

Pentti Kaitera

**Om uppskattning av högvattenmängder vid projektering av
torrlägningsföretag i Finland**

Grundförbättring, H.1, 1953, s. 13–27.

© Sveriges lantbrukuniversitet SLU

Om uppskattning av högvattenmängder vid projektering av torrlägningsföretag i Finland

Av professor PENTTI KAITERA, Helsingfors

Växlingarna i nederbörds mängden äro relativt små i olika delar av Finland. I norra Finland är den årliga nederbörden ung. 500 mm och i södra Finland 600—650 mm. Då även avdunstningen minskar mot norr följer härav, att medelavrinningen är ungefär lika stor i landets olika delar, nämligen ca 10 l/s.km². Den varierar inom olika nederbördsområden från 7 till 13 l/s.km². I Sverige är motsvarande värden följande (7): medeltal 14 l/s.km² och gränsvärdena 6 och 30 l/s.km², och i Norge 25 respektive 12 och 80 l/s.km². Som av dessa siffror framgår, är medelavrinningen och dess växlingar i Finland lägre än motsvarande i Sverige och Norge, vilket bl. a. beror på den flacka och låglänta terrängen i Finland. Enligt BERGSTENS (1) och SOEGNENS (9) undersökningar uppskattar man i Sverige och Norge högvattenmängden på basis av medelavrinningen. I Finland är detta inte möjligt, ty fastän medelavrinningen i hela landet är i det närmaste konstant, varierar högvattenmängderna betydligt i landets olika delar. Detta beror på att snösmängderna varierar avsevärt mellan olika områden. De vid snösmältningen frigjorda vattenmängderna äro de som förorsaka de största flödena årligen. På bild 1 ser man snöns maximala djup omräknat till mm vattenpelare i glesare skogar i olika delar av landet, räknat som medeltal under 50-årsperioden 1892—1941.

Den vid snösmältningen frigjorda vattenmängden per arealenhet är i mellersta och norra Finland större än den fallna nederbörds mängden under samma tidsperiod, om denna är åtminstone 5 dagar. I södra Finland äro dessa vattenmängder nästan lika stora, men då jordens magasineringsförmåga på våren är i minimum, är t. o. m. i södra Finland de högvattenmängder, som förorsakas av snösmältningen i medeltal större än de av regn förorsakade högvattenmängderna. I norra Finland, norr om Oulunjoki-älv, förorsakar snösmältningen nästan varje år det största flödet. Däremot förorsakar regnen i landets södra delar de största flödena 10—25 gånger på 100 år. Frekvensen är beroende på sjöprocenten och nederbördsområdets storlek i respektive vattendrag (4).

