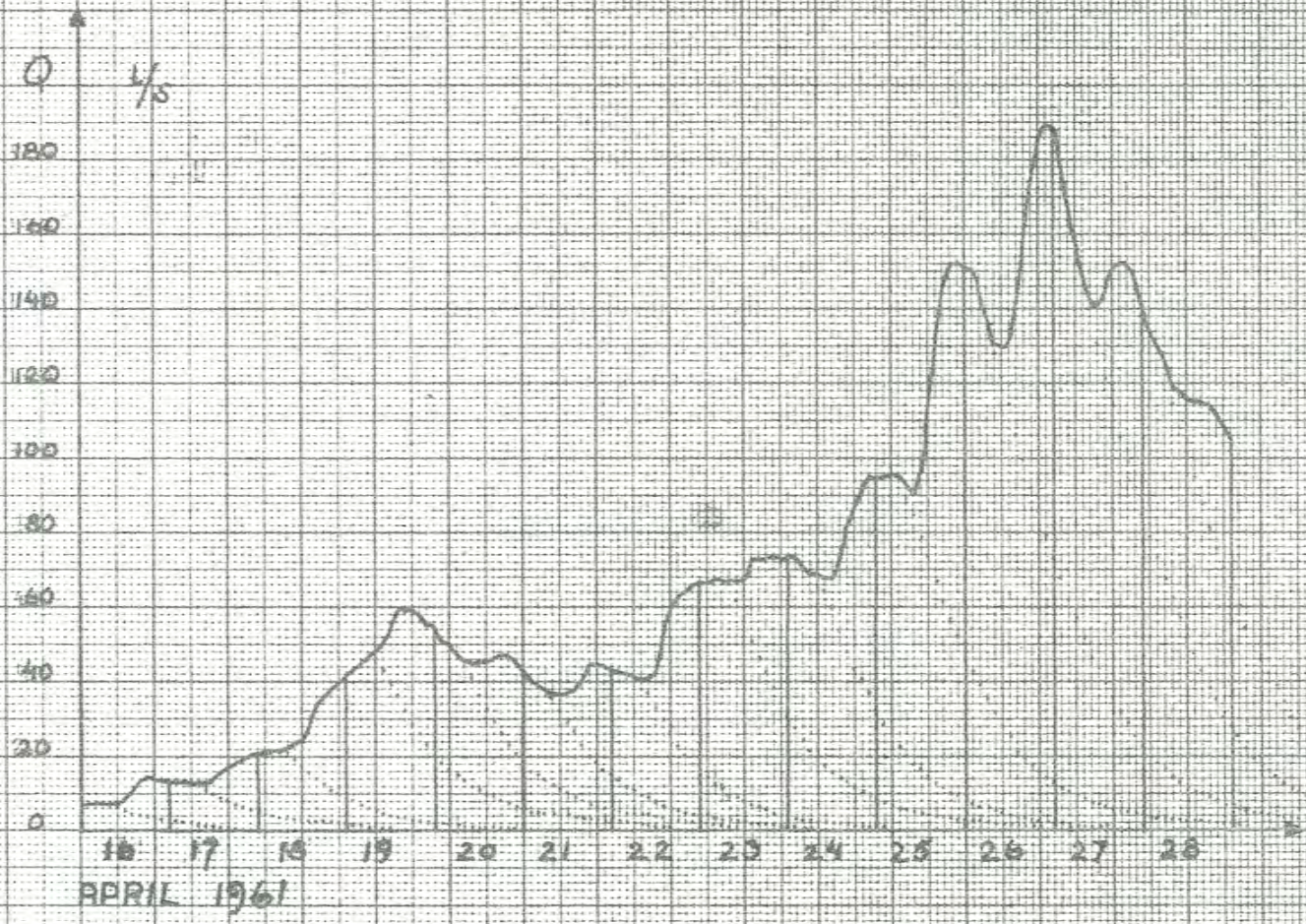


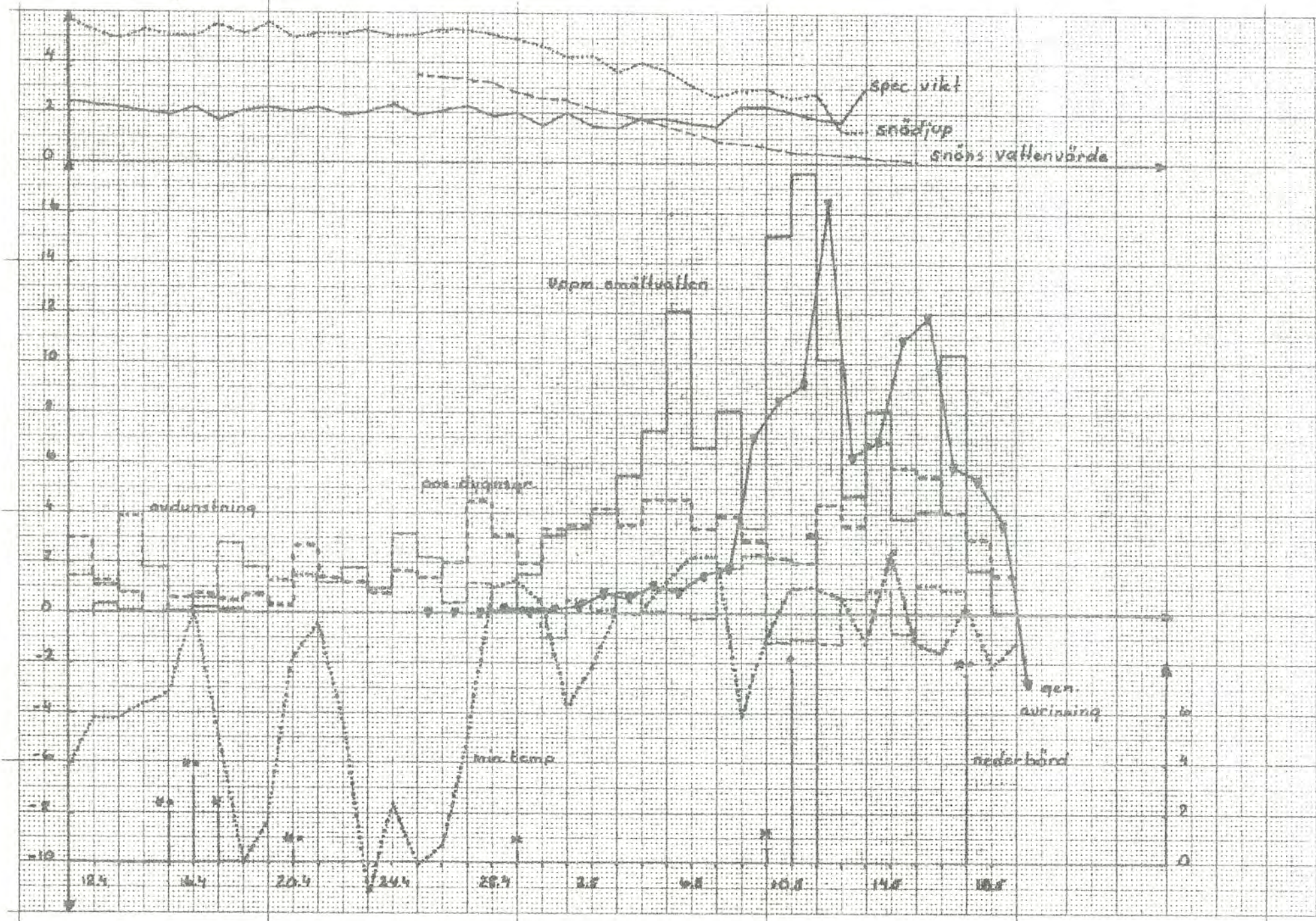
