



AREELLA SNÖSTUDIER

Maja Brandt

Projektet är finansierat av Vattenregleringsföretagens
Samarbetsorgan (VASO)

AREELLA SNÖSTUDIER

Maja Brandt

Omslagsfoto: Snötyngda träd i Storhogna, Jämtland, februari
1977. Maja Brandt, SMHI.

SMHIs tryckeri, Norrköping 1986.

FÖRORD

Vattenregleringsföretagens Samarbetsorgan (VASO) har under en följd av år finansierat ett antal projekt med anknytning till snönederbörds-mätning och snöfördelning. Avsikten har främst varit att ta fram underlag för bättre snöackumulations- och smältningsmodeller i syfte att förbättra vårflödesprognoser. Som exempel på projekt kan nämnas "Vindförluster vid mätning av snönederbörd med SMHI-nederbörds-mätaren", "Snömätning med gammametoden", "Snötaxering med impulsradar", "Snötaxering i skog och på öppen mark" och "Avdunstning vid snösmältning" samt "Areella snöstudier". Stöd har även givits till SMHIs engagemang i WMOs jämförelse av modeller för snösmältningsberäkning. I denna rapport sammanfattas resultat och litteraturstudier inom ämnet.

Rapporten avser inte att vara en handbok utan mer en sammanställning av erhållna resultat inom de olika projekten. Resultat, som tidigare inte har publicerats, såsom t ex interceptionsmodellen, har fått större utrymme än väl dokumenterade delprojekt.

Ett flertal personer har bidragit till att föreliggande rapport har utarbetats. Sten Bergström har varit initiativtagare till många av projekten och stöttat dem under alla dess faser. Avsnittet "Snösmältningsmodeller" bygger delvis på ett av honom framfört föredrag i AWRAs möte i Fairbanks, Alaska, i år. Peter Ulriksen vid Lunds Tekniska Högskola och Kurt Zakrisson, Stockholm, har utfört och bearbetat snömätningar med georadar resp. snörör i skog och på hyggen. Björn Bringfelt har beräknat avdunstning från helt eller delvis snötäckt mark. Ett varmt tack till alla, som bidragit till rapporten!

Norrköping i oktober 1986

Maja Brandt

Maja Brandt

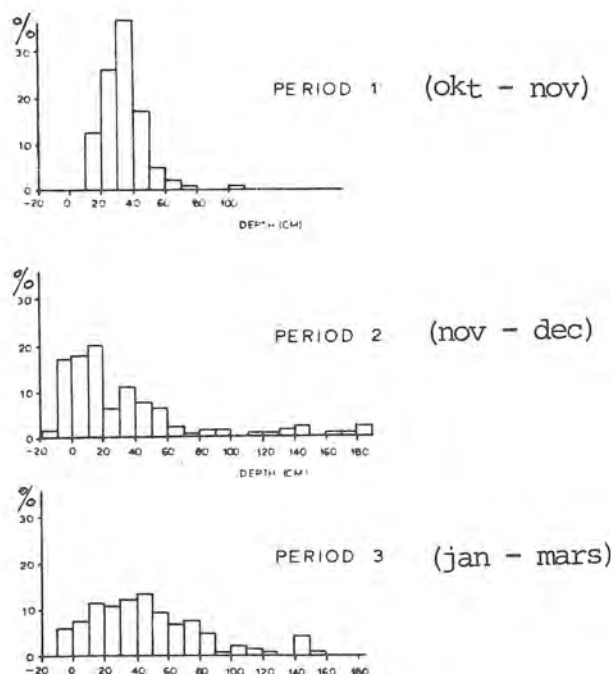
INNEHÅLLSFÖRTECKNING

	<u>Sida</u>
1. INLEDNING	1
2. MÄTTEKNIK	2
2.1 Nederbörds­mätningar	3
2.2 Snötaxering	6
2.3 Snö­mätning med georadar	6
2.4 Snö­mätning med gammametoden	7
3. STORSKALIG VARIATION	9
4. LOKAL HÖJD­VARIATION	13
5. SNÖFÖRDELNING	17
6. SKOGENS INVERKAN	23
7. FÖRLUSTER	27
7.1 Avdunstning från snötäckt yta	27
7.2 Avdunstning från snöinterception	28
7.3 Transpiration	30
7.4 Avdunstning vid snösmältning från helt och delvis snötäckt mark	31
7.5 Frys­förluster	35
7.6 Sammanfattning	35
8. MODELLER FÖR SNÖACKUMULATION OCH SMÄLTNING	36
8.1 Snösmältningsmodeller	36
8.2 Hur komplicerade snösmältningsmodeller behövs?	38
8.3 Områdesvariationer	40
8.4 Modell för interception och avdunstning från snö i träden	44
9. SLUTSATSER	48
10. REFERENSER	49

1. INLEDNING

Den areella variationen hos ett snötäcke påverkas av många faktorer. De meteorologiska förhållandena - främst temperatur och fuktighet - när snön faller, styr snöns ursprungliga densitet och djup. Vind under och efter snötilfället förflyttar snön. Den ansamlas i svackor och längs hinder, t ex längs skogsgränser, och eroderas på utsatta platser, såsom ryggar. Snöförluster orsakade av smältning och avdunstning påverkar även snöackumulationen.

Figur 1 från Granberg (1978) visar hur snödjupet förändrades under tre perioder under en vinter i ett relativt öppet subarktiskt kanadensiskt område. Under den andra perioden (november - december) skedde en relativt stor omfördelning inom stora delar av området samtidigt med att stora snödjup byggdes upp inom begränsade ytor. Senare under vintern (januari - mars) ökade genomsnittsdjupet, men snöfördelningen blev jämnare.



Figur 1. Snödjupsfördelning under tre perioder en vinter i ett subarktiskt kanadensiskt område (Granberg, 1978).

Densiteten hos snön förändras även under vinterns lopp. När snön faller, är den lucker och har liten densitet. Av snötyngd, vind och smältning packas snön, och snökristallerna omvandlas till korn (metamorfos). Över trädgränsen blir i regel snön hårdare packad och får högre densitet än under trädgränsen.

Snötäckets areella variation brukar delas in i tre olika skalor (se Gray and Male, 1981, Gottschalk and Jutman, 1979):

1. Makroskala eller regional variabilitet. Denna beror huvudsakligen på klimatvariationer, stora topografiska hinder, t ex fjällsystemet längs Sveriges gräns mot Norge. Typisk skala är några till hundratals kilometer. I föreliggande rapport benämns den "storskalig variation".
2. Mesoskala eller lokal variation. Den orsakas huvudsakligen av fysiografiska faktorer, såsom terrängtyp, höjd, skogstäthet. Skalan är ett tiotal meter till flera kilometer.
3. Mikroskala med en längdskala från några cm upp till ca 100 meter. Markens skrovlighet och vinden nära marken orsakar främst mikrovariationerna i snön. På grund av vindeffekt erhålls i regel det tunnaste snötäcket på små höjdryggar, och det tjockaste i svackor samt i lä. I skog är snötäcket minst under träden.

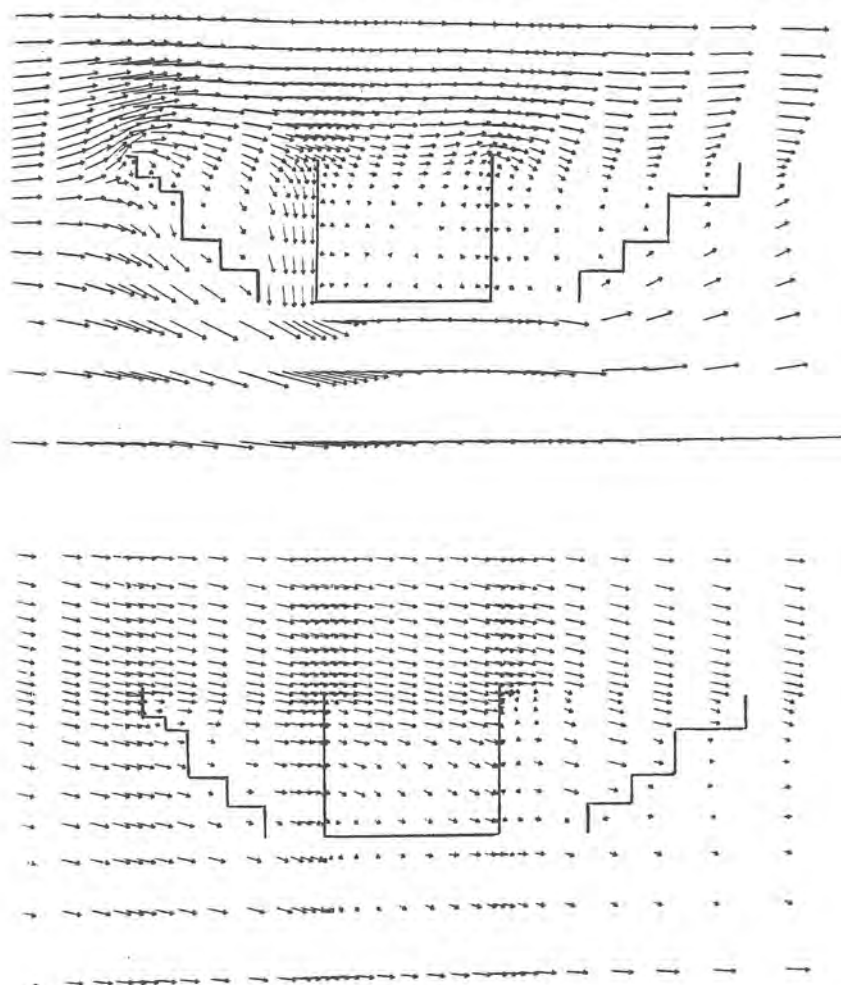
2. MÄTTEKNIK

Det finns ett flertal sätt att mäta snönederbörd. Punktmätningar kan utföras med t ex nederbördsräknare och snökuddar. Vid snötaxering mäter man snödjup och densitet i punkter längs linjer eller vid fasta mätställen (Andersen, 1973, Zakrisson, 1984). Georadar kan användas för kontinuerlig registrering av snödjupet längs en linje (Ulriksen, 1982) och gammaspektrometer för bestämning av snöns vattenvärde längs

flyglinjer (Bergström och Brandt, 1984). Dagens satelliter kan ge information om snötäckets utbredning men inte direkt vatteninnehållet (Kuittinen, 1985).

2.1 Nederbörds-mätningar

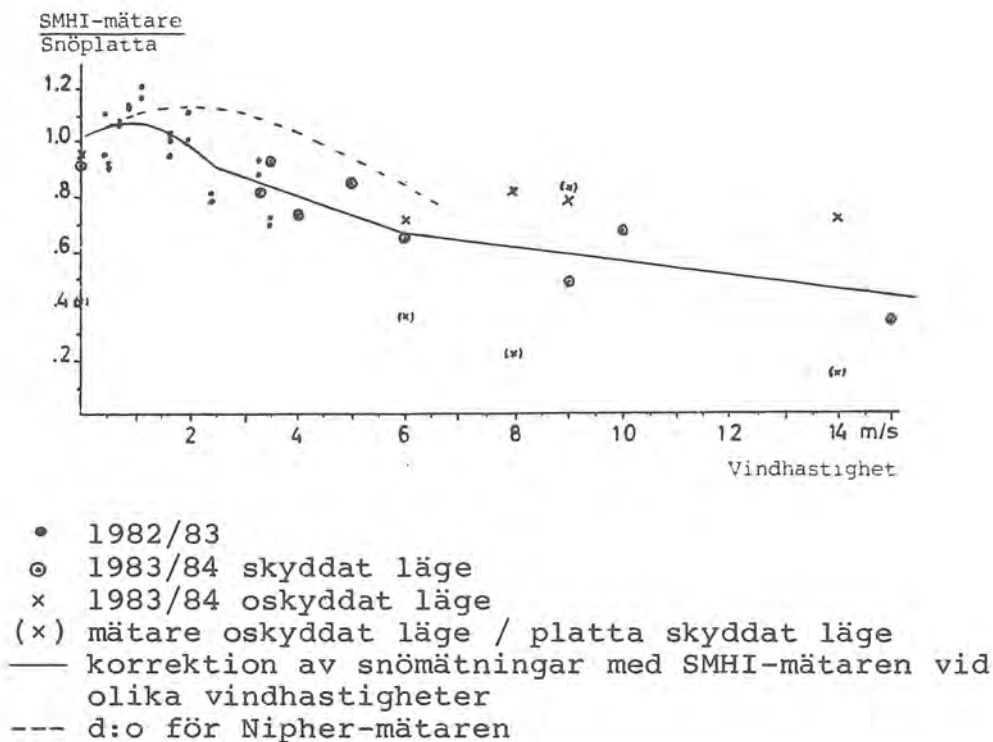
Nederbörds-mätningar är den metod, som främst används som ingångsdata för beräkning av den areella snömängden i ett avrinningsområde i Sverige. Problemet är att nederbörds-mätaren ger ett värde för just den mätplatsen och inget areellt medelvärde, och att värdena är behäftade med mätfel. Vinden är den faktor, som ger upphov till det största felet. I figur 2 återgivs det vindfält, som beräknats vid en vindhastighet på 10 m/s, och snöflingornas hastighetsvektorer kring en nederbörds-mätare av typ SMHI (Carlsson och Svensson, 1984,



Figur 2. Simulerat vindfält (överst) och snöflingornas hastighetsvektorer (underst) vid en vindhastighet av 10 m/s. Snöflingornas diameter har satts till 0.3 cm (Carlsson and Svensson, 1984).

Svensson, 1986). Det framgår, att en del av snön blåser förbi mätaren.

I figur 3 presenteras uppmätt samband mellan SMHI-mätaren och snömätningar på marken vid olika vindhastigheter (Carlsson, 1985).

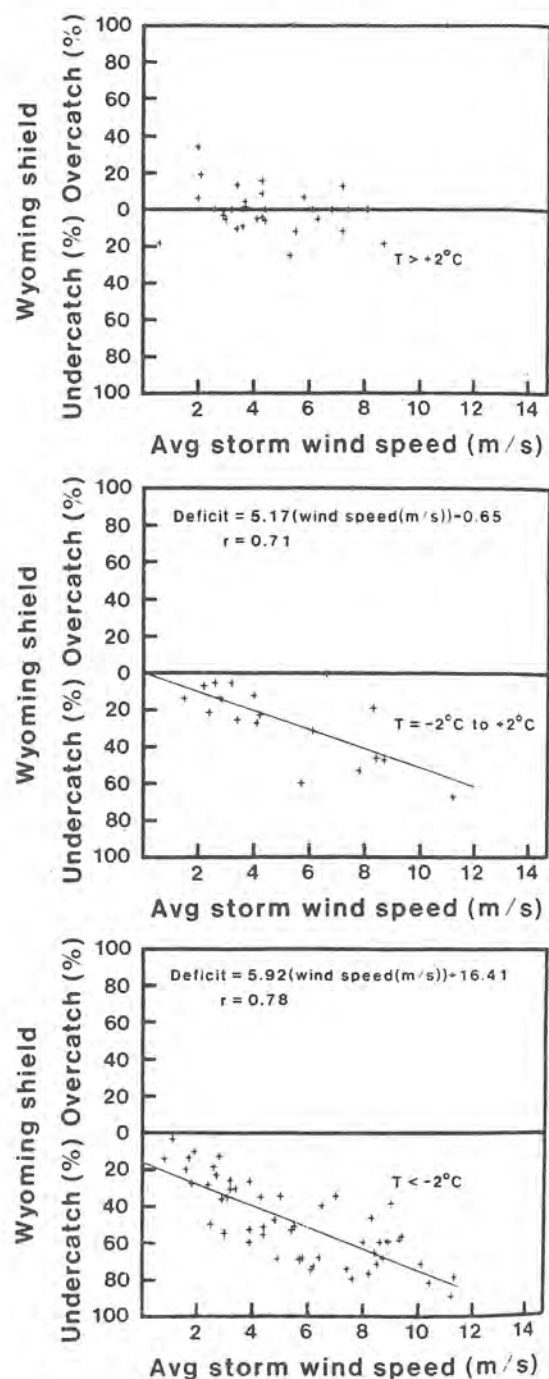


Figur 3. Samband mellan SMHIs nederbörds-mätare och snömätningar på marken som funktion av vindhastigheten (Carlsson, 1985).

Sambandet mellan snökorrektion och vindhastighet (figur 3) har utnyttjats för beräkning av den totala snökorrektionen vid några synoptiska stationer för ett antal vintrar. Resultaten visar, att korrektionen varierar betydligt, beroende på hur exponerad stationen är för vind (Carlsson, 1985).

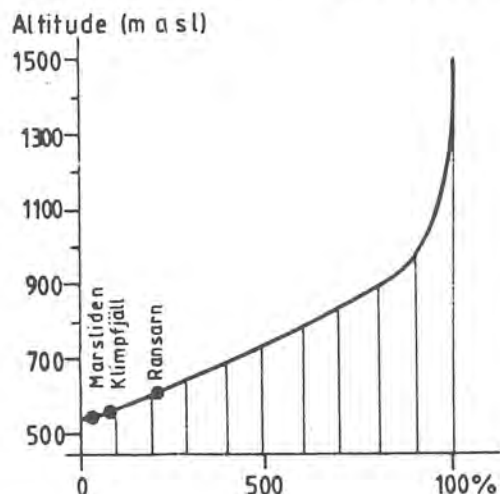
En jämförelse mellan en SMHI-mätare försedd med vanlig vindskärm och en med speciellt vindskydd (blow-fences av typ Wyoming shield) utfördes vid Blaikliden i sydvästra Lappland under senare delen av 70-talet. Det extra vindskyddet bestod

av ett trästaket omkring mätaren med en diameter av ca 16 m. Nederbördsräknaren med blow-fence gav dock endast en ökning av totalmängden om drygt 1/2 %, d v s inte den ökning, som man borde vänta sig (Eriksson, 1978). Liknande resultat erhöles vid andra undersökningar med Wyoming shield. Sturges' (1986) mätningar visar, att snönederbörden underskattas, d v s att vindskyddet inte är tillräckligt för att eliminera vindens påverkan. Det var speciellt vid lägre lufttemperaturer än -2°C , som snön blåste förbi mätaren (se figur 4).



Figur 4.
Samband mellan medelvindhastighet och under/överuppskattning av nederbörd med nederbördsräknare med blow-fence av Wyoming-typ vid Foot Creek inom olika temperaturintervall (Sturges, 1986).

Ett problem vid de flesta tillämpningar i fjällområden är, att nederbördsstationerna är belägna i dalgångarna och inte är representativa för de högre nivåerna. Detta illustreras av figur 5, som visar en hypsografisk kurva för Kultsjöns avrinningsområde i övre Ångermanälven med inlagt höjdläge för nederbörds- och temperaturstationerna.



Figur 5.
Hypsografisk kurva för Kultsjöns avrinningsområde med inlagt höjdläge för nederbörds- och temperaturstationerna.