Av dessa uppgifter framgår, att då man uppskattar vattenmäng-

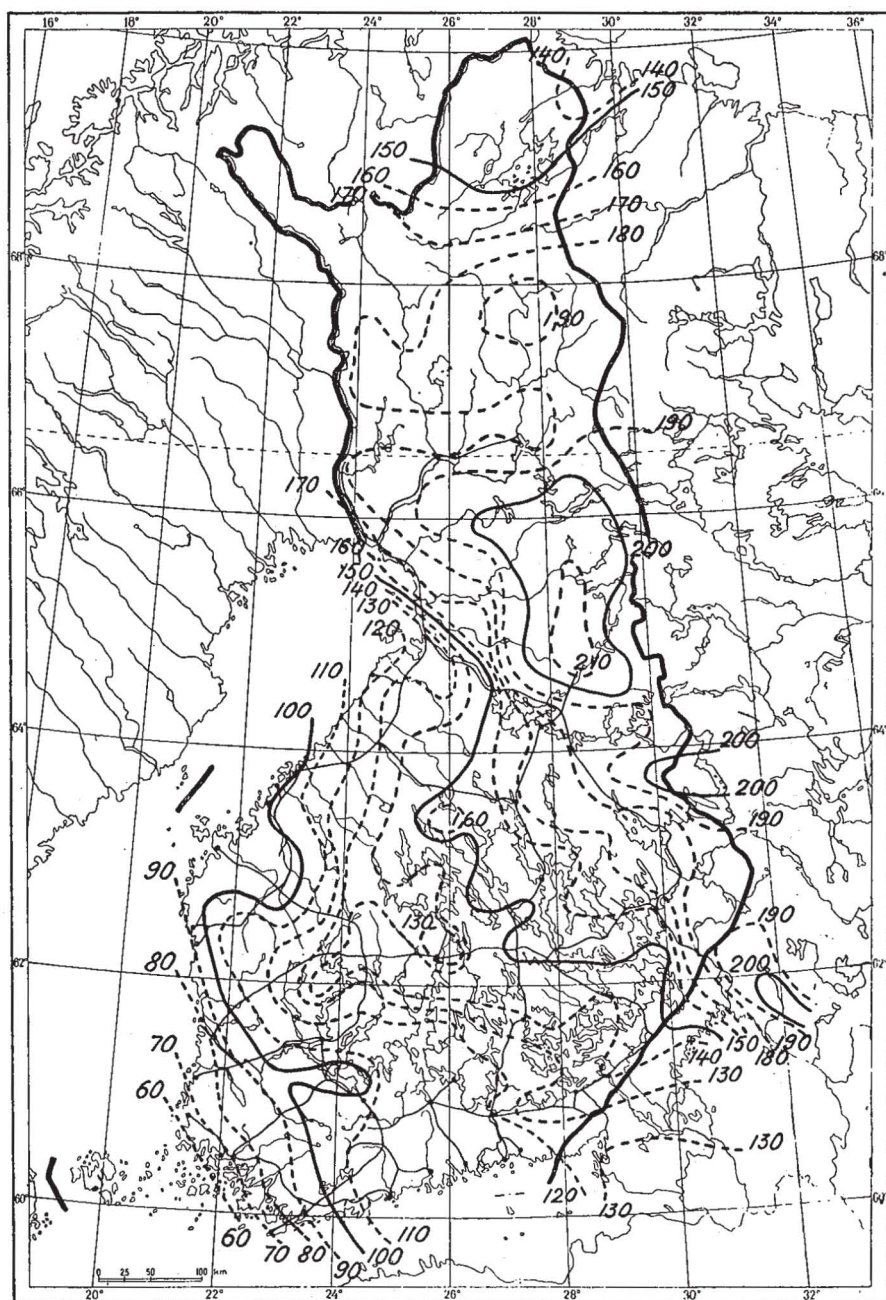


Fig. 1. Karta över snötäckets maximala djup uttryckt i mm vattenpelare i glesa skogar i Finland, medeltal för vintrarna 1892—1941.

derna vid projektering av torrlägningsföretag, bör man i hela landet utgå från de av snösmältningen förorsakade högvattenmängderna. Detta av desto större anledning som just våren är den viktigaste tidpunkten med avseende på torrläggningen.

Ett annat spörsmål, som dyker upp i sammanhang med dessa uppskattningar, är frågan om vilka högvattenmängder man egentligen bör utgå ifrån. Såsom känt varierar högvattenmängderna betydligt från år till år. Man frågar sig, om man skall dimensionera torrlägningskanaler med hänsyn till medelhögvattenmängden eller till högsta högvattenmängden under 10, 50 eller 100 år. Om man t. ex. utför en torrläggning så grundligt, att även mindre, låglänta ställen blir fria från de högsta flödena, kan torrlägningskostnaderna bli så pass stora, att företaget blir oräntabelt. Därför måste man ibland tillåta, att högvattenytan får stiga till markytan på de lägsta ställena, exempelvis en gång på tio år. Om det finns bebyggelse inom meliorationsområdet, är saken klar. Man försöker då få området helt och hållet fritt från översvämningar. Vanligen uppskattar man vid projektering av ett torrlägningsföretag ifråga om odlade arealer först medelhögvattenmängderna, och till det sålunda erhållna vattenståndet fogas en viss säkerhetsmarginal. I mindre vattendrag har denna marginal varit ung. 50 cm men i större vattendrag kan den stiga ända till en meter.

Under sista tiden har man även börjat fästa uppmärksamhet på de dämningar som förorsakas av isen under högvattentid, men tills vidare har man inte kunnat bestämma de regler enligt vilka dessa dämningar skulle uppskattas. Det här problemet är aktuellt särskilt i Österbotten, där det finns bäckar och öar med sjöfattiga nederbördsområden.

Förhållandet mellan observationsperiodens högsta högvattenmängd och medelhögvattenmängd är i Finland på det hela taget konstant i hela landet och i olika vattendrag. Sålunda är en sådan högvattenmängd, som förekommer en gång på 20 år, ca 1,5 gånger medelhögvattenmängden, och en högvattenmängd, som förekommer en gång på 50 år, ca två gånger medelhögvattenmängden. Även med hänsyn till dessa förhållanden är det vid uppskattning av högvattenmängderna lämpligt att utgå från medelhögvattenmängderna.

De väsentligaste faktorer, vilka inverka på de olika vattendragens högvattenmängder i Finland, är följande:

- de vid snösmältningen frigjorda vattenmängderna,
- nederbördsområdets storlek,
- nederbördsområdets sjöprocent,
- sjöarnas läge inom nederbördsområdet,
- nederbördsområdets åkerprocent,
- jordartsförhållandena inom nederbördsområdet.

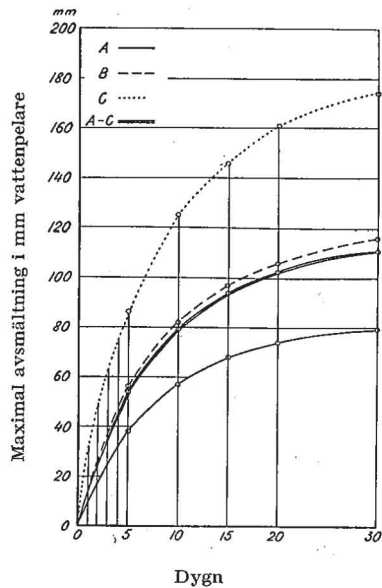


Fig. 2. Snötäcket's maximala minskning i mm vattenpelare i olika delar av landet (A = södra Finland, B = mellersta Finland, C = norra Finland) när smältningsperioden varierar 0—30 dygn.