RÅBÄCKEN Recessionskurva

Fig. 11



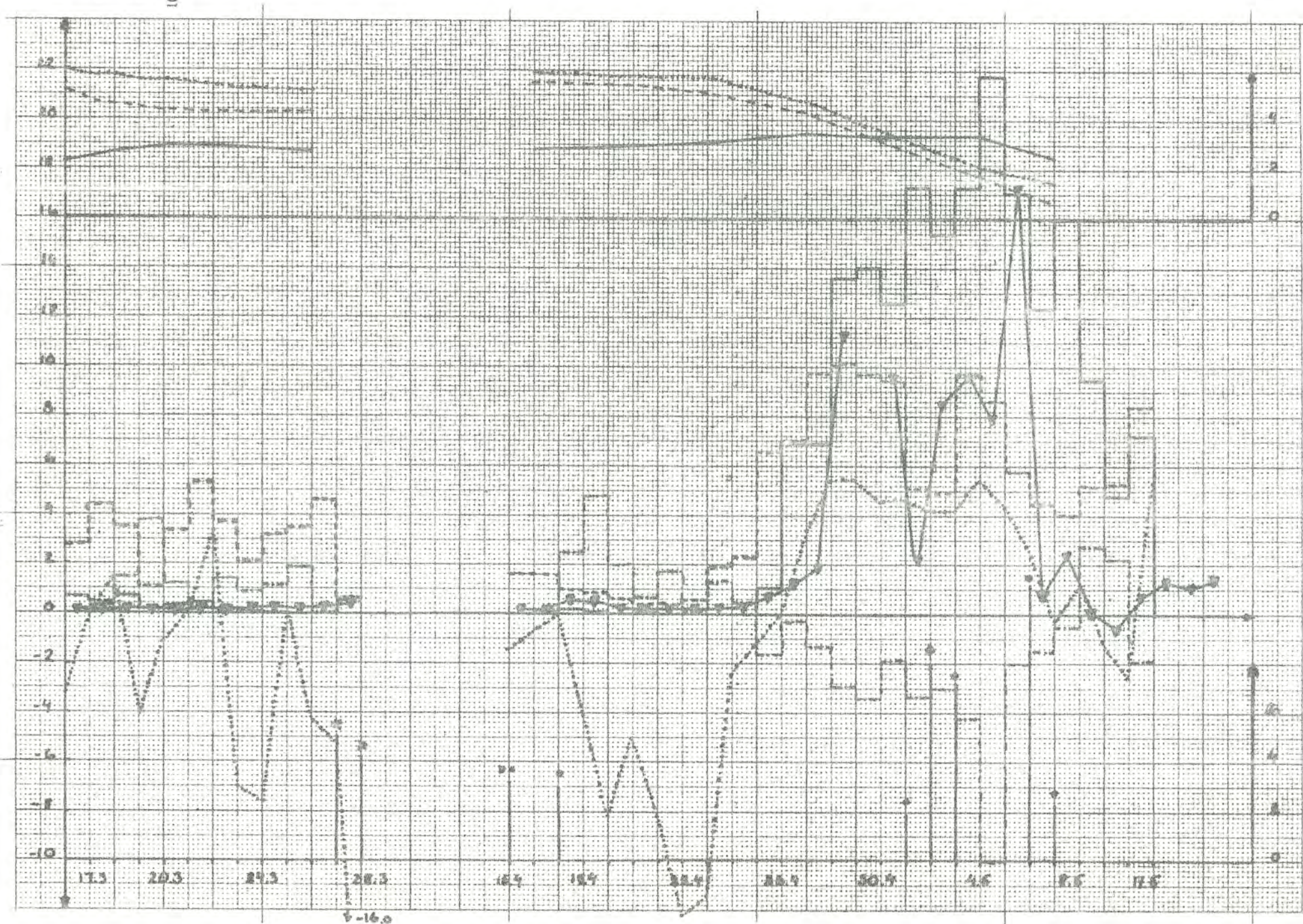
RÅBÄCKEN
Vattenföring 1961
Resessionsanalys