2.2 Snötaxering

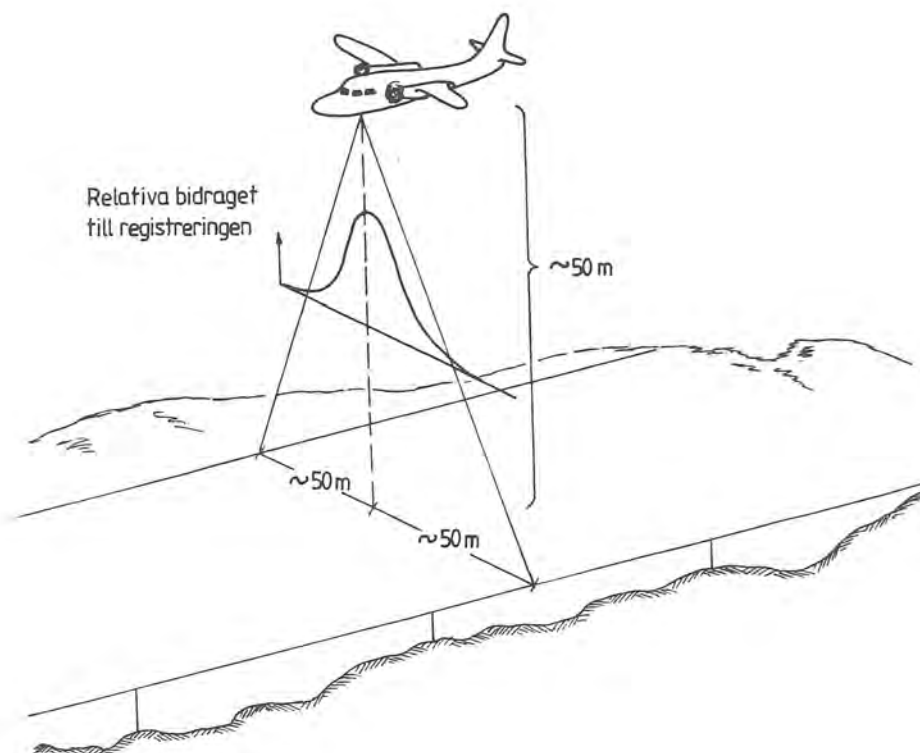
Snötaxering med den gravimetriska metoden (snörör) används flitigare i våra grannländer Norge och Finland än i Sverige för bestämning av vattenmängden i snön. Snödjup och vatteninnehåll mäts i punkter längs fastställda snötaxeringslinjer. Rekommendationer för hur snötaxeringar skall utföras (punkt-täthet m m) har sammanställts av Gottschalk och Jutman (1979) och av Andersen, Gottschalk, Harestad, Killingtveit, Tveite och Aam (1982).

2.3 Snömätning med georadar

Snömätning med georadar har utvecklats i Sverige av Ulriksen (1982). Metoden har provats med utrustningen monterad i en snövessla, på en snöskoter med släp och i helikopter. Georadarn registrerar kontinuerligt snömäktigheten längs körsträckan. Snömäktigheten omräknas till vatteninnehåll efter att radarn har kalibrerats mot snötaxeringar med snörör.

2.4 Snömätning med gammametoden

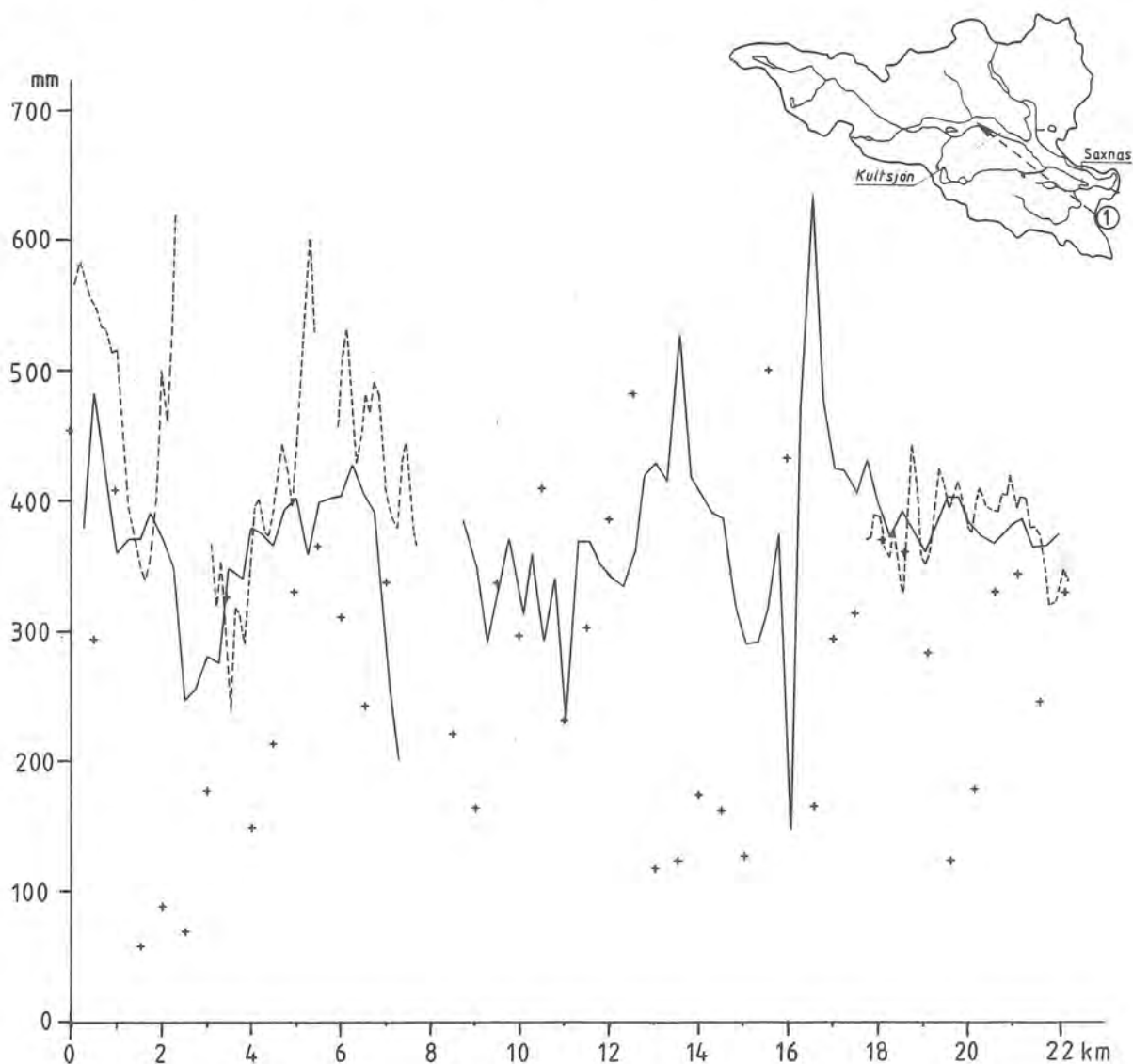
Under åren 1980-84 testades snömätning med flygburen gamma-spektrometer i ett stort projekt i Kultsjön i norra Sverige (Bergström och Brandt, 1984). Den s k tvåflygsmetoden användes, vilket innebar, att strålningsmätningar utfördes dels på senhösten och dels på vintern (vid tiden för maximal snömäktighet) längs samma flyglinjer. Den dämpning i strålning, som snön orsakar, kan omräknas till snöns vattenekvivalent. Gammastrålningen uppfångas från ett stråk, som är ca 2 flyghöjder. Av figur 6 framgår, att det relativa bidraget från centrumlinjen är större än bidraget från randområdena.



Figur 6. Principskiss av fördelningen av markens relativa bidrag vid mätning av gammastrålning från flygplan.

Dämpningen är inte linjär, vilket innebär en underskattning av snötäckets vatteninnehåll vid ett ojämnt snötäcke (Johnsrud, 1981).

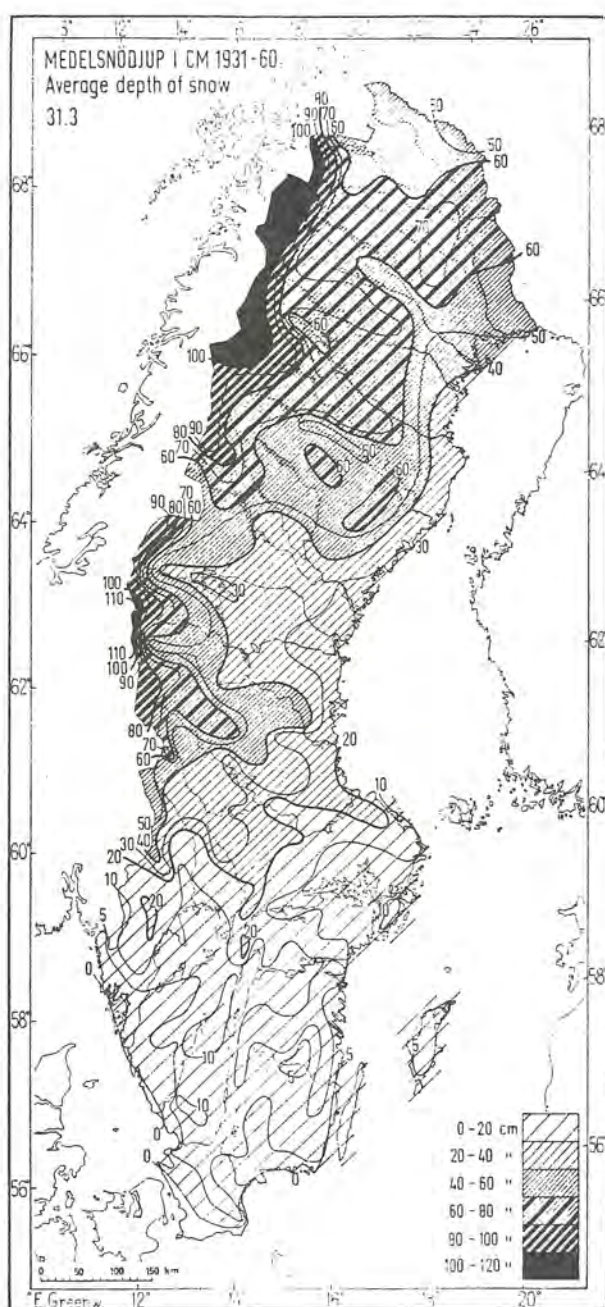
Snömätning med snörör, med radar och med gammaspektrometer är långt ifrån jämförbara. Figur 7 visar en jämförelse mellan snömätningar med de tre metoderna samtidigt längs en linje i Kultsjön. Vatteninnehållet mättes var 100:e meter med snörör, georadarn registrerade kontinuerligt och gammaspektrometern uppmätte ett stråk med approximativt 100 meters bredd och en integrationslängd längs linjen om 200 meter. Linjen var belägen under trädgränsen, huvudsakligen i björkskog, där snöns densitet tidvis var mycket låg, vilket gav stora osäkerheter vid snöbestämning med radarmetoden.



Figur 7. Jämförelse mellan vatteninnehåll längs flyglinje 1 1984 uppmätt med radar (—), gamma (--) och snötaxering (+). Integrationslängd för gamma ca 200 m.

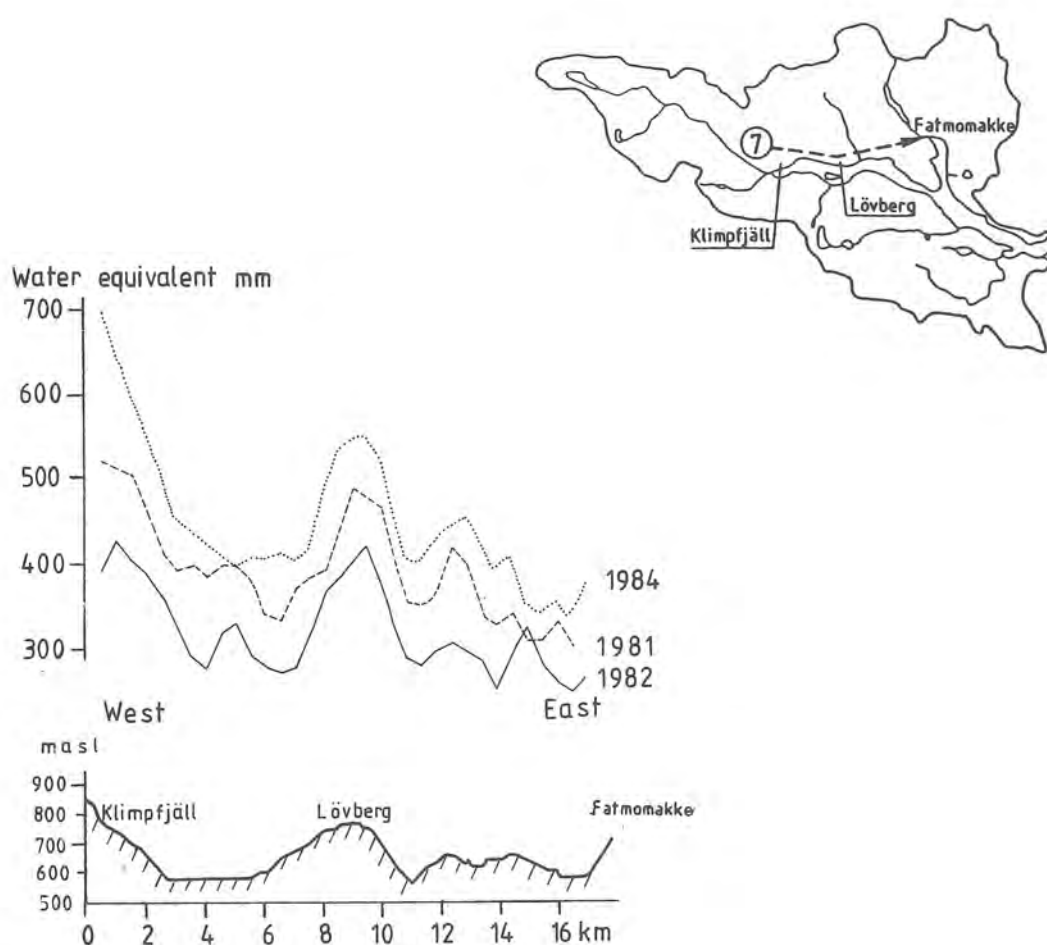
3. STORSKALIG VARIATION

Till den skandinaviska fjällkedjan förs merparten av nederbörden in med lågtryck på en huvudsaklig bana från väster mot öster. Vid passagen av fjällkedjan lyfts luftmassorna och avkyls, varvid nederbörd faller ut. De största mängderna faller på västsidan av fjällkedjan med successivt avtagande mängder mot öster (se figur 8). Nederbördsmängden ökar också med ökande höjd över havet, åtminstone upp till en viss nivå. Lågtrycksbanorna kan förskjutas, och under två på varandra kommande år kan de vara tämligen olika.

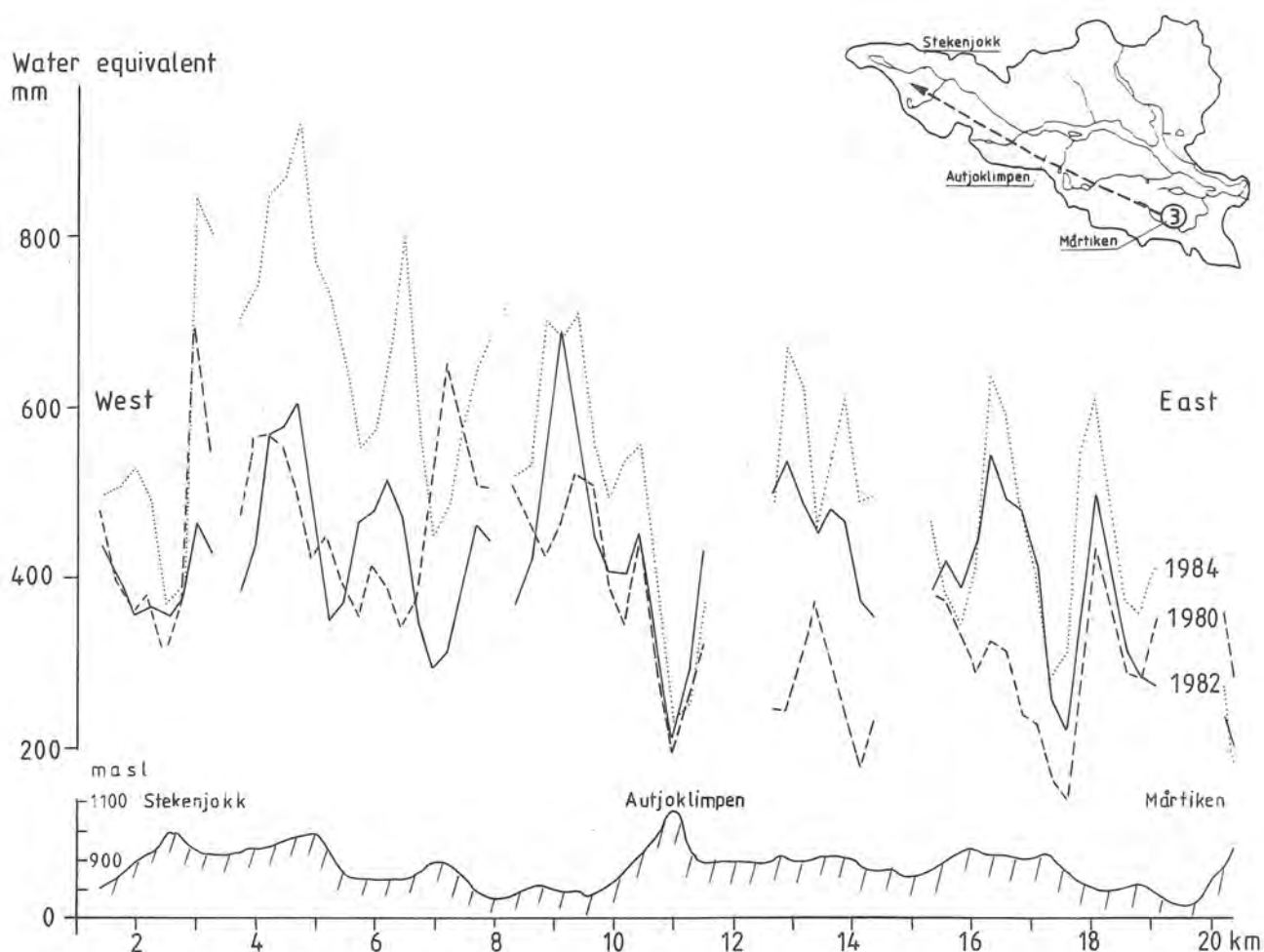


Figur 8.
Medelsnödjup i cm
1931-60 den 31 mars
(Pershagen, 1969).