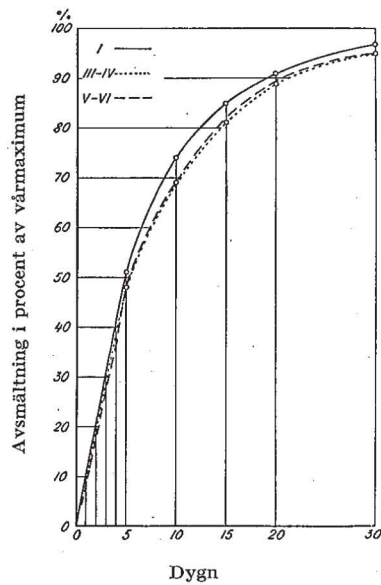


Fig. 3. Snötäcket's [maximala minskning i procent av snötäcket's maximala vattenhalt på våren, när smältningsperioden varierar 0—30 dygn (A, B och C äro desamma som i fig. 2).

Tabell 1. *Observationsmedeltalen i olika grupper.*

Nr	Nederbördsområdets		Snötäckets maximala vattenhalt mm	Medelhögvat- ten mängd l/s. km ²
	areal km ²	sjöprocent		
1	13,0	0,9	117	130
2	68	1,4	100	109
3	175	1,5	100	93
4	745	1,6	111	88
5	1 900	2,2	126	84
6	4 200	2,1	105	54
7	30 200	2,5	162	60
8	190	4,9	117	64
9	560	5,1	119	55
10	1 650	4,3	134	66
11	3 900	4,7	154	79
12	27 000	5,1	187	53
13	17,2	9,7	153	79
14	70	8,8	131	56
15	200	9,6	106	34
16	640	9,3	112	34
17	1 770	9,4	124	41
18	5 500	9,8	170	35
19	267	15,6	102	21
20	555	14,1	154	37
21	1 860	13,4	144	25
22	9 520	14,8	125	16
23	19 700	13,6	139	17
24	24,6	21,4	117	23
25	58	22,1	117	13
26	608	24,0	115	14
27	1 670	23,5	135	16
28	5 400	22,0	115	12
29	39 700	19,5	133	11

I Finland har gjorts undersökningar över hur snabbt snön smälter på våren (5 och 4). Resultaten av dessa undersökningar framgår av fig. 2 och 3. På fig. 2 är smältvattenmängderna under olika långa tidsperioder och uppmätta i olika delar av landet angivna i millimeter. Sålunda är de i norra Finland dubbelt så stora som i södra Finland. Av fig. 3 framgår motsvarande värden, uttryckta som relativa värden av snötäckets maximala vattenhalt. Vad dessa relativa värden beträffar, kan man konstatera en likhet mellan landets olika delar. I norra Finland förflyttas snösmältningstiden till en senare vårperiod, och

emedan dagarna då är längre, smälter snön i det närmaste lika hastigt som i södra Finland, trots att snötäcket i norra Finland är mycket djupare. I allmänhet har hela snötäcket smält på 30 dygn. Då snösmältningen är som mest intensiv, kan ung. hälften av snömassorna smälta på 5 dygn. Denna maximala smältningssfas inträffar vanligen i slutet av snösmältningstiden, dvs. när åkrarna blir fria från snötäcket. Vid denna tidpunkt är även vårflödet som störst i små avloppskanaler och vattendrag med liten sjöprocent.

Av fig. 4 och 5 framgår motsvarande absoluta och relativa snösmältningensvärden för olika terrängtyper, för täta och glesa skogar samt för åkrar. Även i detta fall kan man konstatera, att de kurvor, vilka åskådliggör relativa snösmältningensvärden, har ungefär samma förlopp.

Det har alltså framgått, att den relativa snösmältningshastigheten är lika stor såväl i olika delar av landet som inom olika terrängtyper. Detta faktum har en viss betydelse, när det gäller att utveckla metoder med vilka man kan uppskatta högvattenmängderna. Snösmältningshastigheten i mm i olika delar av landet är proportionell mot snötäckets maximala vattenhalt på våren.

Hydrografiska Byrån och Lantbruksstyrelsens ingenjörsavdelning har utfört hydrografiska observationer vid olika vattendrag. Jag har samlat ihop sådana observationer under tidsperioden 1911—1948, vilka ansetts vara tillräckligt pålitliga och där observationsperioden har varit åtminstone 5 år, och bestämt medelhögvattenmängderna, som förorsakats av snösmältningen (4). Sådana observationer har utförts i 184 vattendrag. Storleken av nederbördsområdena i dessa vattendrag har varierat mellan 4 och 61 300 km² samt sjöprocenten mellan 0 och 29. För varje område har även bestämts snötäckets maximala vattenhalt under respektive tidsperiod, vars medelhögvattenmängd medtagits i beräkningarna. Hela materialet har därefter grupperats med avseende på nederbördsområdets storlek samt sjöprocenten. I tabell 1 har medeltalen i olika grupper sammanställts.