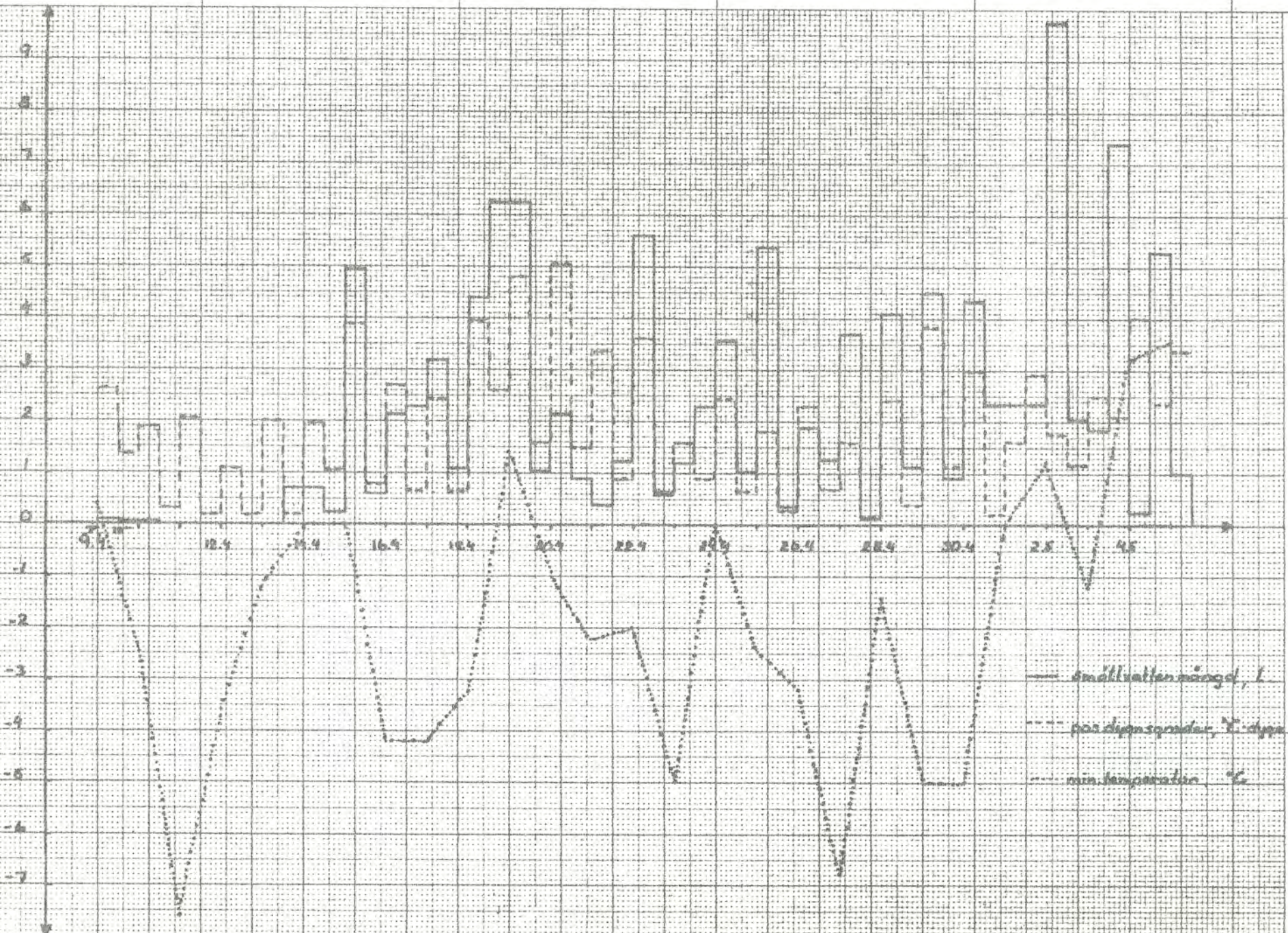
Björnsäcken 1958
Bicka 3

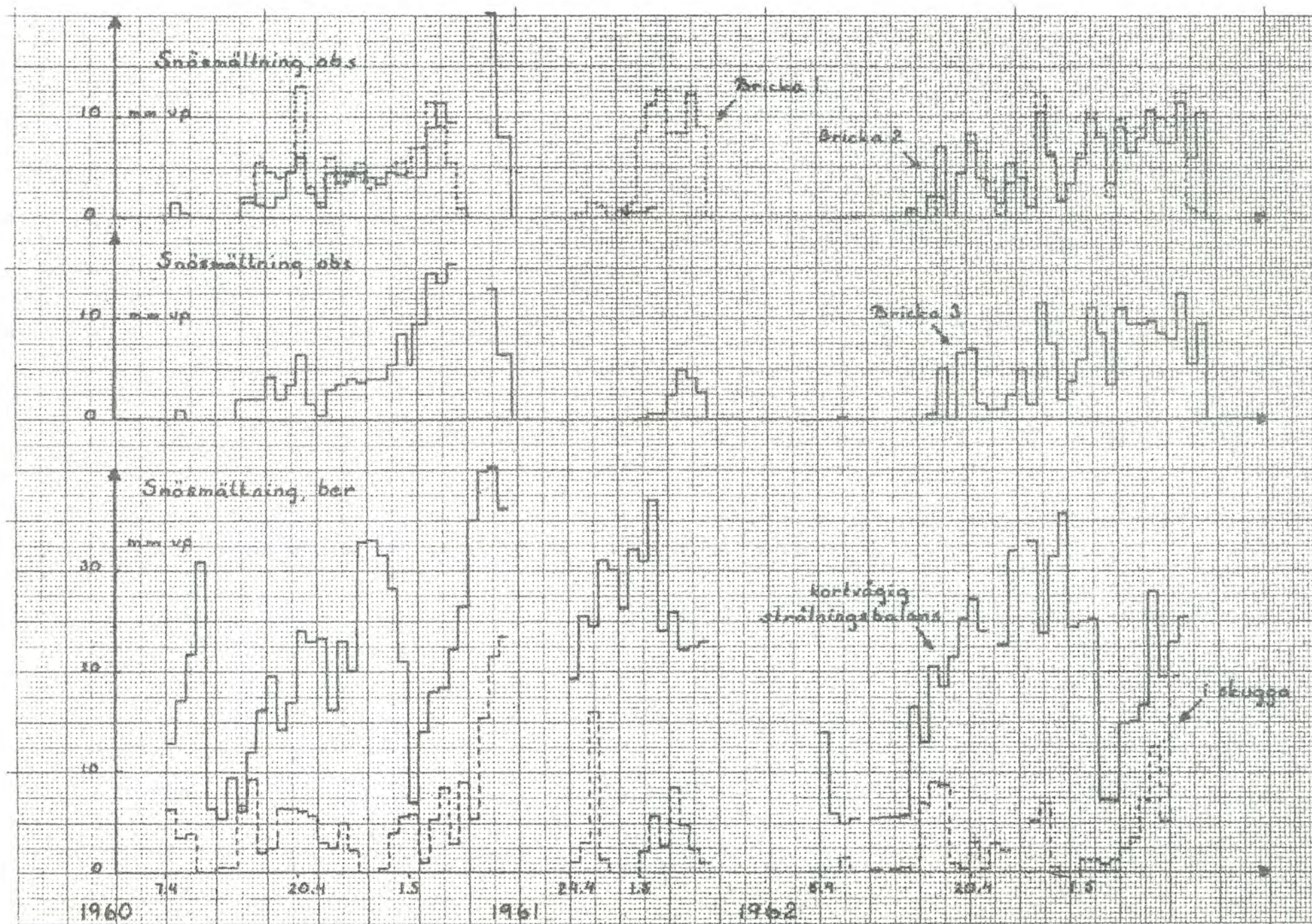
Буленикен 1959 Барика 2



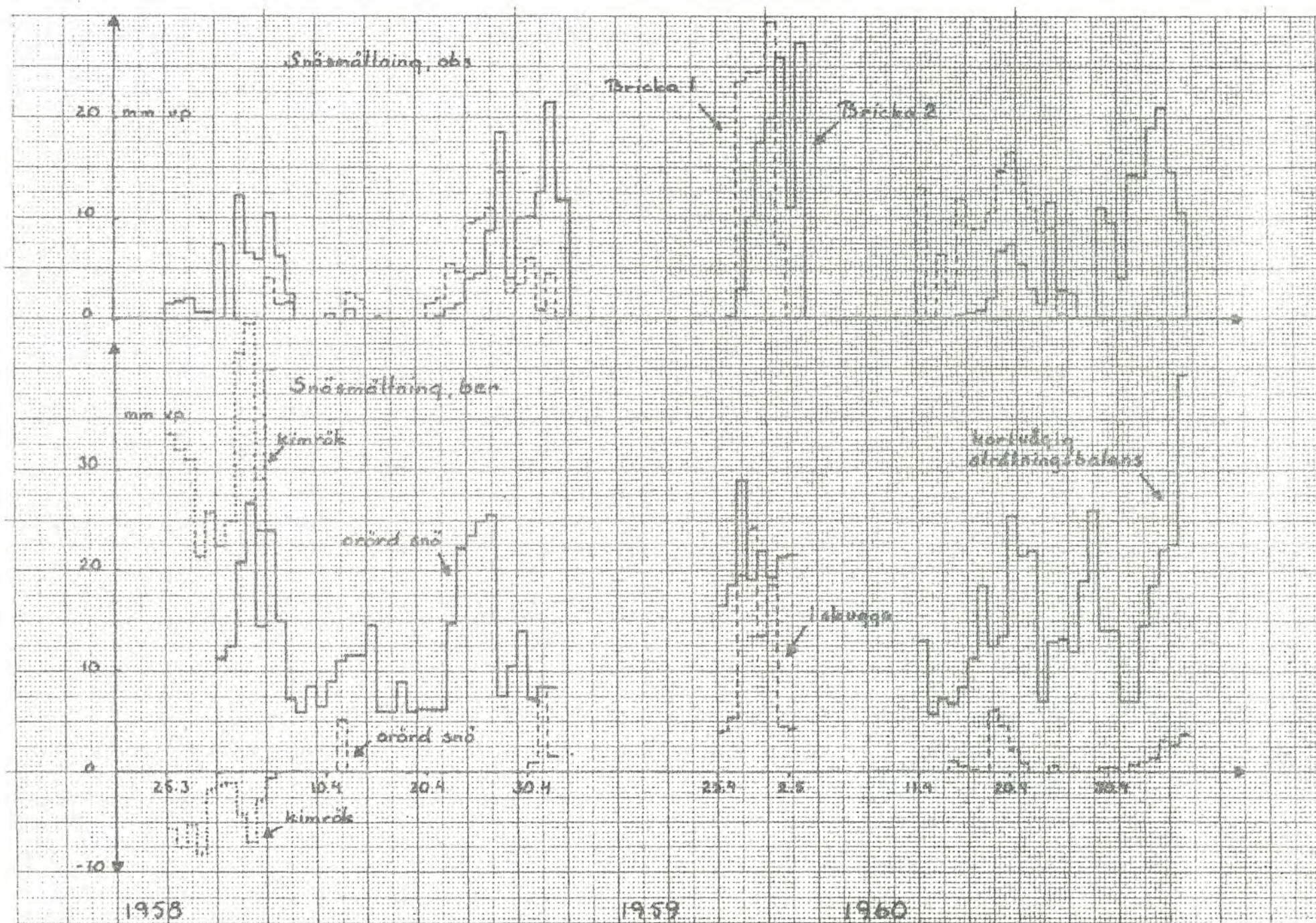
Byeochren 1960
Bricka 1

Fig. 21



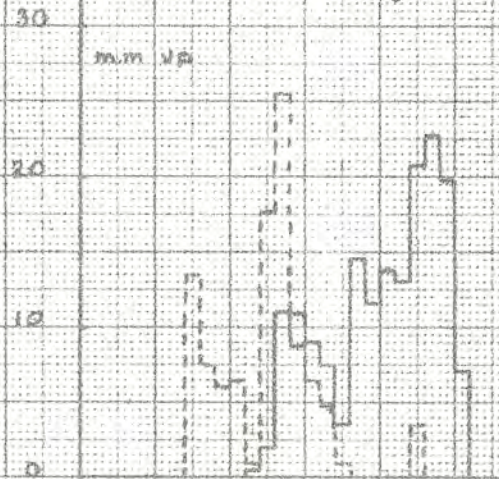


Bjuröcken
Snösmältning 1960-1962