Snömätningen med gammametoden i Kultsjöns avrinningsområde gav god information om de storskaliga snöförhållandena. I figurerna 9 och 10 återfinns snöns vatteninnehåll längs två flygstråk i huvudsakligen väst-östlig riktning för tre år. Längs båda linjerna avtar snömängderna mot öster samtliga år. Linje 7 (figur 9) har relativt små höjddifferenser och ligger under trädgränsen, medan linje 3 (figur 10) har större snövariationer och ligger över trädgränsen.

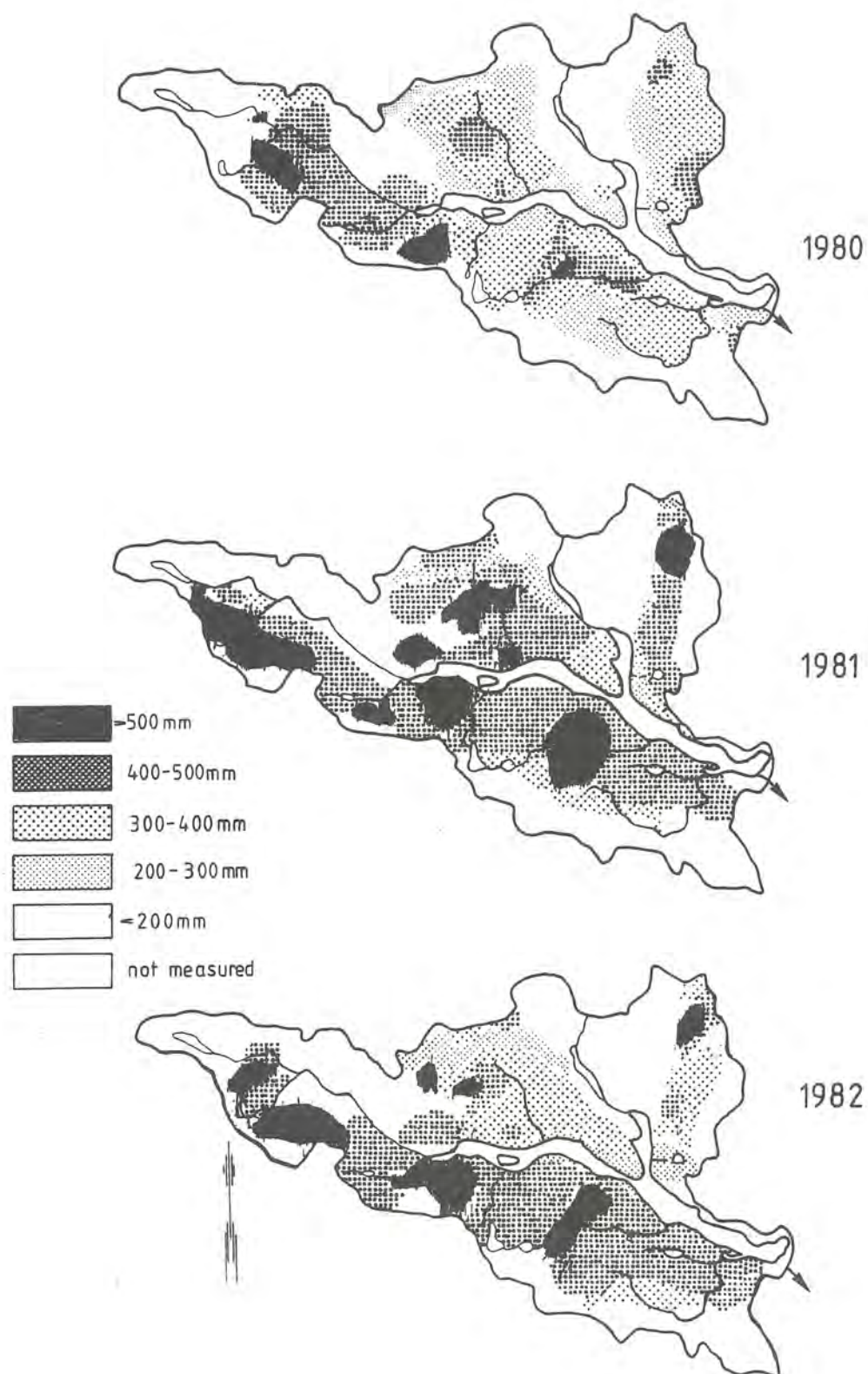


Figur 9. Den väst-östliga gradienten i vattenvärdet längs flyglinje 7 1981, 1982 och 1984 samt topografi. Resultat från flygningar med gamma-spektrometer i Kultsjöns område.



Figur 10. Den väst-östliga gradienten i vattenvärdet längs flyglinje 3 1980, 1982 och 1984 samt topografi.

I figur 11 har snökartor ritats med hjälp av gammamätningarna för de tre åren 1980-82. 1980 och 1982 var snönederbörden ca 80 % av den normala, medan 1981 var snörikt (110 - 130 %). Det skulle ha varit intressantare ur jämförelsesynpunkt, om snökartorna hade ritats i % av normalt, men underlagsmaterialet för detta bedömdes alltför osäkert. Jämförs de olika åren, framgår det, att 1982 var de relativa snömängderna större åt sydost än 1980 och 1981. De storskaliga lågtrycksbanorna samt nederbördsförhållande åren 1980-82 har närmare studerats för att man skulle försöka urskilja, om väderförhållandena 1982 över Kultsjöområdet med omnejd avvek från de övriga åren. Någon tydlig skillnad i lågtrycksbanorna kan inte upptäckas, inte heller något annat, som kan förklara avvikelserna i snöutbredning.



Figur 11. Snökarta över Kultsjön, baserad på gammaflygningarna 1980, 1981 och 1982 (vita fläckar markerar otillräckligt mätunderlag).

4. LOKAL HÖJDVARIATION

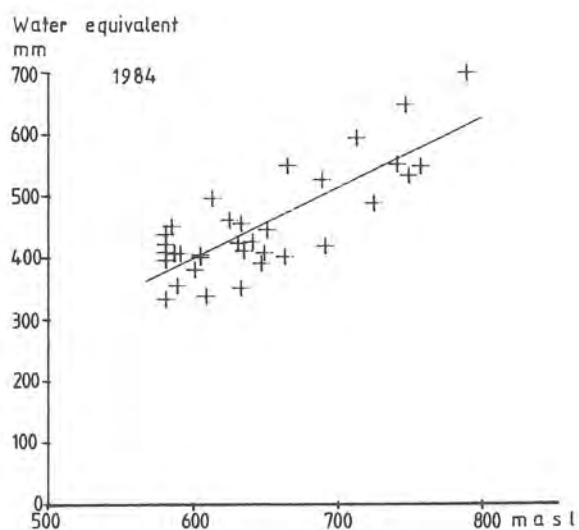
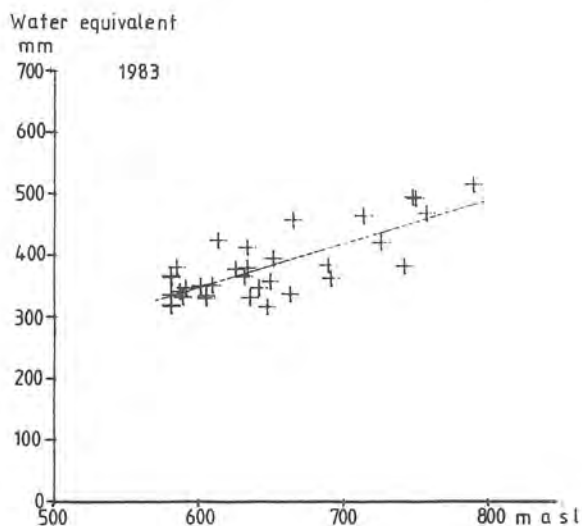
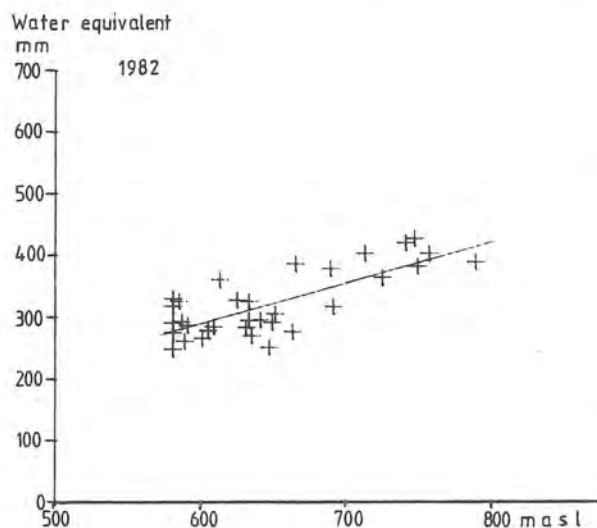
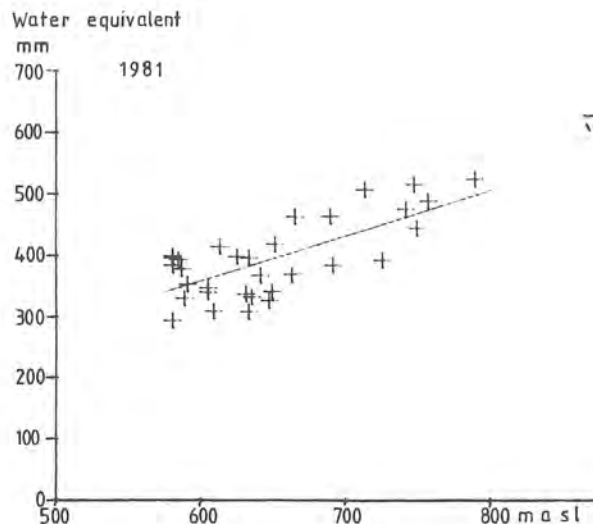
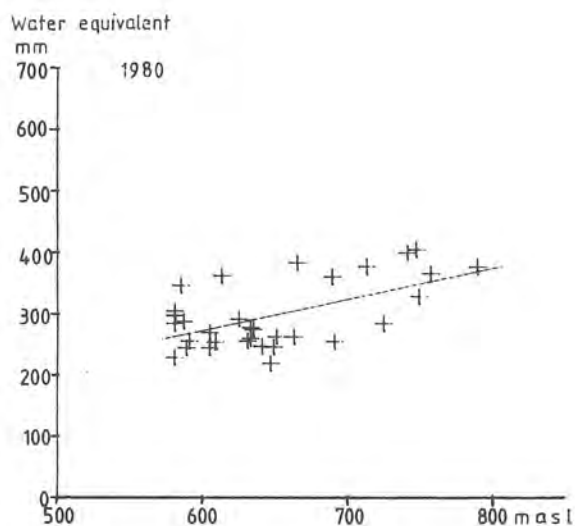
Snömagasinet ökar i regel med ökad höjd över havet, vilket är en kombinerad effekt av ökande nederbörd och lägre temperatur och därmed tidigare ackumulation samt mindre smältning på höga höjder. Detta illustreras av figur 12, som visar uppmätta vattenekvivalenter på olika höjdintervall med gammametoden längs linje 7, belägen under trädgränsen. Snömängdens ökning med höjden under trädgränsen varierar dock mellan olika år. Under de fem åren var ökningen mellan 50 och 115 mm/100 m (vilket motsvarar 18 resp. 30 %/100 m).

Sammanställningar av nederbördens ökning med höjden på årsbasis har utförts av Wallén (1951) och Karlström (1975) för svenska förhållanden, och de har funnit en ökning om 10 - 20 %/100 m.

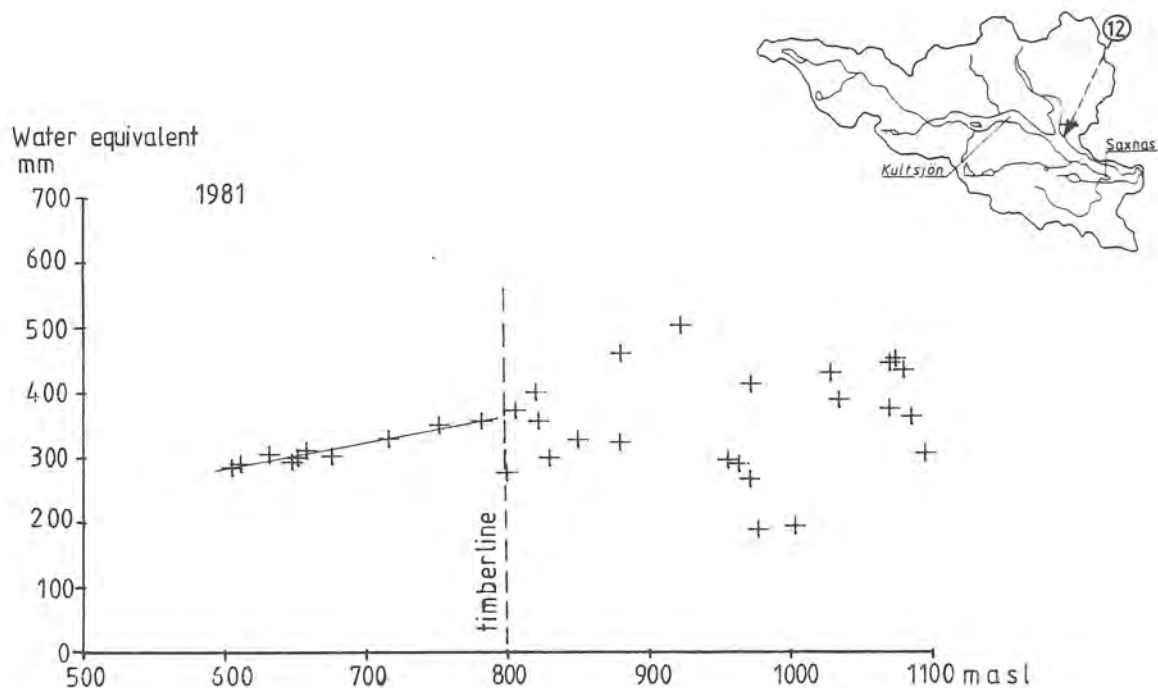
Nederbördsgradienten bör vara större om vintern än om sommaren på grund av mindre konvektiv nederbörd vintertid (Tveit, 1980). Hedin (1971) har för Kassjöån i Ångermanland (skogsområde) funnit en nederbördsgradient om 7 %/100 m under maj - september och 16 - 19 % under november - mars för två år.

Över trädgränsen förflyttas snön mer av vinden, och snömängden är mer beroende av läget i terrängen än av höjden. Detta framgår av figurerna 13 och 14, som visar två andra linjer mätta med gammametoden i Kultsjö-området, samt av figur 15, mätt av Zakrisson (1980) i Kvarnbäckens avrinningsområde i Malmagen-trakten, nordvästra Härjedalen.

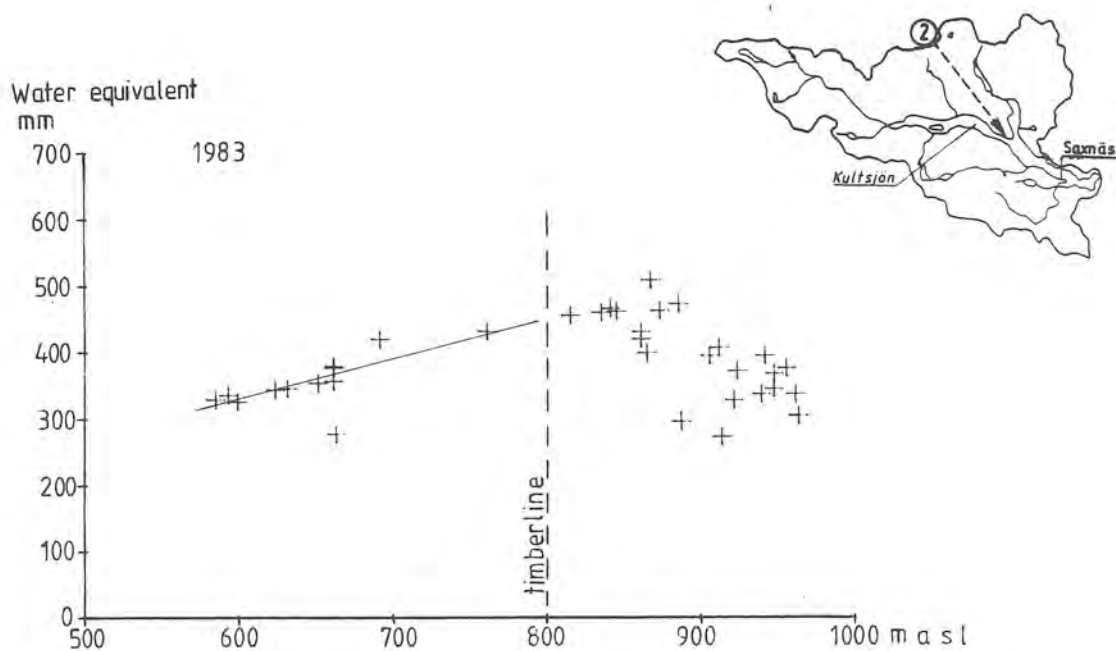
I figur 16 har motsvarande medelvärde för snöns vatteninnehåll beräknats för olika höjdintervall för Kvarnbäckens avrinningsområde (2.7 km²). Ca 85 % av arean ligger ovan trädgränsen (Zakrisson, 1980).



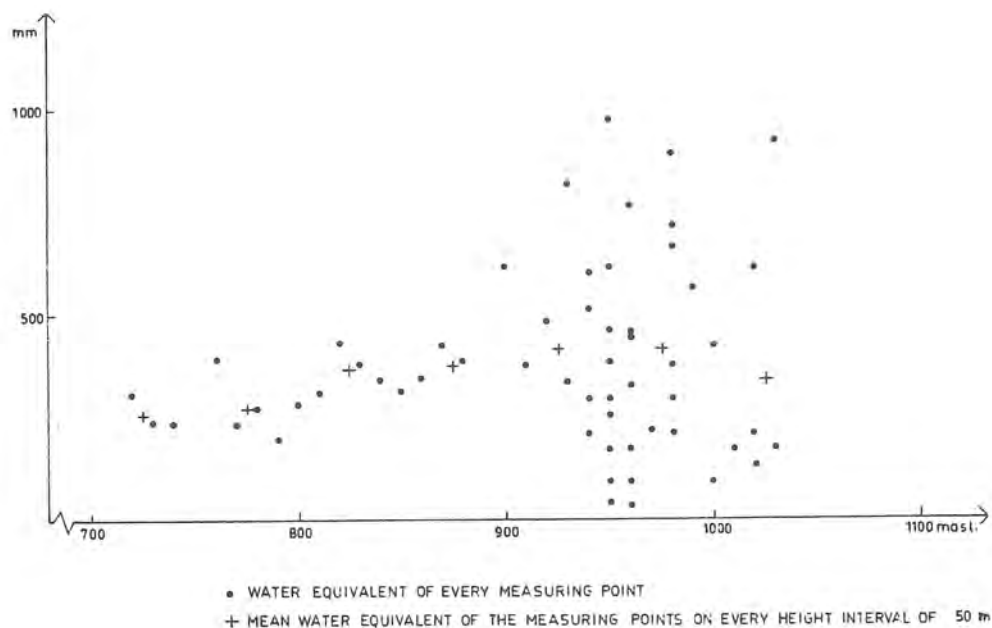
Figur 12. Samband mellan vattenvärde och höjd över havet för flyglinje 7 1980 - 1984. Resultat från flygning med gamma-spektrometer.