För att få fram nederbördsområdets inverkan på avrinningen har gruppmedelvärdena först korrigerats enligt tidigare angivna formler (2, 3, 6), på så sätt att medelhögvattenmängderna motsvara snötäckets maximala vattenhalt 130 mm och grupperna 1—7 sjöprocenten = 1,5, grupperna 8—12 sjöprocenten = 5, grupperna 13—18 sjöprocenten = 9,5, grupperna 19—23 sjöprocenten = 14 och grupperna 24—29 sjöprocenten = 22. Vi har alltså fem observationsserier där endast nederbördsområdets areal är variabel. Resultaten av dessa korrekationer framgår av fig. 6. Punkterna i varje observationsserie har sammanbundits med streckade linjer. Dessutom har inlagts fem parallella linjer, vilka visa de ungefärliga medelvärdena i varje serie. Med utgångs-

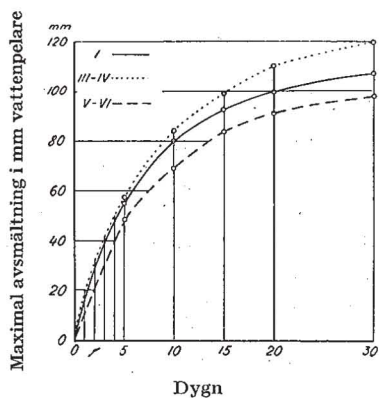


Fig. 4. Snötäckets maximala minskning i mm vattenpelare i olika terrängtyper (I = åker, III—IV = glesa skogar, V—VI = täta skogar), när smältningsperioden varierar 0—30 dygn.

punkt från dessa linjer kan man dra den slutsatsen, att när nederbördsområdets areal ökar, minskar avrinningen i omvänd proportion till åttonde roten av nederbördsområdets areal.

Några punkter i fig. 6 avvika väsentligt från dessa parallella linjer. Sådana punkter, där gruppmedelvärden bildats av 2—3 observationsserier och där sjöarnas läge på något nederbördsområde har varit

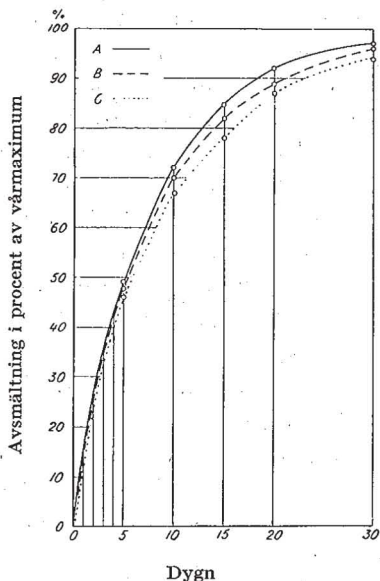


Fig. 5. Snötäckets maximala minskning i procent av snötäckets maximala vattenhalt på våren, när smältningsperioden varierar 0—30 dygn (I, III—IV och V—VI äro samma som i fig. 4).

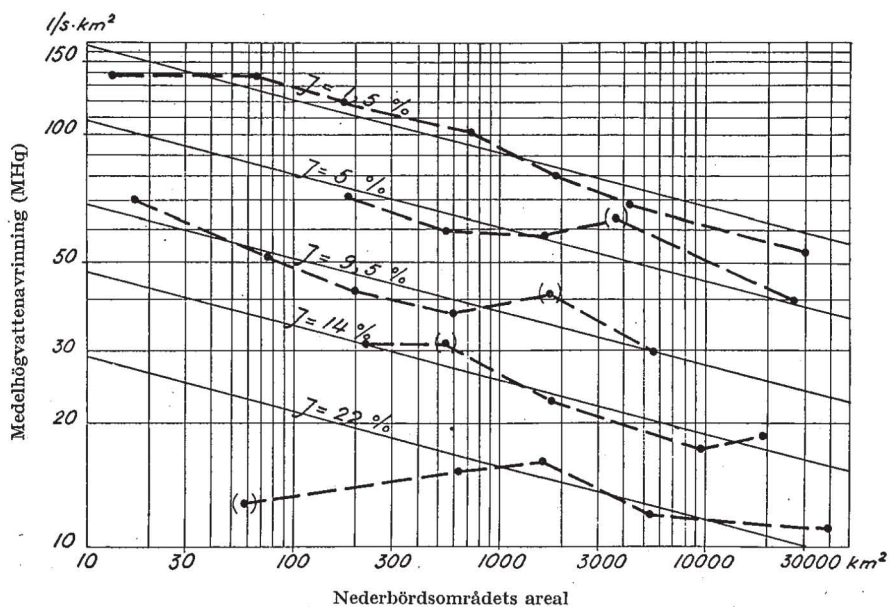


Fig. 6. Medelhögvattenavrinningen i olika storleksgrupper, när sjöprocenten i gruppserierna är 1.5, 5, 9.5, 14 och 22 % samt snötäckets vattenhalt 130 mm.

orsak till medelhögvattenmängdens stora avvikelse, ha satts inom parentes. Denna fråga behandlas senare.