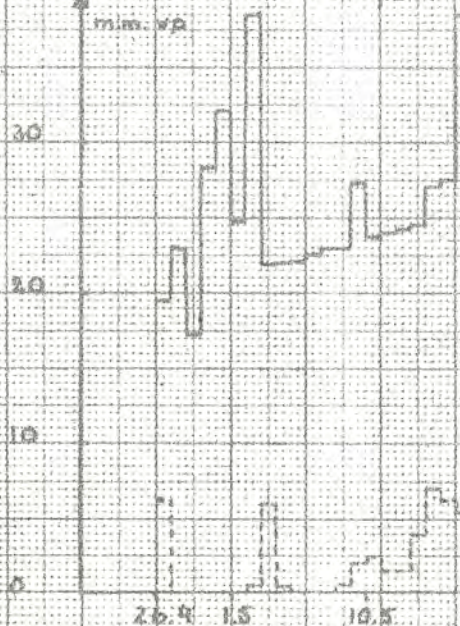


Messure
Snösmältning
1958-1960

Snösmältning, obs



Snösmältning, ber



1961

1962

Bricka 1

Bricka 2

beräknad
avrinningsbalans

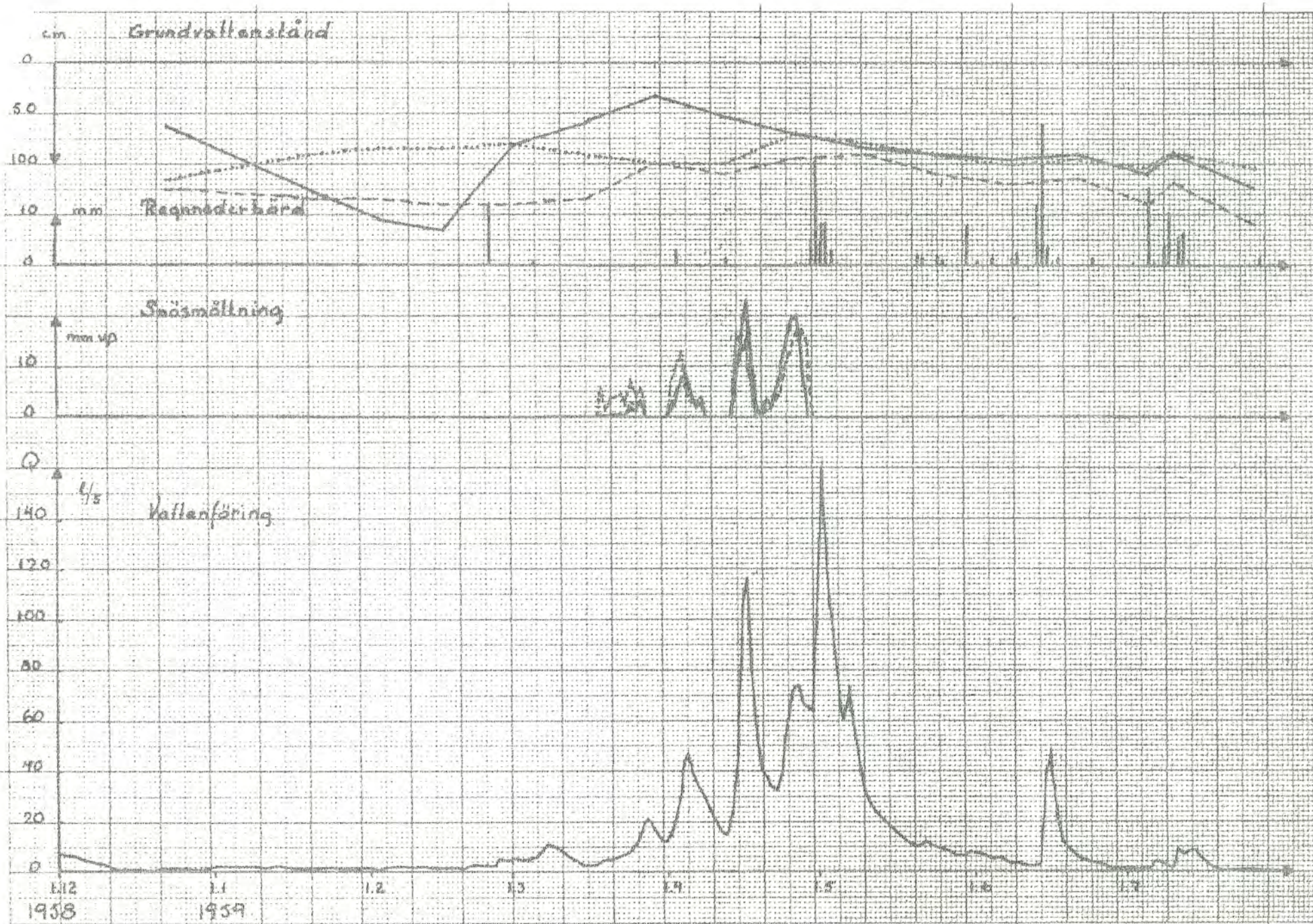
islagg

Messauer
Snösmältning 1961 och 1962

Fig 24

ESSFILM

213 1/2 25(1) = 5.14 A4 = 1.5 mm