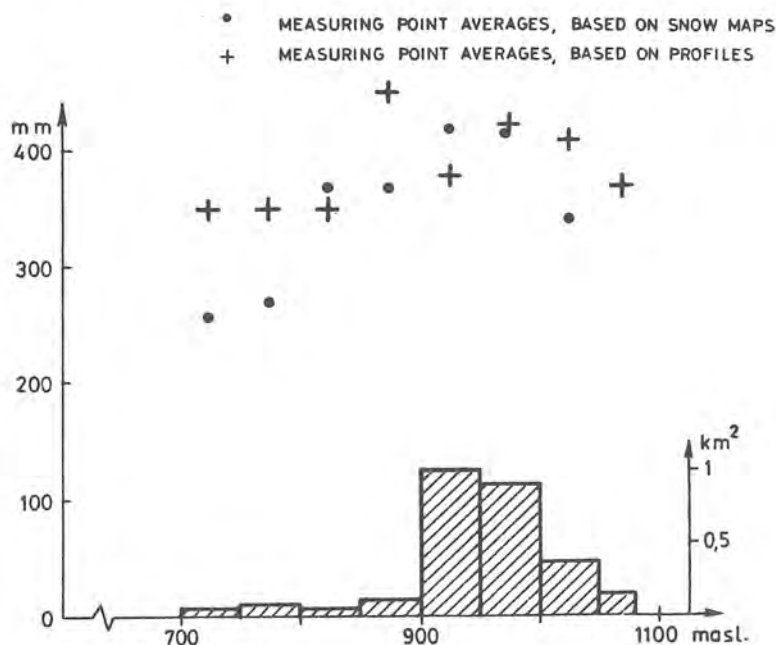
Figur 13. Samband mellan vattenvärde och höjd över havet för flyglinje 12 1981.



Figur 14. Samband mellan vattenvärde och höjd över havet för flyglinje 2 1983.



Figur 15. Samband mellan vattenvärde och höjd över havet i Kvarnbäckens avrinningsområde 10 km NO Malmagen. Manuella snömätningar, april 1977 (Zakrisson, 1980).



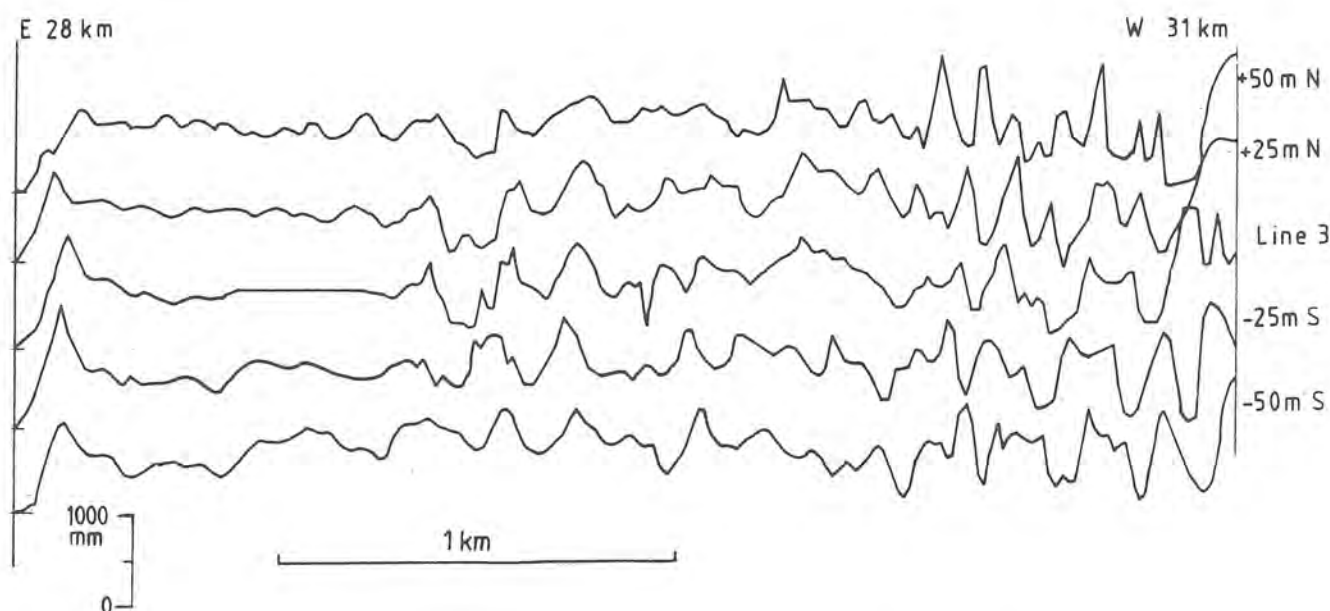
Figur 16. Medelvärde för vatteninnehållet på olika höjdintervall för Kvarnbäckens avrinningsområde i april 1977 utifrån snökartor baserade på punktmätningar (•) och snötaxeringslinjer (+). Områdets höjdfördelning framgår av histogrammet (Zakrisson, 1980).

5. SNÖFÖRDELNING

Snöfördelningen inom ett område är beroende av många faktorer. Ovan har visats betydelsen av höjdförhållanden och av trädgränsens läge. Vegetationstyp, såsom tät/gles skog eller öppen mark, hygge, myr eller sjö, påverkar även de snömängden, som ackumuleras, samt smälthastigheten. Lä- och lovartsläge på sluttningar samt åsar och ryggar spelar även roll för snöns fördelning inom området.

Över trädgränsen är det främst vinden, som omfördelar snön på marken och som orsakar de stora variationerna.

I figur 17 redovisas vattenmängder längs fem parallella linjer (25 m mellan varje) uppmätt med georadar (Ulriksen, 1984). Mätningarna är gjorda på en högslätt med relativt små topografiska variationer, men trots detta är de lokala variationerna stora.

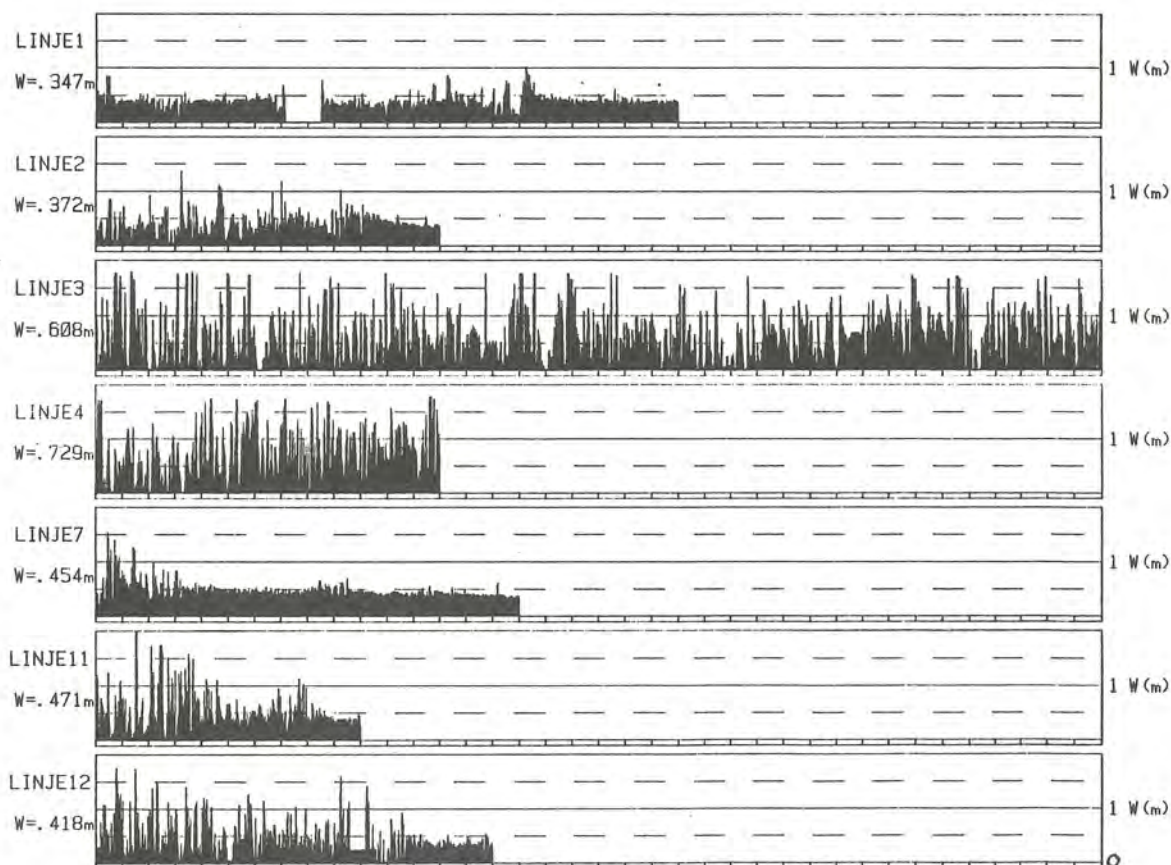


Figur 17. Variationer i vattenekvivalenten, uppmätta med georadar längs fem parallella stråk på en högslätt i Kultsjöns avrinningsområde. Mätningar med georadar av Ulriksen.

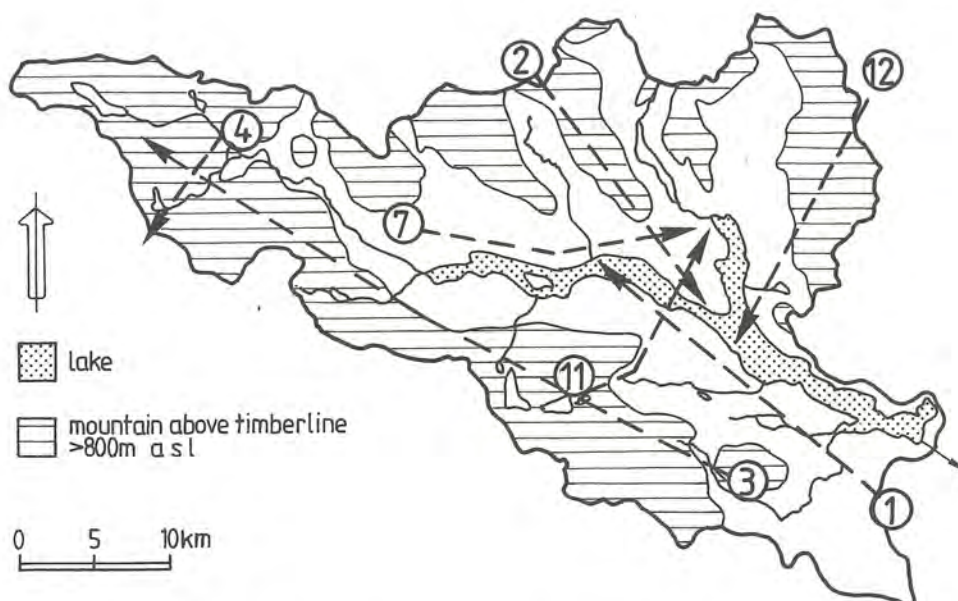
På kalfjället ansamlas mer snö i lä än i lovart. En studie från gammamätningarna visar t ex, att på samma höjdintervall inom närliggande områden var vattenvärdet 480 - 600 mm i läläge mot 200 - 300 mm i lovart.

Snövariationerna är större på kalfjället än under trädgränsen. I figur 18 framgår hur vattenvärdet längs sju linjer, mätt med georadar i Kultsjöns avrinningsområde, varierar (Ulriksen, 1984). Linjerna 1 och 7 går nästan helt i skogen, medan endast slutet av linjerna 2, 11 och 12 gör det. Linjerna 3 och 4 är renodlade fjällprofiler, och där är variationerna störst.

I figur 19 framgår snöfördelningen över hela Kultsjöns avrinningsområde 1985.

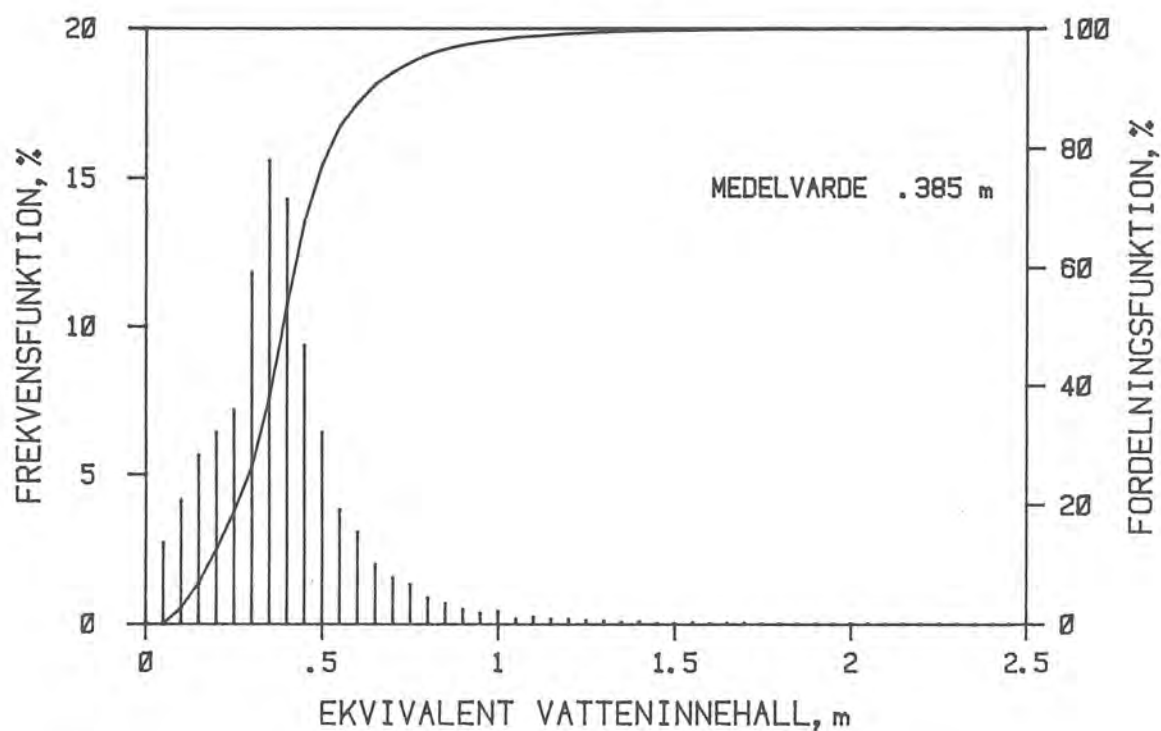


Figur 18 a. Variationerna i vatteninnehåll längs sju linjer i Kultsjöns avrinningsområde, mätta 1984 med georadar (Ulriksen, 1984). W = linjens medelvatteninnehåll. Linjernas lägen framgår av figur 18 b.



Figur 18 b. Linjer, utefter vilka snömätning med georadar utfördes 1984.

KULTSJÖN 1985, BASERAT PÅ 138 KM RADARPROFIL
TEKNISK GEOLOGI, LTH



Figur 19. Frekvensdiagram för vattenvärdets variationer i Kultsjöns avrinningsområde 1985, mätta med georadar (mätningar och bearbetning av Ulriksen).

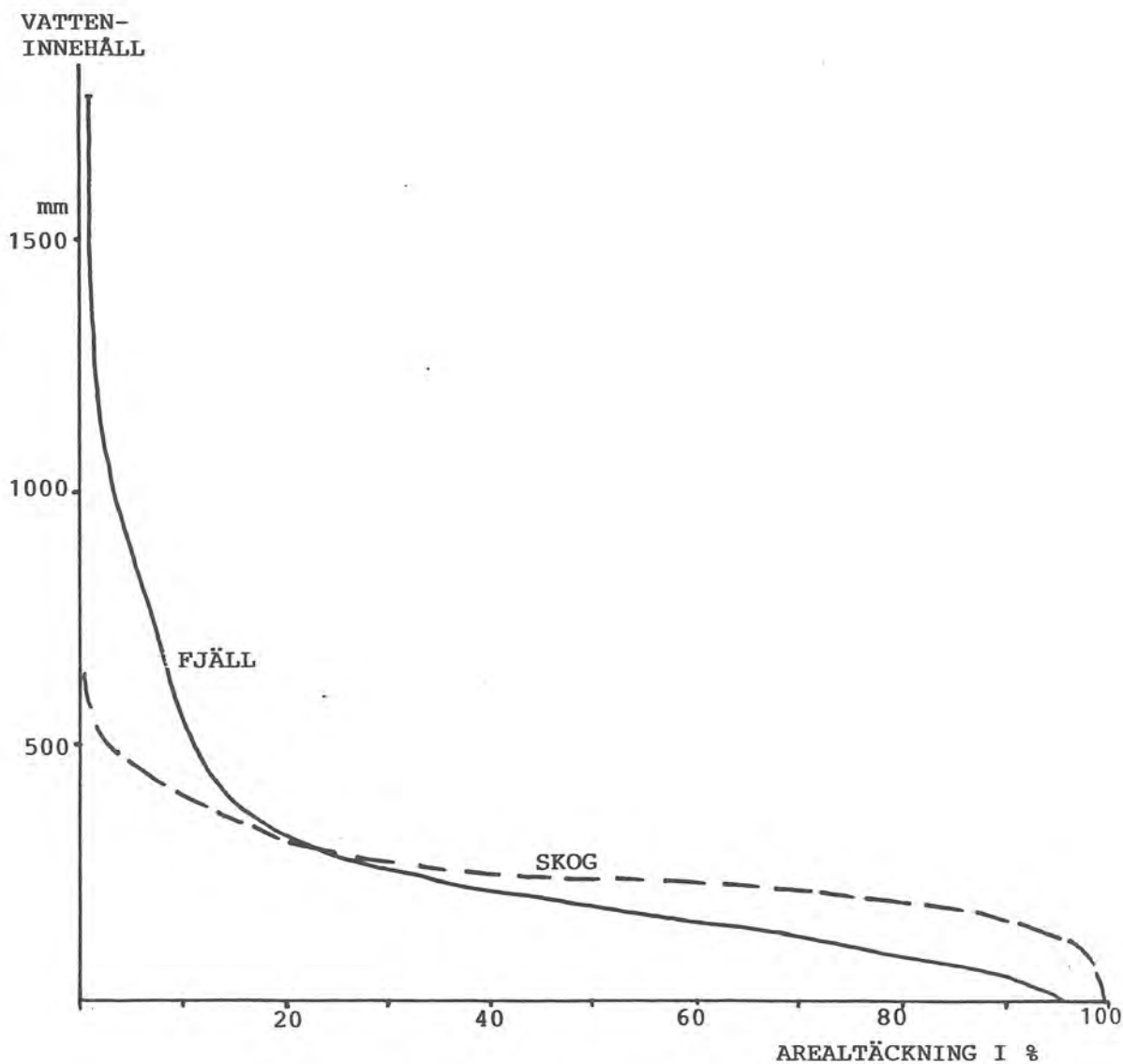
Gottschalk och Jutman (1979) har beräknat variationskoefficienten (standardavvikelsen/medelvärde) för vatteninnehållet i snö utifrån snömätningar i IHD-områdena. Som framgår av tabell 1, visar deras beräkningar, att variationerna är små i skogsland och öppna områden, medan de är stora i fjällområden.