För att samtidigt kunna få fram nederbördsarealens, sjöprocentens och snösmältningens inverkan på högvattenmängderna, har jag upprättat ett nomogram (fig. 7), där värdet L kan erhållas ur fig. 1. Den med pilar försedda streckade linjen visar hur nomogrammet kan användas. I detta exempel är sjöprocenten 11.5, nederbördsområdets areal 28 km^2 och snötäckets vattenvärde 140 mm (dvs. snötäckets djup motsvarar en vattenpelare av 140 mm). MHq blir då 55 l/s.km^2 . När L -värdet bestämmes ur fig. 1, måste man komma ihåg, att detta visar snötäckets vattenvärde i glesa skogar under tidsperioden 1892—1941. Såsom framgår av fig. 4, är snötäckets vattenvärde något större i glesa skogar än i täta skogar eller på åkrar. Dessutom har tidsperioden 1892—1941 varit synnerligen snörik. SEPPÄNEN (9) har upprättat en karta över snötäckets maximala vattenvärde under tidsperioden 1936—1950 på grundval av Hydrografiska Byråns linjemätningar, enligt vilken snötäckets vattenvärde är 15—30 % mindre än i fig. 1. Jag har gjort jämförelser mellan medelhögvattenmängderna i sådana vattendrag, där observationer utförts under tidsperioden 1892—1950. Enligt dessa observationer är medelhögvattenmängderna under tidsperioden 1936

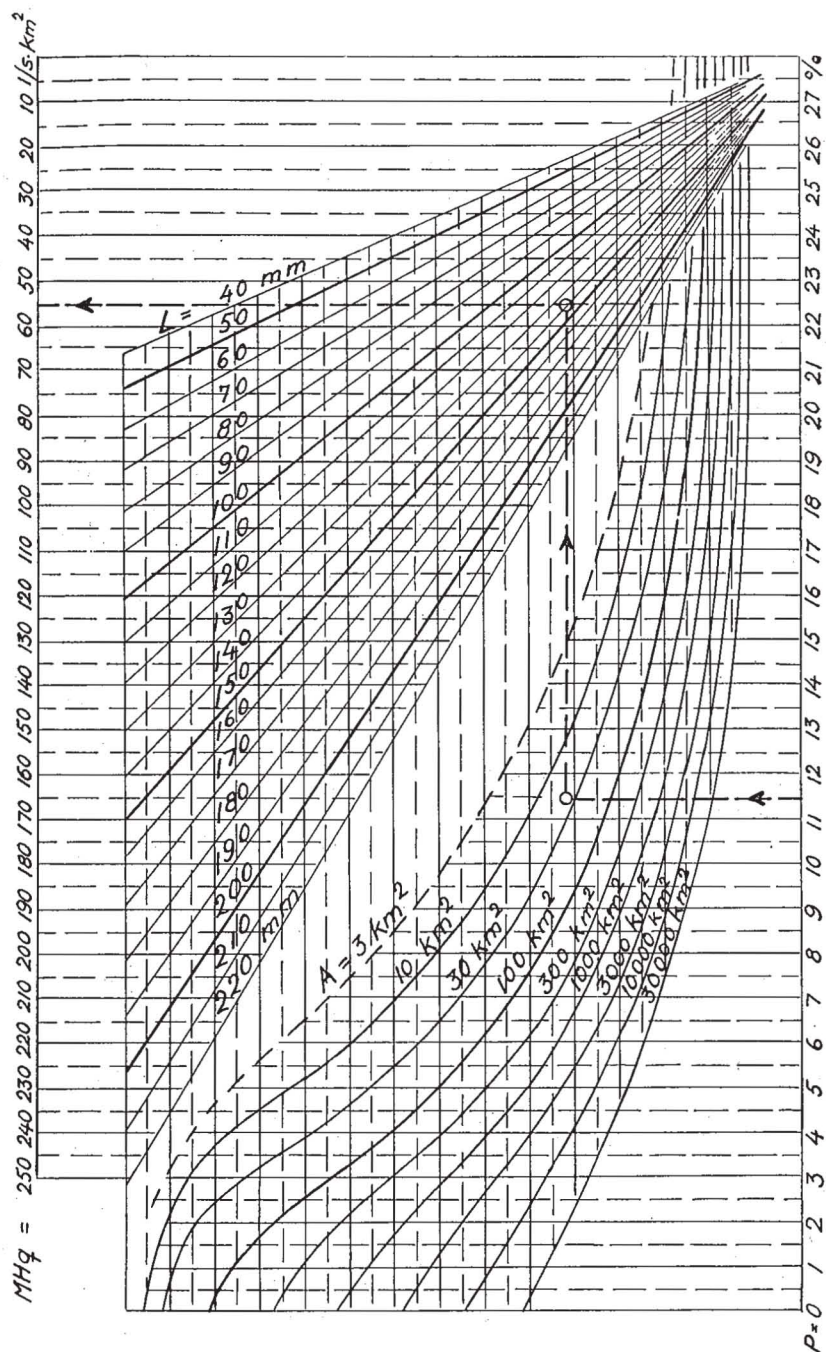


Fig. 7. Nomogram för uppskattning av medelhögvattenavrinning (MHq) med hänsyn till sjöprocent (P), nederbördsområdets areal (A) och snötäckets maximala djup i mm vattenpelare under vårvintern (L).

