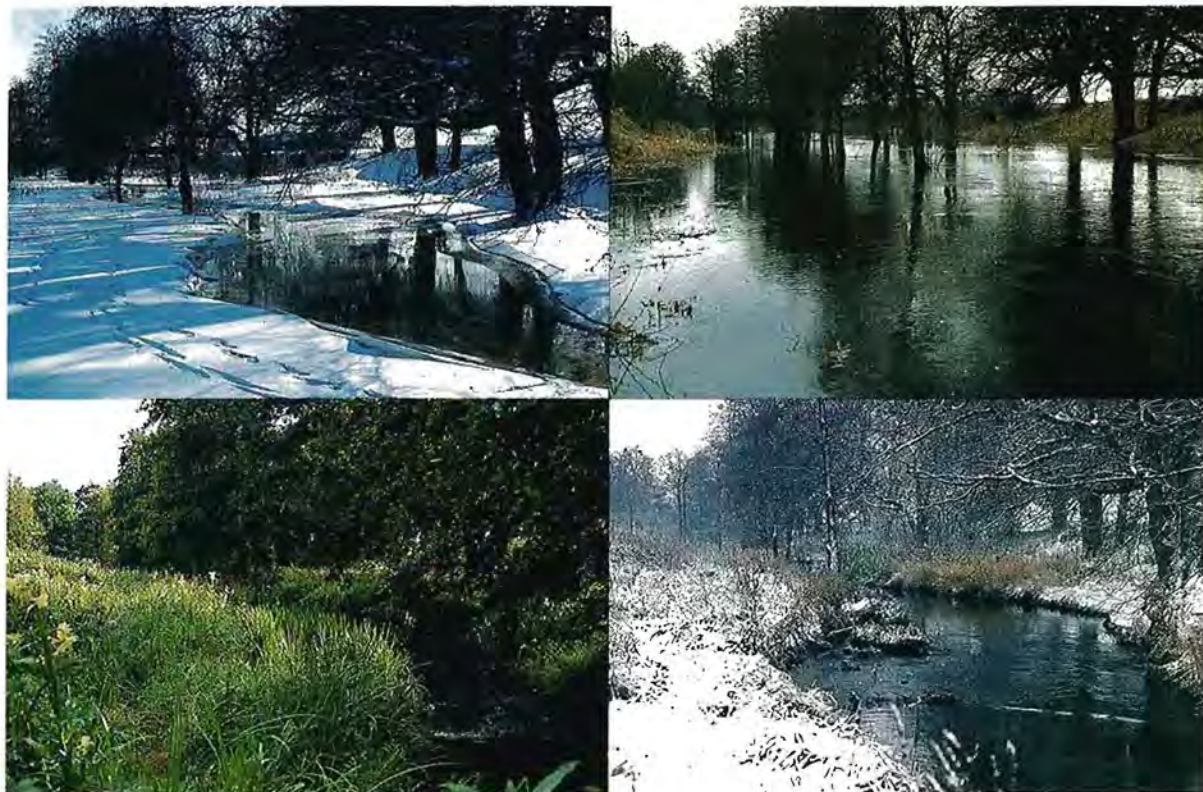




SVERIGES HYDROLOGI

-grundläggande hydrologiska förhållanden

Sten Bergström

Sveriges Hydrologi

— grundläggande hydrologiska förhållanden

av

Sten Bergström

Andra upplagan, tryckt i november 1994.

Omslag: Pjältån norr om Norrköping i februari, maj, juli och november 1985.

Foto: Lars-Göran Nilsson / Skylight Bildbyrå.

ISBN 91 87996 05 7 © SMHI

FÖRORD

Hydrologi är läran om vattnet på jordens landområden, dess kretslopp, förekomst, fördelning och beskaffenhet (Nationalencyklopedien, 1992). Grundläggande inom hydrologin är kretsloppstänkandet. Vatten avdunstar från världshaven, mark, vegetation och sjöar. Det transporteras vidare med atmosfären, faller ned som nederbörd och rör sig genom mark, grund, sjöar och vattendrag mot havet. En del når fram och en del avdunstar på vägen. En del stannar upp som snö och is eller lagras tillfälligt i akviferer och sjöar. Under detta eviga kretslopp utnyttjas vattnet av människan samtidigt som det påverkas av olika miljöfaktorer och, i sin tur, påverkar sin omgivning. Kunskap om vattnet och hydrologin blir på detta sätt av avgörande betydelse för en rad vetenskaper och samhällsfunktioner.