Tabell 1. Variationskoefficient för vatteninnehåll i snö i norra Sverige (Gottschalk och Jutman, 1979).

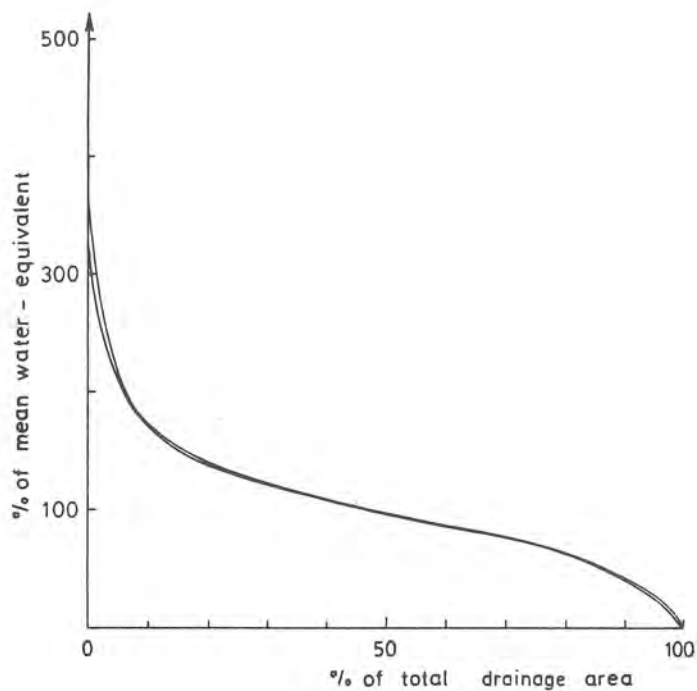
Kalfjäll	0.30 - 0.70
Bergsområde med sparsamt med träd	0.25 - 0.80
Skogsland	0.12 - 0.22
Öppna ytor	0.09 - 0.19

Den areella snöfördelningen för ett område kan presenteras med en snöfördelningskurva. Dess utseende varierar naturligtvis från område till område, medan fördelningen i ett och samma område är relativt lika år från år, om vatteninnehållet normaliseras. I figur 20 visas som exempel fördelningskurvor för fjäll och skog i Vinstra i Norge (Tveit och Svaerd, 1982).

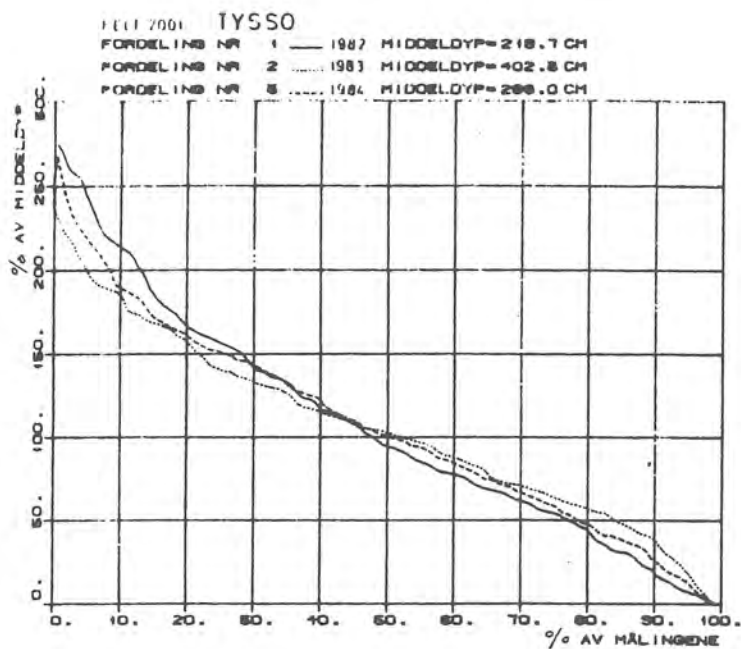
I figurerna 21 och 22 återges snöfördelningskurvor för Malmagen-området (Zakrisson, 1980) resp. ett norskt område (Johnsrud, 1985) för olika år, vilka visar god överensstämmelse mellan olika år men avvikelser emellan olika områden.



Figur 20. Exempel på snöfördelningskurva för skog och fjäll i Olstappen i Norge (Tveit och Svaerd, 1982).



Figur 21. Snöfördelningskurvor för Malmagen-området för 1977 och 1978 (Zakrisson, 1980).

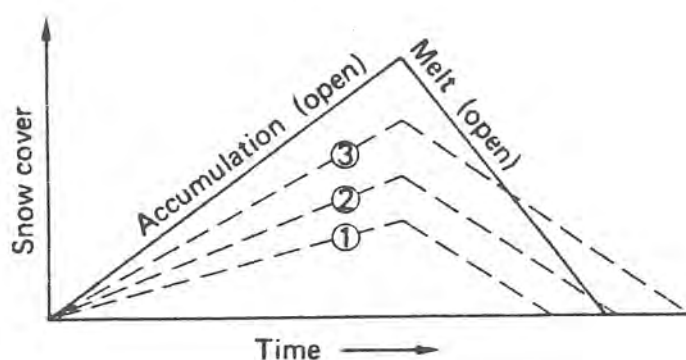


Figur 22.
Snöfördelningskurvor
för avrinningsområdet
Tyssø, Norge (Johns-
rud, 1985).

6. SKOGENS INVERKAN

Skogens inverkan på snöackumulering har ofta diskuterats och även studerats av ett antal forskare. Snön fastnar delvis i trädkronorna (interception), varifrån den dels ramlar ned och dels avdunstar. Över en skog råder andra vindförhållanden än över öppen mark, vilket också kan medföra skillnader i snömängd. Interceptionsförlusterna (avdunstning direkt från trädkronorna) kommer att diskuteras närmare i nästa avsnitt.

I figur 23 visas en principskiss över snötäckets uppbyggnad och avsmältning i tät, medeltät och gles skog samt på öppen mark (Keller, 1978). Avsmältningen i gles skog är dock snabbare än i tät, till skillnad från vad figuren visar.



Figur 23. Uppbyggnad och avsmältning av snötäcket i olika vegetation.

1 = tät skog,
2 = medeltät skog,
3 = gles skog.
(Keller, 1978).

Skillnaderna mellan tät och gles skog/öppen mark varierar och beror bl a på nederbördens intensitet och varaktighet.

Seppänen (1961) har i Finland uppmätt följande snöackumulationsvärden för olika vegetationsområden:

Tabell 2. Snöackumulation i olika terrängtyper (enligt Seppänen, 1961).

TERRÄNGTYP	mm	%	Avvikelse i % från öppen yta
Öppna områden	110	100	
Gläntor	118	108	+ 8
Barrskog, gles	111	101	+ 1
" normaltät	104	95	- 5
" ganska tät	100	92	- 8
" tät	95	86	-14

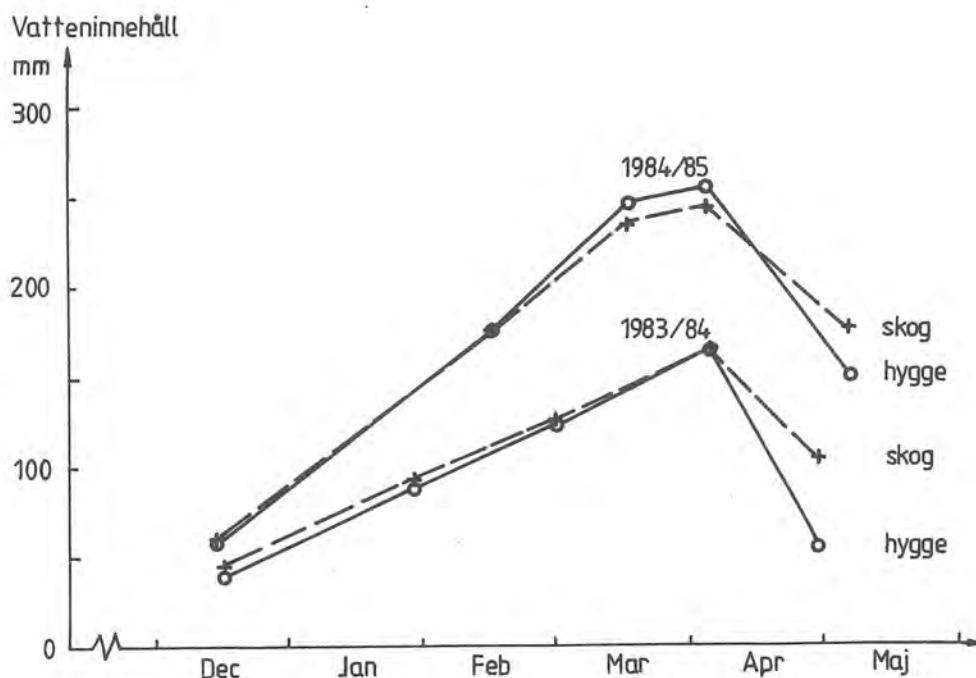
Penttinen (enligt Kuusisto, 1984) uppmätte bl a följande värden i februari 1977 - 1979, d v s under ackumulationsperioden:

Tabell 3. Snöackumulation i olika terrängtyper enligt Penttinen.

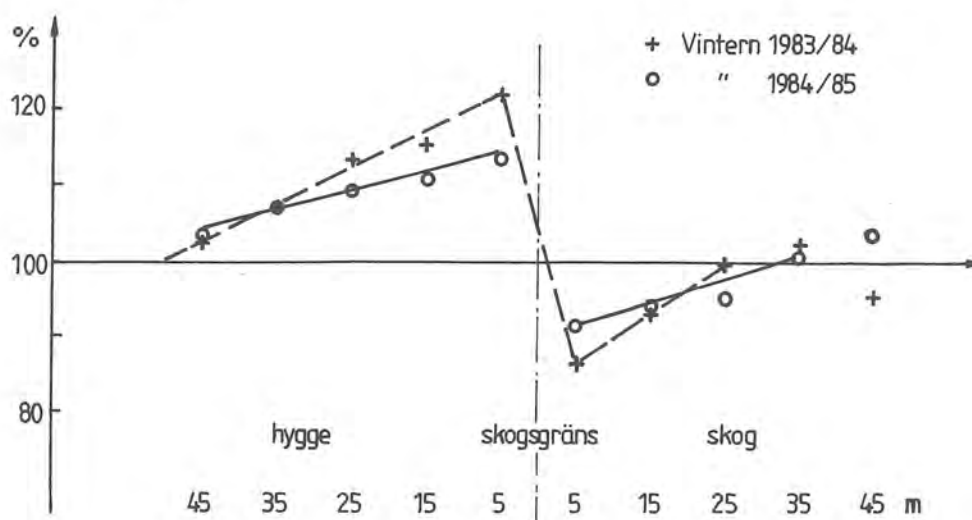
TERRÄNGTYP	mm	%	Avvikelse i % från öppen yta
Öppen mark	126	100	
Barrskog	116	92	- 8
Öppna myrar	133	105	+ 5
Gläntor	122	97	- 3
Skogskanter	128	102	+ 2

Waldenström (1975) fann 88 % snö i skog jämfört med öppna ytor vid ackumulationsperiodens slut före smältning i Kassjö-åns avrinningsområde i centrala Sverige. Grip (1971) uppmätte 4 % mindre snö i skog än på öppen mark i Kloten i NV Västmanland. Skillnaden var ej signifikant. Omfattande snöundersökningar i skog och på hyggen i Härjedalen under vintrarna 1983/84 och 1984/85 visade, att skillnaderna i snömängd (vatteninnehåll) mellan hyggen och skog var små under ackumulationsperioden (Zakrisson, muntlig information). Smältningen skedde dock snabbare i hyggerna (se figur 24).

En skogsgräns i sig fungerar som en snöfälla, och effekten är märkbar ca 35 m ut på hygget (se figur 25, Zakrisson, opublikerat). Snömätningar längs t ex kraftledningsgator, rågångar och vägar är därför inte representativa för ett område i stort.

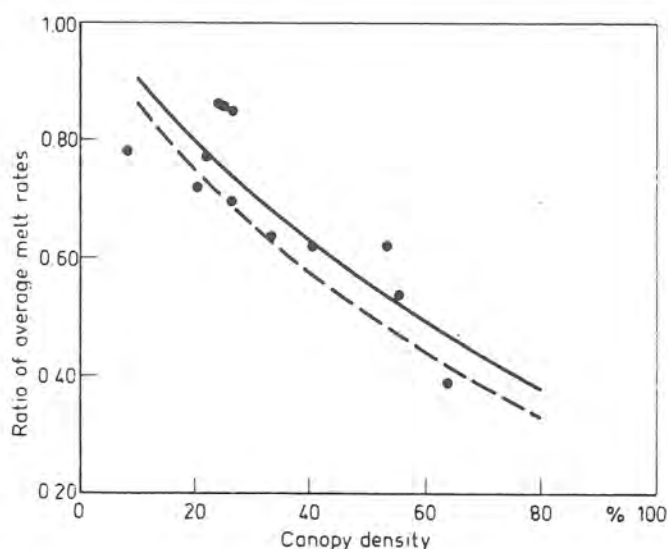


Figur 24. Snöns vattenekvivalent på hyggen och i kringliggande skog. Nordvästra Härjedalen vintrarna 1983/84 och 1984/85 (mätningar och bearbetning av Zakrisson).



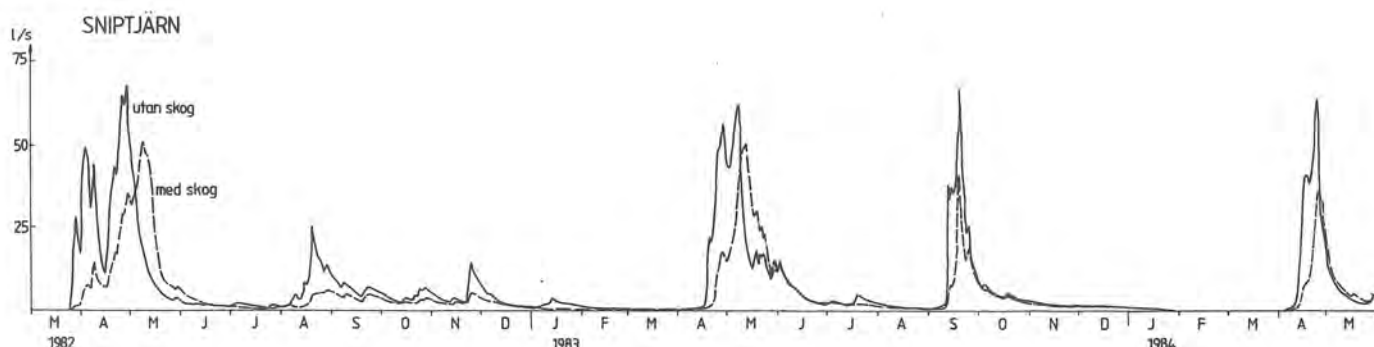
Figur 25. Snöns vattenekvivalent på olika avstånd från skogsgränsen i procent av hyggenas respektive skogens medelvärden (mätningar och bearbetning av Zakrisson).

Skillnaderna i snömängder i skog resp. öppen mark blir större, när smältperioden sätter igång på allvar. Snömätningar, som är gjorda i mars i Finland, ger större avvikelser (20 - 30 %) mellan skog och öppen mark, vilket beror på snabbare avsmältning på öppna ytor (Mustonen, 1965, och Kaitera, 1939, referat av Kuusisto, 1984). Den öppna marken får mer direkt solstrålning. Det turbulenta energitillskottet är dessutom lågt i skogen. I figur 26 redovisas relativa smälthastigheten i skog i förhållande till öppen mark som funktion av träd-tätheten enligt Kuusisto (1984).



Figur 26.
Den relativa smälthastigheten som funktion av träd-täthet (enligt Kuusisto, 1984).

Rosén (1984) har studerat avrinningsförändringar i samband med kalavverkning i små avrinningsområden i norra Hälsingland. Avrinningen har simulerats med PULS-modellen (en modifierad version av HBV-modellen) dels före och dels efter avverkningen (Brandt, Rosén, Carlsson och Bergström, 1986). I figur 27 redovisas simulerad avrinning - dels med skog, dels utan skog - för ett av områdena (Snipptjärn, 0.4 km²). Snösmältningen är betydligt intensivare på hygget än i skog, sker snabbare och är även större.



Figur 27. Simulerad avrinning från Sniptjärn med och utan skog.

7. FÖRLUSTER

Snömängderna minskar på grund av avdunstning och smältning. Avdunstning kan ske dels direkt från snön i trädkronorna (interceptionsförlust) och dels från snöytan på marken.

7.1 Avdunstning från snötäckt yta

Avdunstningen från en snötäckt yta är låg, bortsett från enstaka tillfällen med extrema väderförhållanden. Det beror på att smältande snö håller en temperatur av 0°C vid ytan. Vid denna låga temperatur kan inte luften innehålla stora mängder vatten (Bengtsson, 1980). Lemmelä och Kuusisto (1974) rapporterar en medelavdunstning från en öppen snöyta om 0.26 mm under 12 timmar på dagen, d v s 0.02 mm/timme, och 0.03 mm under 12 timmar på natten över totalt 107 dygn mellan februari och april i södra Finland på 50 m höjd över havet. Maximalt uppmättes en avdunstning om 1.42 mm under en 12-timmarsperiod. Kondensation dominerade under hälften av alla nätter mot 20 % av alla dagar. Nettoavdunstningen från snösmältningens början och till dess snötäcket försvann uppmättes under vårarna 1968 - 1974. Snöavdunstningen uppgick i regel till 2 - 3 % av totala snömängden utom ett år, när den var nästan 10 % av totala snömängden.

Mätningar av Kaitera och Teräsvirta (1972), likaså i Finland under vintermånaderna, visar, att kondensationen då översteg avdunstningen.

Kuusisto (1984) har sammanställt finska mätningar gjorda med snöavdunstningskärl. Medeldygnsvärden i ett öppet fält under snösmältning är 0.2 - 0.3 mm i södra Finland och 0.4 - 0.5 mm i norra Finland (sker senare på våren). I skog är motsvarande värden 0.1 - 0.2 mm och 0.2 - 0.4 mm. På öppna kullar och soliga sluttningar kan avdunstningen bli avsevärt större. Från norra Sverige (Abisko) anger Nyberg (1965) en total snöavdunstning på 25 mm under två månader.