—1950 endast 80—90 % av motsvarande värden under tidsperioden 1892—1941. Då klimatets långvariga variationer kan förorsaka, att vi återigen gå mot snörika vintrar är det enligt min uppfattning säkrare att använda kartan, fig. 1 än de senaste årtiondenas låga siffror när man bestämmer snötäckets vattenvärde. Vi har desto större orsak därtill, då vårens högvattenmängd i mindre vattendrag inträffar samtidigt med islossningen, som höjer vattendragets högvattenstånd.

Av fig. 7 framgår, att i små och sjöfattiga nederbördsområden varierar avrinningen inte enligt samma lagar som i stora och sjörika områden. Orsaken därtill är, att avrinningen i små och sjöfattiga arealer har nästan samma intensitet som snösmältningen, och i normala fall är avrinningens intensitet inte större än snösmältningens intensitet.

Då man genom ovannämnda metod bestämmer högvattenmängder i vattendrag, där även direkta observationer gjorts, finner man, att i några fall de uppskattade värdena avvika rätt mycket från de observerade värdena. I de flesta fall har orsaken därtill varit sjöarnas läge i nederbördsområdet. Fig. 8 visar ett exempel härpå. Lestijoki vattendrag har en stor sjö i översta ändan av nederbördsområdet. Vid pegeln 135 är nederbördsområdets areal 380 km² och sjöprocenten 28,8 % och vid pegeln 136 1 195 km² resp. 9,8 %. Observerade MHq-värden äro 15 och 100 l/s.km². Enligt nomogrammet blir motsvarande värden 20 och 40 l/s.km². Om man bestämmer MHq-värden för nederbördsområdet mellan peglarna 135 och 136 får man betydligt större värden än för hela nederbördsområdet vid pegeln 136, vilket visar, att metoden inte kan användas mekaniskt. Därför har jag använt följande korrigeringsmetod. I sådana fall, där sjöprocenten på nedersta delen av nederbördsområdet är mycket mindre än på översta delen, har avrinningen för dessa delar bestämts var för sig varjämte den översta delen minskats med 25 %. Därefter har de uppskattade högvattenmängderna summerats, och på detta sätt har avrinningen från hela området bestämts. I exemplet i fig. 8 bli de uppskattade och enligt angivna metod korrigerade MHq-värden 15 och 86 l/s.km², vilka sålunda ganska väl överensstämma med de observerade värdena. Ovannämnda procenttal 25 är medeltal av 10 fall, där sjöarnas lägen ha varit ung. desamma som i fig. 8.

En annan korrigering, som kommer ifråga, gäller åkerarealens inverkan på medelhögvattenavrinningen. Sådan korrigering behöver endast göras i de fall, då sjöprocenten är mindre än 3, emedan sjöarnas utjämnande inverkan på avrinningen är så pass stor, att åkerarealens inverkan kan negligeras i sjörika områden. Den tidigare snösmältningen och vattnets hastigare avrinning från åkerjord i jämförelse med skog åstadkommer en minskning av högvattenavrinningen på



Fig. 8. Karta över Lestijoki vattendrag.

områden med låg åkerprocent. Men då den relativa åkerarealen överstiger ung. 30 %, ökar avrinningen med stigande åkerprocent. För att få frågan belyst, har jag bestämt medelhögvattenavrinningen för 28 mindre sjöfattiga områden och indelat dem i fyra grupper med avseende på åkerprocenten. Efter korrigering till samma storlek, sjöprocent, och snötäckets vattenhalt på nederbördsområden har jag fått följande relativa MHq-värden i olika grupper (varje grupp omfattar 7 områden):

Åkerprocent	Avrinning
2	100
15	82
30	86
43	119

Resultaten ha återgivits i fig. 9, där kurvan visar den uppskattade inverkan av åkerprocenten. De streckade linjerna ange teoretiska variationsgränser, om avrinningen från åkern är två gånger så stor som från skogsmark. Man måste dock taga hänsyn till att snötäckets vattenvärde på åker är ung. 10—20 % mindre än i glesa skogar.

Då man sålunda med tillhjälp av nomogrammet (fig. 7) bestämmer medelhögvattenavrinningen samt beaktar de anförda korrigeringsfak-

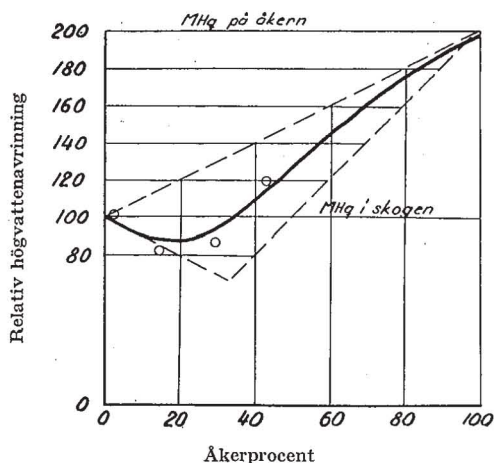


Fig. 9. Åkerprocentens inflytande på medelhögvattenavrinningen om avrinningen från skogen är = 100 och från åkern = 200.

torerna, skiljer sig de uträknade värdena från de verkliga värdena från samtliga 184 vattendrag med i medeltal $\pm 15\%$. Avvikelsen har varit mindre än 10% i 114 fall, mellan 11 och 20% i 39 fall, mellan 21 och 50% i 27 fall och större än 50% i 5 fall.