Målsättningen med denna presentation är att beskriva de hydrologiska förhållandena i Sverige på ett lättfattligt sätt. Avsikten är att ge en översikt över de svenska vattendragssystemens struktur, de viktigaste hydrologiska processerna, mätmetoder och mätstationer, samt att ge läsaren en känsla för de olika variabelernas storleksordning och dynamik. Dessutom diskuteras effekterna av mänskliga ingrepp något, liksom statistiska metoder och matematiska modeller av vattnets kretslopp. Betoningen ligger på storskaliga förhållanden och en viktig begränsning är att vattnets beskaffenhet inte behandlas mer än i förbigående.

Arbetet har bedrivits på initiativ av Svenska Hydrologiska Rådet och är det första i en planerad serie om Sveriges hydrologi. En andra del, som behandlar hydrologisk teori och processer, utarbetas av prof. Lars Bengtsson vid Institutionen för Teknisk Vattenresurslära vid Lunds Tekniska Högskola.

Ett stort antal personer har bidragit med synpunkter och material under arbetets gång och texten har prövats i undervisning i olika skeden av dess tillkomst. Speciellt vill jag tacka följande personer för bidrag till de olika avsnitten: Hans Alexandersson, SMHI (kap. 2 och 3), Lars Bengtsson, LTH, Teknisk vattenresurslära (hela texten), Maja Brandt, SMHI (hela texten), Bengt Carlsson, SMHI (kap. 8, 10 och 12), Kurt Ehlert, SMHI (hela texten), Martin Gotthardsson, SMHI (kap. 8 och 9), Steffen Häggström, CTH, Vattenbyggnad (hela texten), Per-Erik Jansson, Sveriges lantbruksuniversitet (kap. 14), Barbro Johansson, SMHI (kap. 11), Torbjörn Jutman, SMHI (kap. 3), Gert Knutsson, KTH, Mark och vattenresurser (kap. 7), Torbjörn Lindkvist, SMHI (kap. 10), Göran Lindström (hela texten och figurer), Inge Olsson, SMHI (kap. 12), Per-Eric Ohlsson, Vattenregleringsföretagen (kap. 12), Jan Pousette, SGU (kap. 7), Birgitta Raab, SMHI (kap. 9), Allan Rodhe, avd. för Hydrologi, Uppsala universitet (kap. 5), Jörgen Sahlberg, SMHI (kap. 9) och Nils Sjödin, SMHI (kap. 10).

Tack också till Ann-Margreth Holst och Eva-Lena Ljungqvist som har arbetat med illustrationer och till Vera Kuylensstierna som har varit ansvarig för ordbehandling och redigering.

Arbetet har i sin helhet finansierats av SMHI.

Norrköping våren 1993

Sten Bergström

INNEHÅLL

Sida

FÖRORD

1.	VÄRLDENS VATTEN - OCH SVERIGES	1
1.1	Vatten och utveckling	1
1.2	Det globala kretsloppet	1
1.3	Avrinningsområden och floder	3
1.4	Vattenomsättningen i Sverige	5
2.	NEDERBÖRD	8
2.1	Olika typer av nederbörd	8
2.2	Mätning av nederbörd	9
2.3	Punktnederbörd och arealnederbörd	12
2.4	Var och när faller nederbörden?	13
2.5	Hur mycket kan det regna?	16
3.	SNÖ	19
3.1	Snömagasinet	20
3.2	Mätning av snö	24
3.3	Snösmältning	26
3.4	Hur intensiv kan snösmältningen bli?	27
3.5	Glaciärer	28
4.	FÖRLUSTER PÅ VÄGEN	30
4.1	Interception	30
4.2	Evapotranspiration	30
4.3	Bestämning av evapotranspiration	31
4.4	Kan snö avdunsta?	33
4.5	Sjöavdunstning	34
5.	FRÅN MARKYTAN TILL GRUNDVATTNET	35
5.1	Fältkapacitet, vissningsgräns och markfuktighetsunderskott	36
5.2	Vattnets bindning, pF-kurvan	36
5.3	Markfuktighetens hydrologiska betydelse	37
5.4	Mätning av markfuktighet	41
6.	AVRINNING PÅ OCH I MARKEN	43
6.1	Vattnets väg till bäcken	43
6.2	Flödesvägar och vattenkvalitet	45
6.3	Vattnets uppehållstid i marken	46
6.4	Vilken roll spelar tjälen?	47
7.	GRUNDVATTEN	48
7.1	Olika typer av akviferer	48
7.2	Effektiv porositet	51
7.3	Hydraulisk konduktivitet	51
7.4	Grundvatten och avrinningsdynamik	51
7.5	Utnyttjande av grundvatten	53
7.6	Mätstationer för grundvatten i Sverige	56