7.2 Avdunstning från snöinterception

Avdunstning från snöinterceptionen i träd är svårbestämd men viktig, eftersom den är en förlustterm vid avrinningsprognoser. Den mängd, som smälter och rasar ner, når snömagasinet på marken med en viss fördröjning. Mängden snö i träden och därmed avdunstningen från trädkronorna är beroende av snöfallsintensitet, temperatur och vind.

Avdunstningen från snö i träden är större än från snö på marken på grund av att trädkronorna effektivare nås av kortvågig solstrålning, att snöytan i träden utsätts för större turbulent värmeutbyte och att mörka grenar och barr absorberar mer strålning. Enligt Eschner och Leonard (1968) är den interceperade snöns albedo väsentligt lägre än marksnötäckets, d v s att endast en liten andel strålning reflekteras från snön i träden. Det skulle ge mer än dubbelt så stor avdunstning från snön i ett träd än på marken.

Enligt en av SMHI gjord litteratursammanställning (Sandberg, 1983) har ett antal forskare beräknat interceptionsförlusterna (avdunstningen) till 4.5 - 10 % av totala snömängden över längre perioder. Flertalet har mätt interceptionsförlusterna som skillnaden mellan snöackumulation i skog och öppen mark, vilket ger stora osäkerheter. Enstaka direkta mätningar ger

betydligt högre värden. I en undersökning i Skottland (Institute of Hydrology, 1984) fastnade vid ett tillfälle 19.3 mm i träden utav totala snömängden 28.9 mm. Under de följande två dagarna avdunstade 11.5 mm från träden, d v s 40 % av totala snömängden.

Kuusisto (1984) påpekar, att osäkerheten om interceptionsförlusterna är stor. Avdunstningen från snö i trädskronorna under januari och februari är troligen liten. Under mars ökar energitillskottet till trädskronorna, men normalt är mängden interceperad snö mindre än under midvintern. Under april kan dock avdunstningen från interceperad snö och regn bli betydande (upp mot 9 - 15 mm).

Vid några av SMHIs nederbördsstationer i norra Sverige observerades förekomsten av snö på träden dagligen under några vintermånader 1983 och 1984. Det är svårt att dra några säkra slutsatser av det observationsmaterialet, för det är sällan längre perioder utan något nytt snöfall. Under kalla perioder i januari och februari låg snö kvar på träden åtminstone 12 - 15 dygn. Därefter föll ofta mer snö under fortsatt kyla. I samband med en kraftig temperaturökning till drygt +4 °C vid ett tillfälle 30 dygn efter att snön först fastnade rasade all snö ner eller smälte. Det bekräftar den iakttagelse man gör, när man skidar fram i skog i norra Sverige under midvintern. På träden ligger stora snösjok på horisontella grenar. Direkt efter snöfallet ser man snökristallerna på grenarna, men efter en tid omvandlas de till hela sjok, som kan vara svåra att slå av från träden. I samband med töväder rasar snön av på sluttande grenar och smälter relativt snabbt. Under mars och april kan man iaktta hur solstrålningen smälter den porösa snön på träden även vid minusgrader i luften (se foto, figur 28). I avsnittet "Modeller för snöackumulation och smältning" redovisas försök till en interceptionsmodell.



Figur 28. Fotografi, som visar interceperad snö på träd och smältning även i minusgrader. (Foto: M. Brandt, februari 1977.)

7.3 Transpiration

Transpiration från träd är försumbar under vintern. Den börjar dock tidigt på våren. När transpirationen börjar, suger träden upp vatten från marken. En djup tjäle under träden fördröjer transpirationen. Krestovskiy (et al., 1979) har uppskattat, att den börjar i barrskog 5 - 7 dagar efter att smältvatten börjar lämna snötäcket. Transpirationen ökar markant, när luftens dygnsmedeltemperatur når $+5^{\circ}\text{C}$ (Pelkonen, 1981). Enligt ryska mätningar uppgår månadstranspirationen från barrskog till 8 - 10 mm i april och överstiger 30 mm i maj (Krestovskiy et al., 1979). Mätningarna har gjorts på en latitud, som motsvarar centrala Sverige.

7.4 Avdunstning vid snösmältning från helt och delvis snö- täckt mark

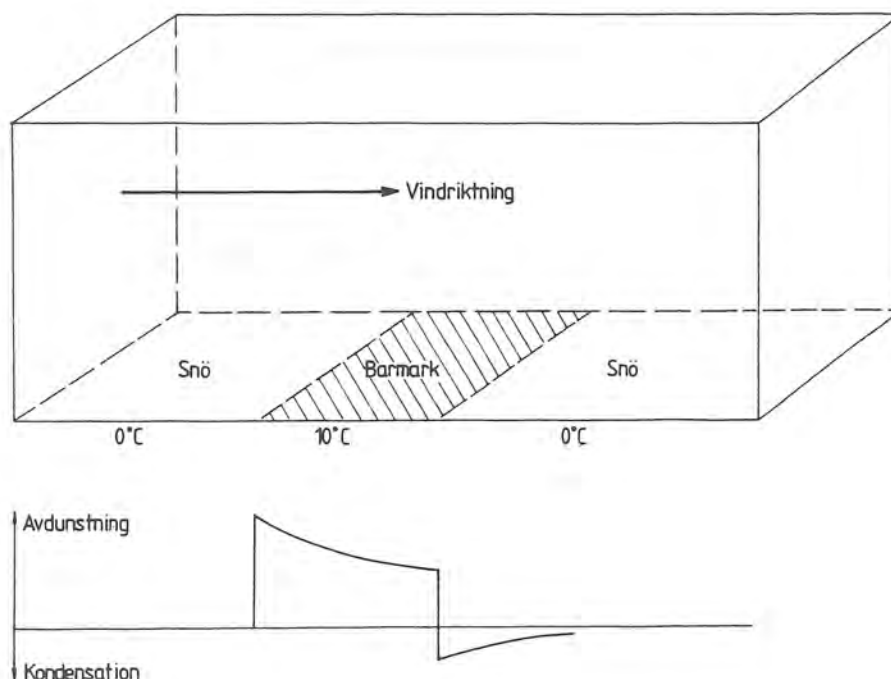
Avdunstning vid snösmältning har studerats närmare av Bringfelt (1985). Som tidigare nämnts, kan snöns temperatur bli högst 0 °C. Snö kan smälta till vatten och sedan avdunsta eller också kan snön avdunsta direkt (sublimering). Smältvattnet kan även försvinna ner i marken eller samlas i låglänt terräng.

Under snösmältning uppkommer fläckar med barmark, som kan vara genomdränkta av smältvatten. Om dessa barfläckar värms upp av solen, kan avdunstningen öka.

Bringfelt (1985) har använt ett av Lemmelä och Kuusisto (1974) framtaget samband mellan avdunstning under en snösmältningsdag och luftens daggpunktstemperatur för att beräkna avdunstningen under några vårmånader för den meteorologiska stationen Östersund-Frösön. När marken var helt snötäckt, erhöles mellan 4 och 9 mm avdunstning totalt under månaderna mars plus april åren 1979 - 1981.

Vidare har Bringfelt (1985) beräknat avdunstningen från fläckvis snötäckta områden med hjälp av en modell, som utnyttjar den matematiska PHOENICS-modellen.

Vid simuleringen föreskrevs marken växelvis snötäckt och bar med temperaturer på 0 °C resp 10 °C och mättad med fuktighet. I figur 29 illustreras ett enkelt fall med ett band av barmark (räknat vinkelrätt mot vindens riktning). Barmarksområdena har antagits helt genomfuktade med smältvatten. Som framgår av skissen, bidrar barmarken då mest till avdunstningen. På snön har man ofta kondensation av fuktighet. Ju mer solen värmer marken och ju torrare luften är, desto större blir avdunstningen.



Figur 29. Situation med snösmältning simulerad med PHOENICS-modellen. Luft, som strömmat över smältande snö, passerar uppvärmd barmark genomdränkt med smältvatten. Då blir luften varmare och fuktigare p g a avdunstning. Därefter kondenseras viss fuktighet på nästa snöområde (Bringfelt, 1985).

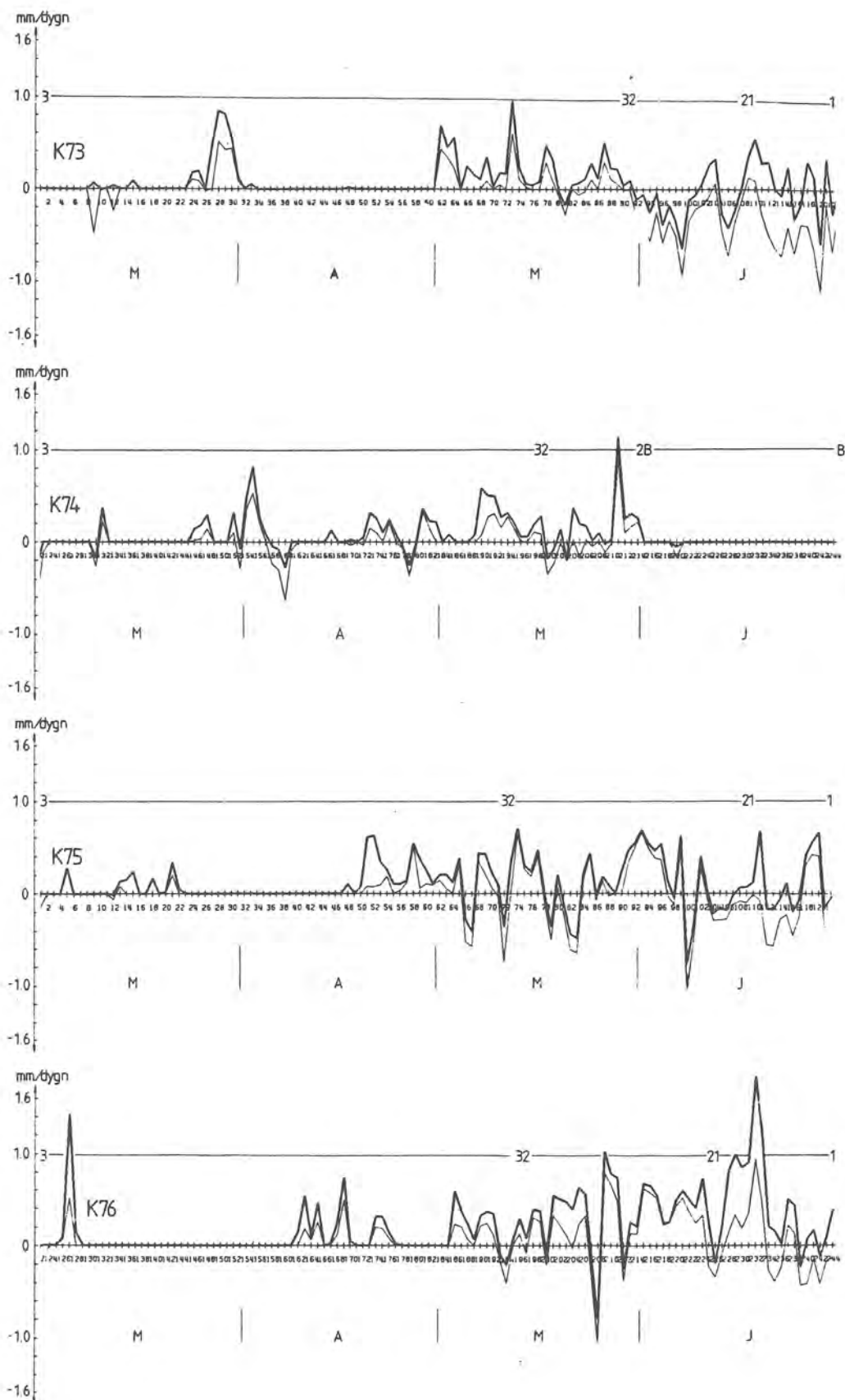
Den dygnsvisa avdunstningen under tolv snösmältningssäsonger har beräknats, baserade på synoptiska observationer dels i Katterjåkk i norra Lapplandsfjällen och dels i Storlien i Jämtlandsfjällen. När marken var helt snötäckt enligt observationerna, utnyttjades Lemmeläs och Kuusistos samband mellan avdunstning och luftens dagpunktstemperatur. Vid delvis snötäckt mark användes PHOENICS-metoden.

Avdunstningsvärdena är osäkra när man har stora delar barmark, ty dennas temperatur är svår att uppskatta. Ett lägre och ett högre avdunstningsvärde har beräknats för varje dag för att man skall få ett mått på osäkerheten. För det högre värdet har man antagit, att barmarkstemperaturen är lika med lufttemperaturen, och för det lägre, att barmarkstemperaturen är hälften av lufttemperaturen.

I tabell 4 återfinns avdunstning, summerad månads- och säsongsvis för Katterjåkk och Storlien, och i figur 30 visas som exempel dygnsvis plottnig av simulerad avdunstning för Katterjåkk för åren 1973-76. Där framgår hur stor inverkan marktemperaturen har på avdunstningen från de bara fläckarna.

Tabell 4. Beräknad avdunstning/kondensation (mm) på helt eller delvis snötäckt mark. Månadssummor för mars - juni och totalsummor över alla fyra månaderna. L = lägre värde, H = högre värde. Lägre och högre värden har beräknats för två olika temperaturer hos den våta barmarken, $t/2$ och t °C (t = lufttemperaturen). (Bringfelt, 1985.)

KATTERJÅKK	MARS		APRIL		MAJ		JUNI		TOTAL	
	L	H	L	H	L	H	L	H	L	H
1973	0.9	3.4	0.0	0.1	2.1	6.5	-12.3	-1.3	-9.3	8.6
1974	-0.2	1.0	0.2	2.9	1.8	5.7	-0.2	0.0	1.7	9.6
1975	0.1	1.4	1.4	3.7	0.2	4.1	-2.3	3.6	-0.6	12.6
1976	0.4	1.7	1.6	3.1	2.5	8.0	3.5	13.6	8.0	26.4
1977	0.7	2.8	1.3	3.0	4.0	6.3	2.3	9.4	8.3	21.5
1978	-0.4	0.5	0.5	1.3	2.5	8.2	1.7	16.9	4.4	26.8
1979	0.7	2.6	1.8	3.8	6.8	11.8	-5.9	1.2	3.4	19.4
1980	-0.1	0.0	1.6	4.6	2.1	6.5	-4.5	0.4	-0.9	11.5
1981	0.1	0.5	1.5	3.6	-1.2	3.3	5.2	11.6	5.6	19.1
1982	0.3	1.0	3.9	8.2	9.2	16.0	5.1	7.8	18.5	32.9
1983	-0.1	0.2	2.7	6.6	2.7	7.4	2.1	5.2	7.4	19.5
1984	-0.1	0.0	1.2	4.4	4.0	12.7	1.4	9.7	6.6	26.9
STORLIEN	MARS		APRIL		MAJ		JUNI		TOTAL	
	L	H	L	H	L	H	L	H	L	H
1973	2.6	5.8	2.5	3.3	-1.3	5.2	-0.2	-0.1	3.6	14.2
1974	2.8	9.4	-0.9	2.1	2.8	9.9	0.0	0.0	4.7	21.4
1975	0.8	2.3	3.7	7.4	-3.8	3.6	-1.2	3.5	-0.5	16.8
1976	-0.3	0.2	1.3	3.3	0.1	10.3	-0.9	6.0	0.2	19.8
1977	3.8	6.0	1.2	2.4	5.1	10.7	-1.0	-0.5	9.1	18.6
1978	2.2	4.7	2.8	7.3	2.9	12.1	0.0	0.0	8.0	24.6
1979	1.8	4.1	2.4	5.7	1.4	10.3	0.0	0.0	5.6	20.1
1980	-0.1	0.0	3.5	6.5	3.7	11.9	0.0	0.0	7.1	18.4
1981	0.6	1.7	2.8	5.2	-7.8	5.3	0.0	0.0	-4.4	12.2
1982	-2.8	0.5	2.2	4.0	0.0	9.4	-0.7	4.7	-1.2	18.6
1983	0.2	1.0	0.1	2.7	1.9	6.6	0.0	0.0	2.2	10.3
1984	-0.3	0.1	3.5	7.6	-7.1	1.6	0.0	0.0	-3.9	9.3



Figur 30. Exempel på simulerad avdunstning/kondensation för Katterjåkk smältningssäsongen 1973 - 1976 (Bringfelt, 1985).

7.5 Frys förluster

Ytterligare en förlust, vars betydelse diskuteras för närvarande, är frys förluster av vatten. Ett projekt för studier av dessa har påbörjats 1986 vid SMHI. Slutsatsen av några inledande försök har varit, att förvånansvärt mycket vatten avdunstar, under själva infrysningsprocessen. Vid försöken erhålls förluster om ca 2.7 % per infrysning. Det borde innebära, att det vid avdunstning från snötäcke vid dagar med dagsmeja - nattfrost lokalt borde bli betydande avdunstningsförluster (Nilsson och Sjödin, 1986). Problemet studeras vidare under 1986/87.

7.6 Sammanfattning

Som framgår ovan, återstår frågor, som inte är definitivt lösta, när det gäller avdunstning från snö och barmark under snösmältningsperioden.

Kuusisto (1984) har uppskattat de olika avdunstningskomponenternas storlek för olika månader i södra Finland enligt tabell 5.

Tabell 5. Uppskattade värden på olika avdunstningskomponenter under månaderna januari till april enligt Kuusisto (1984).

Komponent Månad	Uppskattade värden (mm/månad)									
	Öppen mark					Skog				
	jan	feb	mar	apr	jan-apr	jan	feb	mar	apr	jan-apr
$E_{\text{snö på marken}}$	0	1	6	4	11	0	0	3	4	7
$E_{\text{barfläckar}}$	0	0	2	18	20	0	0	0	6	6
$E_{\text{transpiration}}$	0	0	0	1	1	0	0	0	7	7
$E_{\text{från interception}}$	0	0	0	0	0	3	5	8	12	28
E_{totalt}	0	1	8	23	32	3	5	11	29	48

Av tabellen framgår, att avdunstningen från öppen barmark är betydelsefull. Bringfelts beräkningar visar dessutom, att marktemperaturen är betydelsefull för avdunstningens storlek. I skog är däremot interceptionsförlusterna avgörande, och de beror mycket på skogsbeståndets utseende och de meteorologiska förhållandena under vintern/våren.

8. MODELLER FÖR SNÖACKUMULATION OCH SMÄLTNING

8.1 Snösmältningsberäkningar

Avsnitten 8.1 - 8.3 är delvis en översättning av ett föredrag vid AWRAs symposium 1986 om Cold Regions Hydrology (Bergström, 1986).