En del av de områden för vilka de största avvikelserna från de verkliga avrinningsvärdena inträffat, är belägna i trakter av Salpausselkä-åsen, och det är sannolikt, att jordartens stora vattengenomsläpplighet i dessa trakter varit orsaken till de alltför låga värdena. I allmänhet har dock jordlagren vid Finlands vattendrag en sådan genomsläpplighet, att dennas inverkan blir mindre betydande, detta framför allt på grund av att marken om våren är frusen och variationerna i genomsläppligheten därför blir mindre. Men när det är fråga om invallningsföretag, där hela nederbördsområdet kan utgöras av odlad jord, kan på genomsläppliga jordar jordens magasineringsförmåga neutralisera den ökning av högvattenavrinningen som förorsakas av den stora åkerprocenten. Sålunda kan den sprickbildning, som uppstår i gyttejeleror efter torrläggning, bilda ett så pass stort vattenmagasin i jorden, att en stor del av smältvattnet kan magasineras.

Vad uppskattning av högvattenmängder vid projektering av invallningsföretag beträffar, måste man även beakta, att pumparna måste vara stillastående några timmar pr dygn. Dessutom blir situationen kritisk, om pumparna inte äro tillräckliga även för de högsta högvattenmängderna. Därför har jag rekommenderat, att enligt nomogram (fig. 7) uppskattade högvattenmängder multipliceras med siffran 1,5

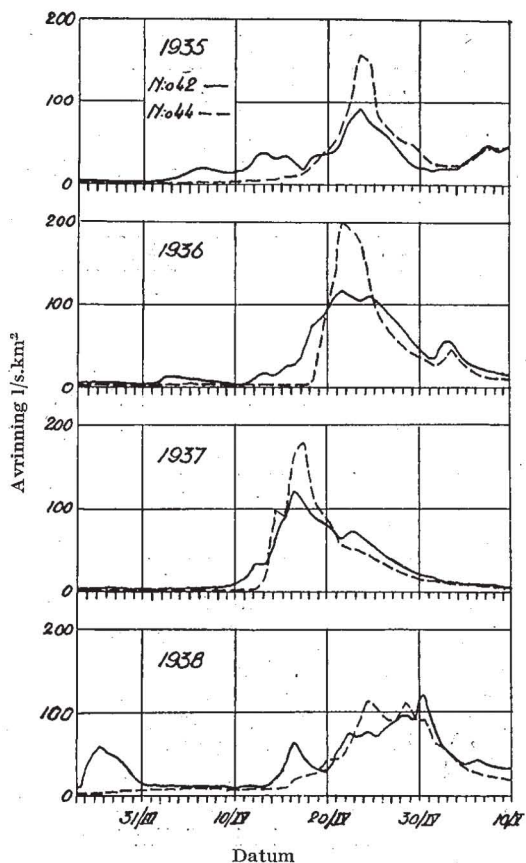


Fig. 10. Avrinningen från Rausenoja (N:o 42, areal = 4,5 km²) och Huhtisuoja (N:o 44, areal = 4,9 km²) under vårarna 1935—1938.

(motsvarar 20-årsperiodens högsta högvattenmängd), och vidare om nederbördsområdet i sin helhet är odlat och består av lerjord, ännu en gång multipliceras med 1,5. I de fall då jorden utgöres av gyttja, gyttjeler eller finsand, kan den sistnämnda multipliceringen utelämnas. Sålunda blir den uppskattade avrinningen beträffande invallningsföretag vanligtvis mellan 200 och 300 l/s.km².

Det finns ännu några faktorer, som inverkar på medelhögvattenavrinningen. Ett förhållande, som äger sitt speciella intresse är det, att medelhögvattenavrinningen i kuperad terräng i Finland i allmänhet inte skiljer sig från motsvarande avrinning i flack terräng. Detta får sin förklaring däri, att höjdskillnaderna är små. En annan sak att observera är att snösmältningen på sluttningar är beroende av sluttningens riktning och fall. Snön smälter tidigare på sydsluttningar än på nordsluttningar. Vidare börjar avrinningen i backig terräng vid

ett relativt tidigt skede om våren, medan snötäcket i flack terräng kvarhåller smältvatten, som först vid ett senare skede, just då avrinningen i avloppskanaler och bäckar har nått sitt maximum, söker sig till vattendragen. Dessa förhållanden tendera sålunda att motverka den ökning av högvattenavrinningen som uppstår till följd av ökad kupering av terrängen.