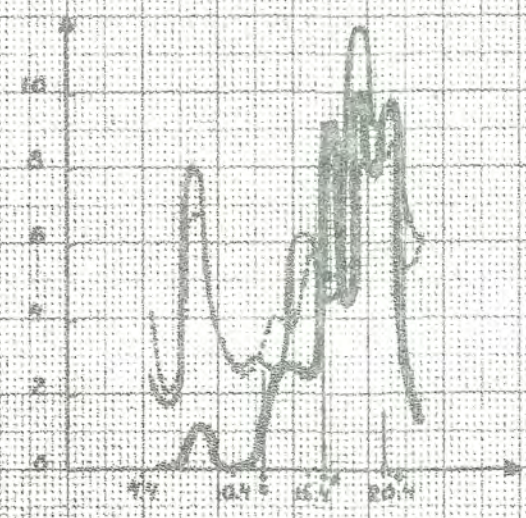


Räbäcken
Vattenhushållning 1958/59

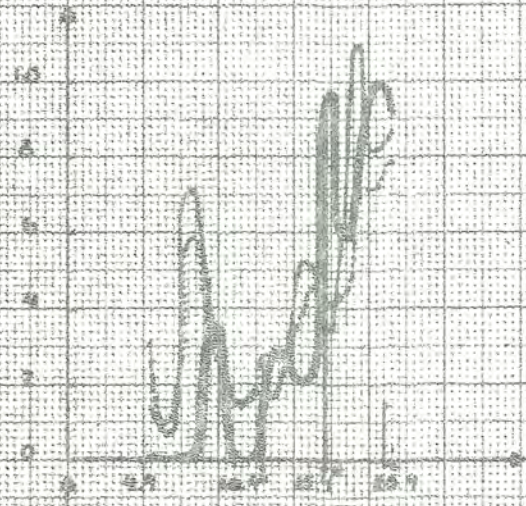
Fig. 25

RÅBÄCKEN

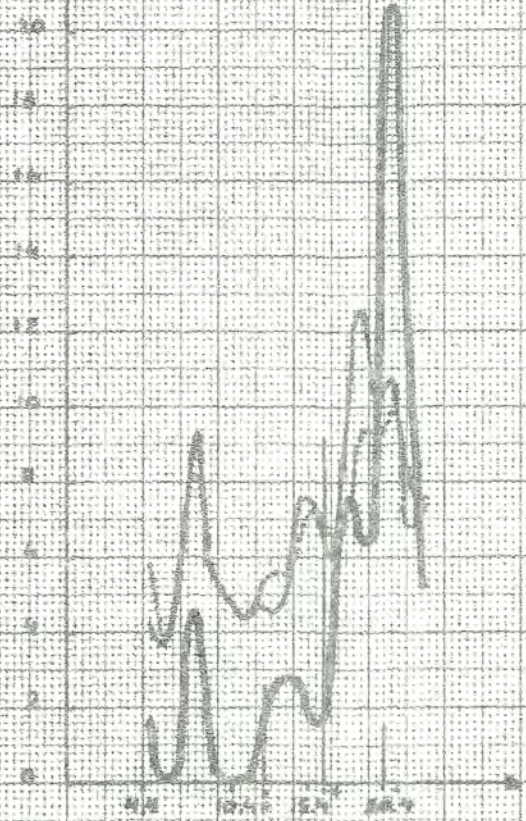
Kontroll av regressionskv.



Bricka 1



Bricka 2



Bricka 3

— uppm. ausm.
 - - - ber. ausm. ant. regressionskv. (R₀)
 (Jusselg)



Räddöcken