Ett fysikaliskt korrekt sätt att angripa problemet med snömodeller vore att utgå från den totala värmebudgeten i snötäcket, såsom beskrivits av t ex U.S. Corps of Engineers (1956 och 1960), Kuz'min (1972) och Morris (1985). Den allmänna ekvationen lyder:

$$W_{sw} + W_{lw} + W_c + W_l + W_g + W_p + W_t + W_m = 0 \quad (1)$$

där

- W_{sw} = absorberad kortvågig strålning,
- W_{lw} = långvågig nettostrålning,
- W_c = konvektivt värmeflöde,
- W_l = latent värmeflöde (kondensation och avdunstning),
- W_g = värmeflöde från marken,
- W_p = värmetillskott från nederbörden,
- W_t = förändring av snötäckets energinnehåll,
- W_m = snösmältningens värmeekvivalent.

Många modellutvecklare, som har försökt göra en modell för ekv. 1 både vid en punkt och på avrinningsområdesskala, har erfarit, att kraven på indata är svåra att uppfylla och att

en del fysikaliska processer är mycket komplicerade. Detta har lett till utvecklingen av ett antal förenklade teoretiska snösmältningsmodeller, vilka behandlar de meteorologiska variablerna mera som indikationer på de fysikaliska processer som styr snösmältningen, än som indata till exakta energibalansberäkningar. Den bäst kända av dessa enkla metoder är graddagmetoden, uttryckt enligt:

$$M = C_o (T - T_o) \quad (2)$$

där

M = snösmältning (mm),

C_o = smältfaktor (mm/°C)

T = lufttemperatur (°C)

T_o = lufttemperaturens tröskelvärde (°C).

Ekvation 2 används vanligen på dagliga data eller data med högre upplösning. Tillämpad på avrinningsmodeller modifieras den ofta för att modellen skall bli mera fysikaliskt korrekt. Dessa modifieringar varierar från en modell till en annan, men de följande kan tjäna som exempel:

- Vattenhållande förmåga hos snön, som fördröjer avrinningen vid smältning.
- Säsongsvariation i smältfaktorn för att beskriva variationer i solinstrålningen, albedo och värmeegenskaper hos snön.
- Separation av regniga och klara dagar för att förklara differenser i energiutbytesprocesserna.
- Införande av vindhastighet och/eller luftens ångtryck i ekvationen för att uttrycka energiutbyte på ett mer realistiskt sätt.
- Användning av den dagliga lufttemperaturens variationsbredd som en indikation på strålning.

- Uppdelning i skog och öppna områden för att beskriva olikheter i energiutbytet.
- Beräkning av värmemagasiner i snötäcket och/eller marken.
- Introduktion av en statistisk fördelningsfunktion för att förklara omfördelning av snö på marken.
- Användning av höjdzoner för att ta hänsyn till temperaturens och nederbördens höjdberoende.

8.2 Hur komplicerade snösmältningsmodeller behövs?

Många forskare har försökt finna den optimala komplexiteten hos snösmältningsmodeller genom jämförande testkörningar på väl kontrollerade databaser. Anderson (1976) fann, att en energibalanssekvation var överlägsen en indexmodell i väl definierade öppna områden och under extrema förhållanden. Hans resultat har i någon mån understötts av Braun (1985), som uppger, att en del förbättringar kunde uppnås med energibalansmodeller i små avrinningsområden i Schweiz.

I motsats till dessa resultat misslyckades Kuusisto (1978) delvis med att uppvisa förbättringar, när han övergick från en enkel indexmodell till en mer energibalanslik metod med snökuddedata från Finland. Vehviläinen (1985) likaså i Finland, och Lundqvist (1981) i Norge kom fram till liknande resultat, när de tillämpade en avrinningsmodell med snösmältningsrutiner med ökande komplexitet på små avrinningsområden i sina respektive länder.

Mellan 1976 och 1983 utförde Världsmeteorologiska Organisationen, WMO, en väl kontrollerad jämförelse mellan modeller för snösmältningsavrinning för att undersöka deras egenskaper under varierande förhållanden. Sammanlagt testades 11 modeller med varierande komplexitet alltifrån enkla graddagmetoder till mer komplicerade energibalansberäkningar. Data från 6

avrinningsområden användes, samtliga med utpräglade snösmältningensflöden (tabellerna 6 och 7).

Tabell 6. Deltagande modeller i WMOs jämförelse av modeller för snösmältning.

1. UBC Watershed Model (Kanada)	(Quick and Pipes, 1972)
2. CEQUEAU Model (Kanada)	(Charbonneau, Fortin and Morin, 1977)
3. ERM Model (Tjeckoslovakien)	(Turcan, 1981)
4. NAM-II (Danmark)	(Nielsen and Hansen, 1973)
5. TANK Model (Japan)	(Sugawara et al., 1974)
6. HBV Model (Sverige)	(Bergström, 1976)
7. SRM Model (Schweiz)	(Rango and Martinec, 1979)
8. IHDM Model (Storbritannien)	(Morris, 1980)
9. SSARR Model (USA)	(U.S. Corps of Engineers, 1972)
10. PRMS Model (USA)	(Leavesley and Striffler, 1978)
11. NWSRFS Model (USA)	(Anderson, 1973)

Tabell 7. Avrinningsområden, testade i WMOs jämförelse av modeller för snösmältning.

1. Durance (Frankrike)	2 170 km ²
2. W3-Watershed (USA)	8.4 km ²
3. Dunajec River (Polen)	680 km ²
4. Dischma Basin (Schweiz)	43.3 km ²
5. Illecilleweat River (Kanada)	1 100 km ²
6. Kultsjön (Sverige)	1 110 km ²

Modellerna kalibrerades för varje avrinningsområde över en sexårsperiod, och 4 återstående år användes som verifikation. Jämförelsen ger en mängd resultat, bl a olika statistiska kriterier på överensstämmelse mellan modellernas beräkningar och observationerna samt uppritningar av simuleringar och varaktighetskurvor.

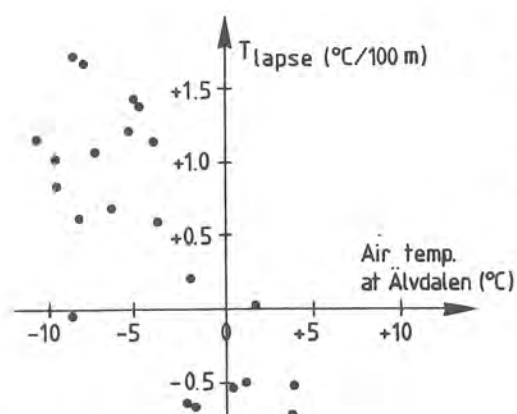
Vid ett avslutande möte i Norrköping, i september 1983 hade deltagarna i projektet tillfälle att jämföra sina resultat, och många värdefulla slutsatser drogs. På frågan om optimal modellkomplexitet gjordes följande uttalande:

"På basis av tillgänglig information var det inte möjligt att gradera de testade modellerna eller modellklasserna i rangordning efter prestande. Komplexiteten i modellernas struktur kunde inte relateras till kvaliteten på simuleringsresultaten." (WMO, 1986.)

8.3 Områdesvariationer

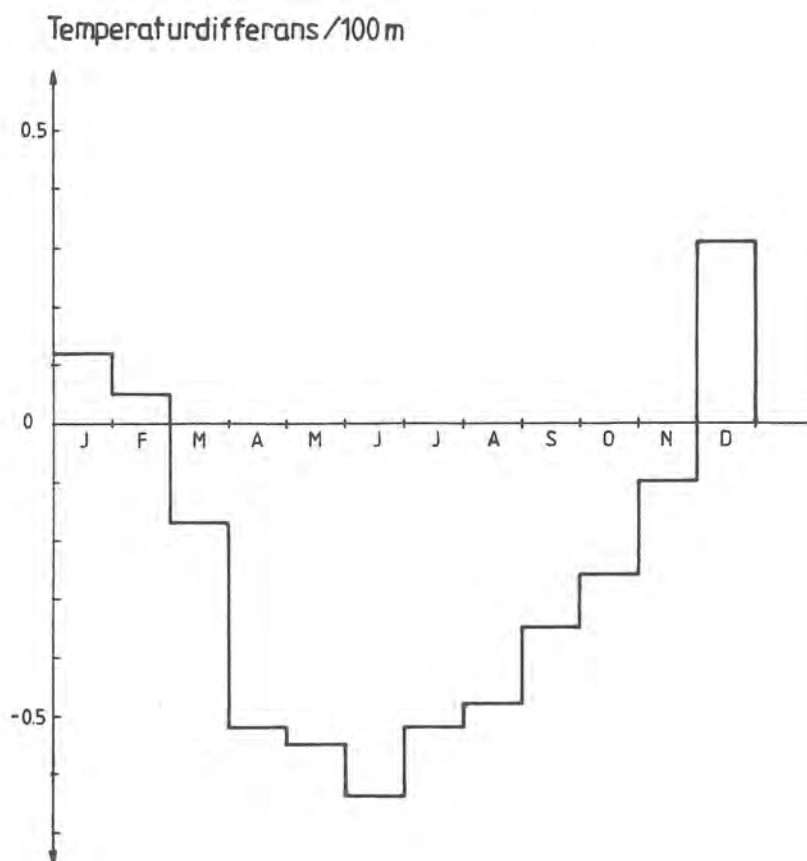
Ett skäl till att det är så svårt att påvisa förbättringar vid ökning av komplexiteten hos snösmältningsmodeller i avrinningsområdesskala är brist på detaljerad kunskap om de fysikaliska processerna. En annan och kanske mer betydande orsak är den areella variabiliteten i snöförhållanden och klimat.

Vid de flesta operationella tillämpningarna i bergsområden är exempelvis klimatstationerna belägna i de lägre delarna av avrinningsområdena (se figur 5). Alla data måste därför extrapoleras till högre höjder. För lufttemperatur används ofta ett konstant höjdberoende av $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ höjd, ibland med säsongvariation, som t ex Konovalov (1979) föreslår. I själva verket visar detta höjdberoende kraftiga variationer från dag till dag, beroende på de meteorologiska förhållandena. I genomsnitt håller sig värdena omkring $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ vid temperaturer omkring fryspunkten och högre. Vid lägre lufttemperatur ökar emellertid vanligen temperaturen med höjden genom inversion. Man talar ju i dagligt tal om köldhål. Detta visas med ett exempel i figur 31.



Figur 31.
Exempel på temperaturs höjdberoende i relation till lufttemperaturen i Sverige. Data från stationerna Kräckelbäcken på 670 m ö h och Älvdalen på 250 m ö h.

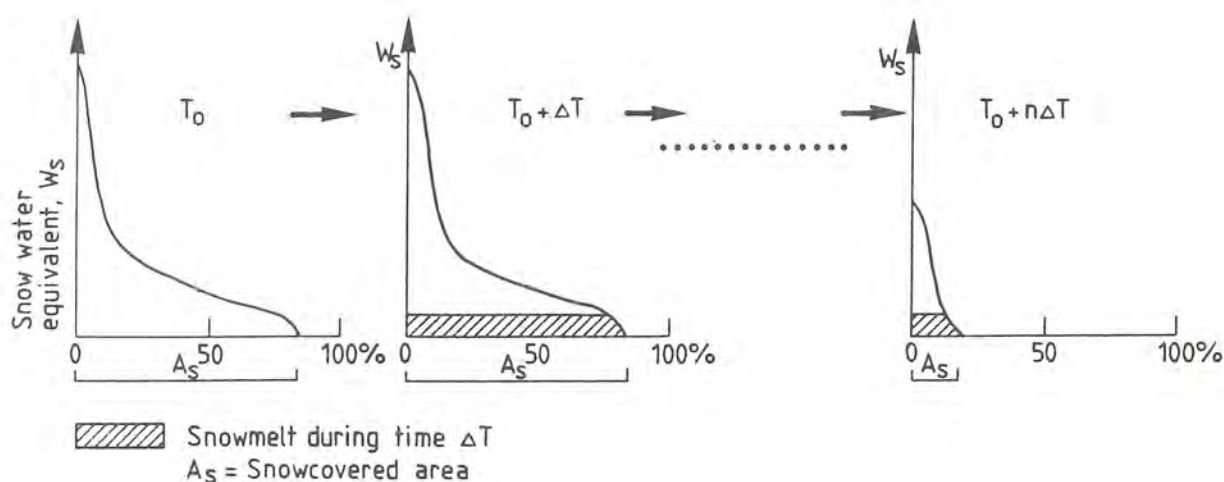
I figur 32 redovisas temperaturdifferensen per 100 m under de olika månaderna för åren 1971-75 utifrån temperaturmätningar vid Kräckelbäcken (670 m ö h) och Älvdalen (250 m ö h), när lufttemperaturen översteg -1°C vid Älvdalen.



Figur 32. Säsongsvariationen i temperaturdifferens per 100 m utifrån mätningar vid Kräckelbäcken och Älvdalen 1971 - 1975.

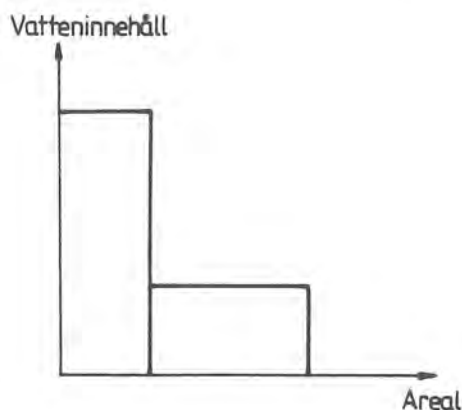
Höjdberoendets variation medför, att även ett blygsamt försök att modellera värmemagasineringen hos snötäcket eller marken blir fysikaliskt tvivelaktigt och med all säkerhet misslyckas på högre höjder, om inte hänsyn tas till temperaturinversionen. Modeller utan rutiner för värmemagasinering blir därför paradoxalt nog mer fysikaliskt korrekta trots sin enkelhet.

Som nämnts under avsnittet "Snöfördelning", ökar i regel snömängderna med höjden upp till trädgränsen, för att ovanför den vara mer varierande och svårbestämd. När HBV-modellen utvecklades i Sverige, valdes en konstant nederbördskorrektion för höjden om + 10 % för var 100:e meter. Killingtveit och Aam (1978) har modifierat modellen för höghöjdsområden i Norge. De utnyttjar en statistisk snöfördelning för området. Principerna för denna och förändringen under snösmältningen framgår av figur 33.



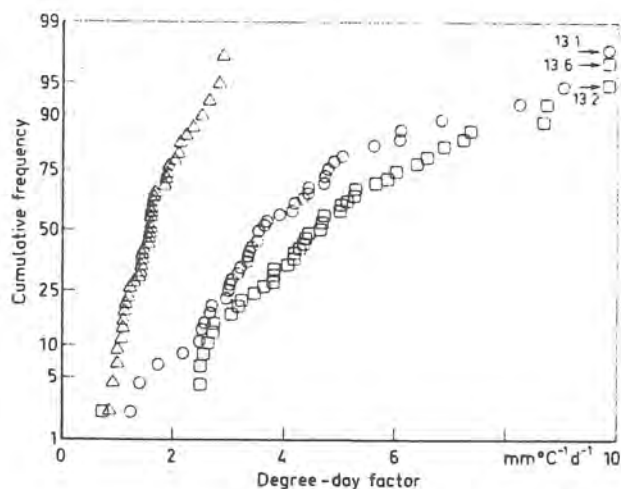
Figur 33. Principskiss över en statistisk snöfördelning och avsmältningsförlopp, utvecklad av Killingtveit och Aam (1978).

Vid senare tillämpningar av HBV-modellen i Sverige utnyttjas en liknande men enklare procedur. Den innebär, att varje höjdzon i modellen ovanför trädgränsen indelas i två delar. Ett snömagasin får representera djupa snödrivor medan ett annat representerar övrig mark (se figur 34).



Figur 34.
Principiell fördelning av snömagasinet i en höjdzon vid tillämpning av HBV-modellen över trädgränsen.

Snösmältningsrutinen i HBV-modellen bygger på graddagmetoden. Smältfaktorn är en parameter som kalibreras. Det finns en för öppen mark och en för skog. De flesta kalibrerade avrinningsområdena är heterogena och består av både öppen mark och skog, och det kan vara svårt att säkert fastställa olika parametrar för öppen mark resp. skog. Kuusisto (1984) har sammanställt 42 års snömätningar från Vihti i Finland i figur 35. Variationerna i smältfaktorn för öppen mark och myr var stora, medan de var mindre i skog.

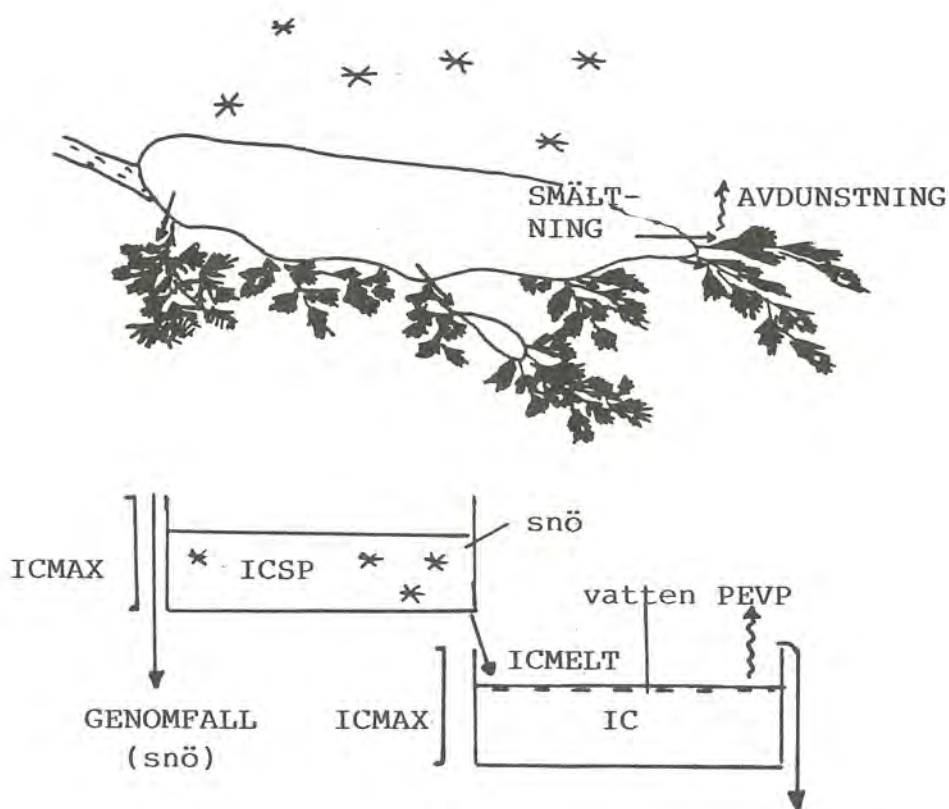


Figur 35.
Frekvensfördelning av smältfaktorn i öppen mark (o), skog (Δ) och myr (□) från snötaxeringar i Vihti, Finland (Kuusisto, 1984).