8.	AVRINNINGSSOMRÅDEN OCH VATTENDRAG	59
8.1	Avrinningsområde och vattendelare	59
8.2	Vattendrag	63
8.3	Avrinningsområdets höjdförhållanden	68
8.4	Namn på vattendrag	70
8.5	Kanaler och tunnlar	70
9.	SJÖAR	72
9.1	Omsättningstid i sjöar	73
9.2	Sjöars energiomsättning	74
9.3	Is	77
9.4	Strömmar i sjöar	79
9.5	Namn på sjöar	80
10.	VATTENFÖRING	82
10.1	Vattenföring, tillrinning och avrinning	82
10.2	Vattenföringens dynamik	83
10.3	Längs Dalälven	87
10.4	Transport med vattnet	89
10.5	Mätning av vattenföring	91
10.6	Kontroll av mätseriens homogenitet	97
11.	MARKANVÄNDNING, VATTENBALANS OCH AVRINNING	99
11.1	Naturliga variationer	99
11.2	Effekterna av skogsavverkning	100
11.3	Skogstillväxtens inverkan	101
11.4	Skogs- och myrdikning	102
11.5	Jordbrukets roll	102
11.6	Tätorter	103
12.	VATTENREGLERING OCH VATTENKRAFT	105
12.1	Vattenkraftsystemet	105
12.2	Vattenkraftens påverkan på vattenföringen	111
12.3	Hydrologi och drift av vattenkraft	112
12.4	Dammsäkerhet och dimensionerande flöden	113
12.5	Vattenkraft och isförhållanden	113
13.	STATISTISK BESKRIVNING, SANNOLIKHET OCH RISK	115
13.1	Traditionell metodik	115
13.2	Frekvensanalys, sannolikhet och risk	116
13.3	Intensitets/varaktighetsdiagram	119
13.4	Extrema flöden och extrem torka	119
14.	MODELLERING AV DET HYDROLOGISKA KRETSLOPPET	124
14.1	SOIL-modellen	124
14.2	HBV-modellen	128

1. VÄRLDENS VATTEN - OCH SVERIGES

1.1 Vatten och utveckling

Medan vi i Sverige har relativt stabila vattenförhållanden med god tillgång och förhållandevis små variationer från ett år till ett annat, är vatten den begränsande faktorn för utveckling av många länder. Där är ofta vattnet taget i anspråk till den yttersta marginalen, samtidigt som variationerna mellan år eller säsonger är så stora, att man upplever såväl vattenbrist som översvämningar. I flera av dessa länder hotas framtidens vattenförsörjning av ökande befolkning och krav på ökad levnadsstandard, som medför större förbrukning (se exempelvis Falkenmark and Chapman, 1989).

Vattentillgången är inte bara en fråga om mängden vatten. Vattnet måste dessutom ha en sådan kvalitet, att det går att använda utan hälsorisker. Vi är alla medvetna om att detta är ett stort problem i den industrialiserade delen av världen. Det är i ännu högre grad ett problem i tredje världen, där ambitionen att utveckla industrin och höja levnadsstandarden är hög, men medel och kunskaper för att skydda vattenresurserna ofta saknas.