Snösmältning 1963

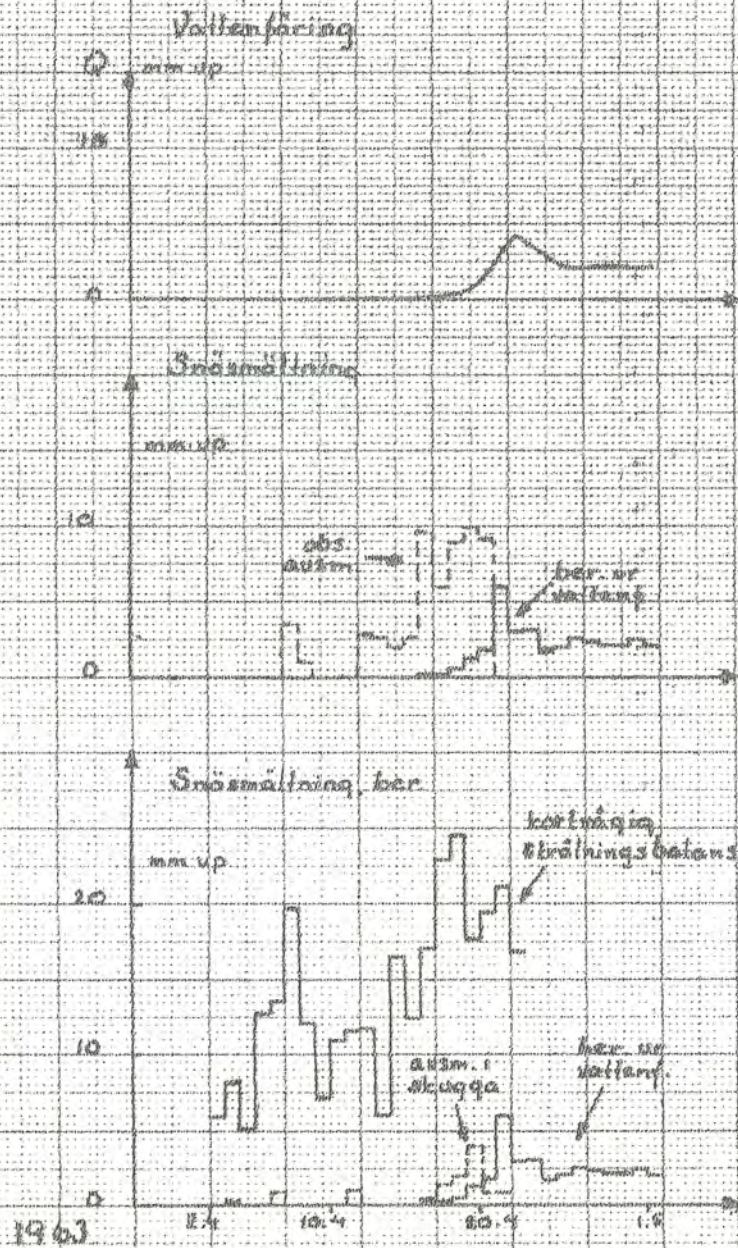


Fig 27

Tillägg

Efter avhandlingens färdigställande har regressionsekvationerna för Råbäcken kunnat prövas på oberoende observationsmaterial under smältsäsongen 1963. Resultatet framgår av fig. 26, där särskilt bricka 2 uppvisar en fin överensstämmelse mellan beräknad och observerad avsmältning. Den framräknade avsmältnings-
toppen omkring den 7.4 motsvarar säkerligen en magasinering av flytande vatten i snötäcket.

I stort sett samma resultat erhålles om temperaturen i Junsele användes som underlag för beräkningarna i stället för uppgifter från Rå.