Denna fråga kommer även fram i samband med ett annat spörsmål. Man får ofta höra bland jordbrukarna, att översvänningsfaran skulle öka vid nedre loppet genom ovanliggande mossars torrläggning. Vad speciellt de av snösmältningen förorsakade högvattenmängderna beträffar, har vissa observationer visat, att förhållandet kan vara det rakt motsatta. Detta framgår av fig. 10, som visar avbördningen från två närbelägna områden, vilkas areal är 4,5 km² och 4,9 km². På det ena området finns ung. 50 % odikade myrmarker, på det andra finns ung. 40 % myrmarker, varav en stor del utgöres av åker. Avrinningen från dessa åkrar börjar om våren redan vid ett tidigt skede, och när det största flödet för hela området inträffar, har en avsevärd del av smältvattnet hunnit rinna bort. Däremot börjar avrinningen från odikade myrmarker först i snösmältningens slutskede, och nästan allt smältvattnet avrinner samtidigt. Dikningens inverkan på högvattenavrinningen kan även vara ökande, exempelvis då det är fråga om ett skogsbevuxet kärr, vars yta är gropig och ytfördjupningarna kan magasinera en stor del smältvatten. Om man däremot dikar en jämn och öppen myr, där grundvattenytan befinner sig i markytan, förefaller det som om dikningen särskilt i snörika trakter skulle förorsaka en minskning av högvattenmängden.

Man bör uppmärksamma, att de egenskaper, vilka framkommit i samband med högvattenmängderna i Finlands vattendrag, till en del beror på det faktum, att snösmältningen förorsakar det största flödet. I de fall högvatten förorsakas av regn, gäller inte några av de relationer, som tidigare nämnts. Nederbördsområdets storlek t. ex. inverkar i detta fall på annat sätt. På större områden smälter snön vid ungefär samma tidpunkt och med samma intensitet över hela området. Vid regnflöde däremot är den faktor, som förorsakar högvattenavrinningen, dvs. regnets intensitet per arealenhet, beroende på områdets storlek. Vad beträffar den kuperade terrängens inverkan, kan man konstatera, att under kraftiga regn rinner vattnet genast till avloppsdikena och lutningens inverkan på vattenhastigheten kan vara bestämmande även i fråga om högvattenavrinningen. Dessutom stiga även nederbördsmängderna med ökad höjd vid stora höjdskillnader. Således öka de av regn förorsakade högvattenmängderna vanligtvis på backar och fjällområden.

Man måste observera, att de variationer i högvattenmängderna, som förorsakas av klimatiska växlingar, är så pass stora, att man behöver långvariga observationer innan man får tillräckligt säkra medelvärden för högvattenavrinningen. Om man exempelvis jämför 5—10-års medeltal, kan dessa avvika från medeltalen för en längre period med ända till 15—30 %. Genom att uppskatta högvattenavrinningen på basis av nederbördsområdets egenskaper kan man få nästan lika stor noggrannhet som enligt 5—10 års observationer. Detta betyder givetvis inte, att observationerna äro utan nytta. Genom att jämföra utförda observationer med uppmätta värden under en lång följd av år på motsvarande vattendrag i närheten, kan man få en uppfattning om inverkan av observationsperiodens väderlek på resultaten. Särskilt när det är fråga om större vattendrag äro observationer nödvändiga även för hydrauliska beräkningar. Men på mindre områden får man en tillräcklig noggrannhet genom att uppskatta högvattenmängderna på basis av nederbördsområdets egenskaper. Man bör beakta, att i mindre vattendrag ett 15—20 %:s fel i högvattenmängden förorsakar bara ca 10—20 cm:s fel i högvattenytan, och vi kan knappast hoppas att uppnå större noggrannhet vid planering av ett torrlägningsföretag.

Litteratur:

1. BERGSTEN, FOLKE, 1943; Beräkning av de karakteristiska avrinningsvärdena i vattendrag med icke känd avrinning. Teknisk Tidskrift, Häfte 9, Stockholm.
2. HALLAKORPI, I. A., 1934; Uusi kaava vesistön tulvamäärän arvioimiseksi sadealueen suuruuden y. m. mukaan. Teknillinen Aikakauslehti, Helsinki.
3. KAITERA, PENTTI, 1939; Lumen kevätulamisesta ja sen vaikutuksesta vesiväyliin purkautumissuhteisiin Suomessa. Helsinki.
4. —, 1949; On the melting of snow in springtime and its influence on the discharge maximum in stream and rivers in Finland. Tekn. korkeakoulun tutkimuksia N:o 1, Helsinki.
5. KORHONEN, V. V., 1926; Untersuchungen über die Dichte und das Schmelzen der Schneedecke in Finnland. Suomal. tiedekat.
6. RENQVIST, HENRIK, 1933; Sadealueen suuruuden vaikutuksesta tulvamäärään. Teknillinen Aikakauslehti, Helsinki.
7. —, 1935; Den naturliga avrinningen i våra älvar. Svenska Tekniska Vetenskapsakademien i Finland, Helsingfors.
8. SEPPÄNEN, M., 1952; Lumipeitteen normaalivesiarvoista Suomessa. Teknillinen Aikakauslehti, Helsinki.
9. SOEGNEN, RENHARDT, 1942; Beregning av sjöers naturlige reguleringsevne og flommer i norske vassdrag. Oslo.