8.4 Modell för interception och avdunstning från snö i träden

En snöinterceptionsmodell har utvecklats och testats samt knutits till PULS-modellen. Avsikten var inte att göra någon exakt modell för enstaka träd eller bestånd utan att se om man kunde förbättra modellsimuleringar för ett avrinningsområde, samt att få en uppfattning om hur stor andel av snöfallskorrekturen, som beror på utelämnad interception i modellen. Interceptionsmodellen har testats för Nolsjön i Velen-området.

TTPREC är tröskeltemperatur, som avgör om nederbörden faller i form av snö eller regn. Om temperaturen understiger TTPREC, fastnar den nedfallande snön i träden och benämns ICSP. ICSP kan maximalt uppgå till ICMAX (skog). Resterande snö faller till marken. Överstiger temperaturen TTPREC, fastnar en del av nederbörden i träden som våt interception, benämnd IC.



Figur 36. Principskiss över interceptionsmodellen.

Även denna mängd kan maximalt uppgå till ICMAX (skog). Flera forskare anser dock, att maximala värden för våt interception och snöinterception inte är helt lika.

Snösmältningen i träden liksom på marken baseras i PULS-modellen på graddagmetoden, men för att ta hänsyn till temperaturförhöjningen i trädkronorna sänker man tröskeltemperaturen T_0 med 3 °C. Som smältningsfaktor används samma som i huvudrutinen i modellen för snösmältning.

$$M = C_0 (\text{fält}) * (T - (T_0 - 3)) \quad (3)$$

där M = snösmältning i interceperad snö (mm/dygn),
 C_0 (fält) = smältningsfaktor för öppen mark (mm/°C/dygn),
 T = aktuell dygnsmedeltemperatur (°C),
 T_0 = tröskeltemperatur för smältning av snö/regn.

C_0 och T_0 kalibreras i PULS-modellen.

Den smälta snön samlas i det våta interceptionsmagasinet. Från detta sker avdunstning. I den ursprungliga PULS- och HBV-modellen har avdunstningen satts till 0, så länge det funnits något snömagasin (SP) kvar. Detta har borttagits, och i stället styrs nu avdunstningen från snön av månadsmedelvärdet för den potentiella avdunstningen (hämtat från Wallén, 1966, eller Eriksson, 1981). Den potentiella månadsmedelavdunstningen är 0 (ibland negativ, men då sätts den till 0 i dataprogrammet) eller mycket låg under månaderna november till februari, för att öka till 0.5 - 1.5 mm/dygn under mars och april i norra och mellersta Sverige.

Någon hänsyn till kondensation har inte tagits i modellen. Kondensation sker ofta nattetid och tidvis även dagtid. Den kvarstår som en felfaktor i snöfallskorrektionen, CSF.

Om den våta interceptionen efter avdunstningen överstiger ICMAX (skog), droppar den överskjutande delen till marken. Ingen återfrysning sker av det våta interceperade vattnet i träden, utan avdunstning kan alltid ske, när IC-magasinet finns. Det är lite felaktigt, om en smältperiod, när IC fyllts, följs av en period med kallt väder, men felet är troligen försumbart.

För öppen mark finns ett vått interceptionsmagasin, d v s regn kan fastna på vegetation upp till en viss mängd, ICMAX (fält), varifrån det kan avdunsta. Avdunstningen sätts lika med den potentiella avdunstningen.

För interceptionsrutinen i modellen tillkommer alltså följande koefficienter att kalibrera:

ICMAX (skog) "Maximalt" interceperat snö/smältvatten och regn (samma storlek på resp. magasin) på träd. ICMAX är ett medelvärde för en större yta, som inkluderar både träd och små luckor mellan träden, och är ej ett värde för ett enstaka träd.

ICMAX (fält) "Maximalt" interceperad mängd regn på buskar, ris m m på öppen mark.

Ett försök att simulera nedrasningen av snön från träden gjordes. 10 % av snön antogs rasa ner varje dag, men det antagandet visade sig inte stämma med de erfarenheter, som finns. Det är troligen främst tö- och dagsmeja, som orsakar nedrasningen, samt vind. Vi bestämde oss i stället för att bortse från nedrasningen av snö, som sker relativt snabbt efter snöfallet vid vind, och låter därför ICMAX vara den nettosnömängd, som kan fastna i träden. Mängden interceperad snö är beroende av snöns konsistens och temperaturförhållanden. Vid blötsnö klibbar snön samman till stora tunga sjok jämfört med vid pudersnö. Ingen hänsyn har tagits till detta i modellen. ICMAX får därför ses som ett långsiktigt medelvärde och anger inte den absolut maximala mängden på träden.

Interceptionsmodellen visar, att de låga snöfallskorrekktionerna, som PULS- och HBV-modellen erhåller vid kalibrering, kan höjas kraftigt, om interceptionsfelet bortförs från korrekktionen. Dessutom måste två markrutinkoefficienter ändras - F_c = "maximal markfuktighet" och LP = "gränsvärde för potentiell avdunstning" - eftersom ett vått interceptionsmagasin bryts ut ur markrutinen. Däremot förbättrades inte anpassningen mellan uppmätt och observerad vattenföring för Nolsjön, när interceptionsmodellen infördes. De erhållna parametervärdena framgår av tabell 8.

Tabell 8. Jämförelse mellan optimala parametrar för Nolsjön, kalibrerad utan interception och med interception.

Parameter	Kalibrering utan interception	Kalibrering med interception
Snöfalls-korrektion		
CSF (skog)	0.58	0.95
CSF (fält)	1.00	1.00
Inter-ception:		
ICMAX (skog)	0	2.0 mm
ICMAX (fält)	0	1.0 mm
Markrutin:		
FC	200	175
LP/FC	0.75	0.90
Förklarad varians: R^2	0.91	0.89

9. SLUTSATSER

För att man skall kunna förutsäga vårflödet i ett avrinningsområde krävs uppgifter om snöackumulation och smältning under vintern, snöförluster i form av avdunstning från interceperad snö i träd, från snö på marken och från barfläckar, samt trädens transpiration.

Resultaten från de olika delprojekten visar tydligt, att den areella variationen av snöackumulationen är betydelsefull. Snömängderna varierar för det första i stor skala med normalt mer snö i väster än i öster. Under trädgränsen ökar i regel snömängderna med höjden, och de beror även av skogens täthet. Över trädgränsen har vinden stor inverkan med snöansamling i svackor och på läsidor.

Snöförluster i form av avdunstning och transpiration varierar inom ett avrinningsområde, men beräkningen av dessa är fortfarande ett svårlöst problem. Här har skogsbeståndens utseende stor betydelse, liksom barfläckarnas temperatur på öppen mark, när snösmältningen pågått en tid.

Beräkningar av snömagasineringsen i Sverige bygger normalt på nederbörds- och temperaturmätningar vid ett fåtal mätstationer, som för fjälltrakterna är belägna i dalar. Det är därför viktigt, att dessa punktmätningar kan omräknas till areella snömängder på ett så bra sätt som möjligt. I HBV-modellens snörutiner har man försökt tillgodogöra sig så mycket som möjligt av kunskaper om snöns areella variabilitet. Till exempel har en statistisk snöfördelning över trädgränsen införts. Avancerade energibalansmetoder för snöberäkningar har hittills inte visat sig förbättra beräkningarna i ett stort avrinningsområde. Detta beror troligen till stor del på svårigheter med att fastställa den areella variationen i de meteorologiska förhållandena.

10. REFERENSER

- Andersen, T. (1973)
Metodikk for snømålinger.
Rapport nr 1-73, Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen,
Hydr. avd.
- Andersen, T., Gottschalk, L., Harestad, J., Killingtveit, A.,
Tveit J., och Aam, S. (1982)
Snømålinger for kraftverksdrift.
Rådet for den Kraftverkshydrologiske Tjenesten, Prosjekt nr
A-113, Trondheim 1982-01-25
- Anderson, E.A., (1973)
National Weather Service River Forecast System - Snow Accumu-
lation and Ablation Model.
NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-17, Silver Spring, M.D.
- Anderson, E.A. (1976)
A point energy and mass balance model of a snow cover.
NOAA Technical Report NWS 19, Silver Spring, M.D.
- Bengtsson, L. (1980)
Evaporation from a snow cover.
Nordic Hydrology 11:221 - 234
- Bergström, S. (1976)
Development and application of a conceptual runoff model for
Scandinavian catchments.
Swedish Meteorological and Hydrological Institute, RHO 7,
Norrköping, Sweden
- Bergström, S. (1986)
Recent developments in snowmelt-runoff simulation.
Am. Water Res. Ass., Cold Regions Hydrology Symposium,
Fairbanks, July, 1986
- Bergström, S., and Brandt, M. (1984)
Snömätning med flygburen gammaspektrometer i Kultsjöns avrin-
ningsområde.
Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, HO 21,
Norrköping
- Brandt, M., Rosén, K., Carlsson, B. och Bergström, S. (1986)
Inverkan av kalavverkning på avrinning och pH i små avrin-
ningsområden.
Nordic Hydrological Conference, Reykjavik, 11 - 13 augusti
1986
- Braun, L.N. (1985)
Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine
regions of Switzerland.
Züricher Geographische Schriften, Heft 21, Zürich
- Bringfelt, B. (1985)
Areella snöstudier - avdunstning vid snösmältning.
SMHI Fou-Notiser, nr 44, Norrköping
- Carlsson, B. (1985)
Vindförluster vid mätning av snönederbörd med SMHI-neder-
bördsmatären.
SMHI, HO-Rapport nr 25
- Carlsson, B., and Svensson, U. (1984)
Wind correction factors for snow precipitation gauges.
Proceed. of the Fifth Northern Research Basins Symposium,
Vierumäki, Finland, March 19 - 23, 1984
- Charbonneau, R., Fortin, J.P., Morin, G. (1977)
The CEQUEAU Model: Description and examples of its use in
problems related to water resources management.
Hydrological Sciences Bulletin, IAHS, 22(1)
- Eriksson, B. (1978)
En jämförelse mellan nederbördsräkningar i Blaikliden med
mätare försedd med vanlig vindskärm och med speciellt vind-
skydd.
SMHI, Klimatbyrå, Medd. nr 2, 1978 (stencil)
- Eriksson, B. (1981)
Den "potentiella" evapotranspirationen i Sverige.
SMHI, Rapport nr RHO 27, Norrköping

- Eschner, A., och Leonard, E.R. (1968)
Albedo of intercepted snow.
Water Resources Research, Vol. 4, No.5
- Gottschalk, L., and Jutman, T. (1979)
Statistical analysis of snow survey data.
SMHI, Rapport nr RHO 20
- Granberg, H. (1978)
Snow accumulation and roughness changes through winter at a forest-tundra site near Schefferville, Quebec.
Proceed. Modeling of Snow Cover Runoff, Hanover, New Hampshire, 26 - 28 Sept, 1978
- Gray, D.M. and Male, D.H. (ed.) (1981)
Handbook of snow.
Pergamon Press
- Grip, H. (1971)
Erfarenheter från en snötaxering i Kloten.
Snötaxering, Nordiskt expertmöte, Lammi 21 - 32 mars 1971
Nordic IHD Report No. 1
- Hedin, L. (1971)
Hydrological investigation in representative basin Kassjöån.
SMHI, IHD-Rapport nr 16
- Institute of Hydrology (1984)
Research Report 1981 - 1984.
Wallingford, England
- Johnsrud, M. (1981)
Maling av snøens vannekvivalent ved naturlig gammastråling under norske forhold.
Hovedfagsoppgave i Geofysikk, Univ. i Oslo
- Johnsrud, M. (1985)
En undersøkelse av snøfordelingen i tre Sør-Norske højfjellsfelt.
Oppdragsrapport 4 - 85, NVE, Vassdragsdirektoratet, Hydr. avd.
- Kaitera, P., and Teräsvirta, H. (1972)
Snow evaporation in South and North Finland, 1969/70 and 1970/71.
Aqua Fennica 2:11-19
- Karlström, C. (1975)
Vattenbalansstudier i Sverige.
Vannet i Norden 3-1975
- Keller, H.M. (1978)
Snow cover in forest stands.
International Seminar: Mountain Forest and Avalanches, Sept. 25 - 28, 1978, Davos, Switzerland
- Killingtveit, Å., and Aam, S. (1978)
En fordelt model for snøakkumulering og -avsmeltning.
EFI-Institutt for Vassbygging, NTH, Trondheim, Norge
- Konovalov, V.G. (1979)
Calculation and forecast of glacier melt in Middle Asia.
(In Russian) Gidrometeoidat, Leningrad; USSR
- Krestovskiy, O., Postnikov, A., and Sergeyeva, A. (1979)
Estimation of evaporation from forest in early spring.
Soviet Hydrology 18, 3:181-186
- Kuittinen, R. (1985)
Report on application of remote sensing to hydrology in the Nordic countries.
NHP Report No. 9
- Kuusisto, E. (1978)
Optimal complexity of a point snowmelt model.
Proceedings: Modelling of Snow Cover Runoff, Hanover, New Hampshire, U.S. Army, CRREL
- Kuusisto, E. (1984)
Snow accumulation and snowmelt in Finland.
Publication of the Water Research Institute No. 55, National Board of Waters, Helsinki, Finland

- Kuz'min, P.P. (1972)
Melting of snow cover.
U.S. Department of Commerce, National Technical Information Service.
Translated from Russian by the Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem
- Leavesley, G.H., and Striffler, W.D. (1978)
A mountain watershed simulation model.
Proceedings of Meeting/Workshop on Modelling of Snow Cover Runoff, Hanover, New Hampshire, U.S. Army, CRREL
- Lemmälä, R., och Kuusisto, E. (1974)
Evaporation from snow cover.
Hydrological Sciences Bulletin XIX, 4, 12/1974
- Lundquist, D. (1981)
Snömodellstudier i Dyrödal.
Norwegian Hydrological Committee, Internal Report No. 5, Oslo, Norway
- Morris, E.M. (1980)
Forecasting food flows in grassy and forested basins using a deterministic distributed mathematical model.
Proceedings of the Oxford Symposium on Hydrological Forecasting, April, 1980. IAHS-AISH Publ. No. 129
- Morris, E.M. (1985)
Snow and ice.
In: Hydrological Forecasting, edited by Anderson, M.G., and Bart, T.P.
John Wiley and Sons, Chichester
- Nielsen, S.D., and Hansen, E. (1973)
Numerical simulation of the rainfall-runoff process on a daily basin.
Nordic Hydrology, Vol. 4, No.3
- Nilsson, J., och Sjödin, N. (1986)
Frys förluster av vatten.
SMHI, HOH-PM nr 67 (stencil)
- Nyberg, A. (1965)
A study of the evaporation and condensation at a snow surface.
Arkiv för Geofysik, Band 4, nr 30
- Pelkonen, P. (1981)
Recovery and cessation of CO₂ uptake in Scots pine at the beginning and at the end of the annual photosynthetic period.
Univ. of Helsinki, Dept. of Silviculture, Research Note 30, 95 p
- Pershagen, H. (1969)
Snötäcket i Sverige 1931-60.
SMHI Medd. Serie A, nr 5
- Quick, M.C., and Pipes, A. (1972)
Daily and seasonal runoff forecasting with a water budget model.
UNESCO/WMO, International Symposium on the Role of Snow and Ice in Hydrology, Measurement and Forecasting, Banff
- Rango, A., and Martinec, J. (1979)
Application of a snowmelt-runoff model using Landsat data.
Nordic Hydrology, Vol. 10, No.4
- Rosén, K. (1984)
Effect of clear-felling on runoff in two small watersheds in central Sweden.
Forest Ecology and Management, 9 (1984), 267 - 281
- Sandberg, G. (1983)
Lägesrapport för projektet "Analys av stora prognosfel".
SMHI, HOH PM nr 15, Norrköping
- Seppänen, M. (1961)
On the accumulation and the decreasing of snow in pine dominated forest in Finland.
Fennia 86, No. 1, Helsinki
- Sturges, D. (1986)
Precipitation measured by dual gages, Wyoming-shielded gages, and in a forest opening.
In: Proceedings of the symposium: Cold Regions Hydrology, University of Alaska - Fairbanks, Fairbanks, Alaska

- Sugawara, M., Ozaki, E., Watanabe, I., and Katsuyama, Y.
(1974)
TANK-model and its application to Bird Creek, Wollenski
Brook, Bihin River, Kitsu River, Sanaga River and Nam Mune.
Research Notes of the National Center for Disaster Preven-
tion, No. 11, Tokyo
- Svensson, U. (1986)
Beräkning av de aerodynamiska förlusterna för SMHIs neder-
bördsräknare.
(Stencil)
- Turčan, J. (1981)
Empirical-regressive forecasting runoff model.
Proceedings of Conference VUVH, Bratislava, 1981
- Tveit, J. (1980)
Representativitet av snømålesystem ut fra topografiske og
morfometriske parametrar.
Institutt for Vassbygging, Norges Tekniske Høgskole, Univ. i
Trondheim
- Tveit, J., og Svaerd, R. (1982)
Representativt snømåleopplegg for feltet til Olstappen i
Vinstra.
Arbeidsrapport, Institutt for Vassbygging, Serie i Hydrologi,
Norges Tekniske Høgskole i Trondheim
- Ulriksen, P. (1984)
Snötaxering med radar.
Inst. för Geoteknologi, Lunds Universitet
- Ulriksen, P. (1982)
Application of impulse radar to civil engineering.
Doctoral thesis, Lund University of Technology, Department of
Engineering Geology, Lund, Sweden
- U.S. Corps of Engineers (1956)
Snow hydrology.
North Pacific Division, Portland
- U.S. Corps of Engineers (1960)
Runoff from snowmelt.
EM 1110-2-1406, Washington, D.C.
- U.S. Corps of Engineers (1972)
Program description and users manual for SSARR model.
U.S. Army Engineering Division, North Pacific, Portland
- Vehviläinen, B. (1985)
Snömodellering och prognoser - Finska erfarenheter.
Vannet i Norden No. 4, 1985
- Waldenström, A. (1975)
Hydrologiska undersökningar i Kassjöåns representativa
område.
Medd. nr IV: Snötaxering 1974 och vattenomsättning 1969-73.
SMHI HB-Rapport nr 8, Stockholm
- Wallén, C.C. (1951)
Nederbörden i Sverige. Medelvärden 1901 - 1930.
Medd. från Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut,
Serie A, nr 4, Stockholm
- Wallén, C.C. (1966)
Global solar radiation and potential evapotranspiration in
Sweden.
SMHI Medd. Serie B, nr 24
- WMO (1986)
Intercomparison of conceptual models of snowmelt runoff.
Operational Hydrology Report No. 23, Genève
(In press)
- Zakrisson, K.-Å. (1984)
Snömätning med sond och snörör.
Handledning, Naturgeogr. Inst., Stockholms Universitet
- Zakrisson, K. (1980)
Vårflödesprognoser med utgångspunkt från snötaxeringar i
Malmagenområdet.
STOU-NG 40, Stockholm





Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 Norrköping. Tel 011-158000. Telex 64400 smhi s.