Gränserna för en flods avrinningsområde sammanfaller endast i undantagsfall med politiska eller administrativa gränser. Samtidigt vet vi, att mänskliga aktiviteter inom avrinningsområdet påverkar såväl vattentillgång som vattenkvaliteten i ett vattendrag. Ett flertal stora floder är dessutom internationella, d v s de rinner genom flera länder, som är beroende av vattnet för sin utveckling. Mot denna bakgrund är det nödvändigt att angripa vattenfrågorna i ett internationellt perspektiv, där de naturliga avgränsningarna, vattendelarna, måste gälla före de administrativa eller politiska.

Under senare år har vi sett flera exempel, som visar att det inte ens räcker att betrakta det enskilda avrinningsområdet vid skyddet av våra vattentillgångar. Långväga atmosfäriska transporter av föroreningar drabbar oss allt oftare. Det vanligaste är kanske att nedfall från industricentra drabbar till synes opåverkade avlägsna trakter. Försurningsproblemen i Skandinavien och östra Kanada är exempel på detta. En annat dramatisk påminnelse om att vi deltar i ett globalt kretslopp fick vi 1986, när en kärnkraftreaktor i Tjernobyli i Ukraina totalhavererade. Detta ledde till att vi än idag, och för lång tid framåt, har så höga halter av radioaktivitet i bär, svamp och insjöfisk i stora delar av södra Norrland, att dessa är otjänliga som människoföda.

1.2 Det globala kretsloppet

Alla har vi någon uppfattning om vattnets betydelse. Vi förstår också, att det måste röra sig om enorma vattenmängder och stora krafter, som omsättes i det hydrologiska kretsloppet. Varje mm nederbörd som faller på en yta av 1 m^2 motsvarar 1 liter vatten. Det innebär, att det varje år hamnar i genomsnitt ca 700 ton nederbörd på en vanlig villatomt om 1000 m^2 i Sverige. En mindre del av nederbörden över Sverige med angränsande områden räcker till för att tillgodose hälften av landets behov av elkraft.

Nederbörden över Sverige är i sin tur en liten del av ett gigantiskt globalt kretslopp, där atmosfären, världshaven och landområdena samspelar. Oavsett vilken skala som studeras,

brukar man sammanfatta detta kretslopp med hjälp av den enkla vattenbalansekvationen:

$$P = Q + E \pm M \quad (1.1)$$

där P = nederbörden under en given tidsperiod,

Q = avrinningen under samma tidsperiod,

E = avdunstning och transpiration under samma tidsperiod,

M = det vatten som magasineras på olika sätt under tidsperioden.

För enkelhets skull brukar man använda måttenheten mm, som alltså är ett längdmått och avser det vattendjup, som var och en av termerna i vattenbalansekvationen representerar om de sprides ut jämnt över en större yta. För snö och is avses då den mängd vatten, som erhålles i smält form. Andra sortenheter förekommer också. I globala studier ser man t ex ofta vattenomsättningens termer angivna i km^3 per tidsenhet.

Den globala vattenbalansen har beräknats av Budyko m fl (1969), som kom fram till följande genomsnittliga siffror uttryckta i mm per år (tabell 1.1):

Tabell 1.1. Genomsnittliga värden på den globala vattenbalansen enligt Budyko m fl (1969). (Enhet: mm/år.)

	Nederbörd	Avdunstning	Avrinning
Haven	1 120	1 250	- 130
Kontinenterna	720	410	300
Hela jorden	1 020	1 020	0

Nace (1964) redovisade en sammanställning av hur vattentillgången fördelar sig på jordklotet (tabell 1.2). Av denna framgår att världshaven och istäckta ytor helt dominerar bland jordens vattentillgångar.

Siffrorna i tabellen kanske inte säger så mycket mer än att det rör sig om stora volymer och att den andel, som kan användas som färskvatten, är liten. Det viktigaste för människan är dock att vattenresurserna hela tiden omsättes, vilket ger oss möjligheter att klara vår vattenförsörjning. Beräkningar visar att vattnet i atmosfären i medeltal har en volym, som motsvarar ett skikt på 25 mm, samt att dess uppehållstid är knappt tio dygn!

Vattentillgångarna är mycket ojämnt fördelade över jordklotet. Detta framgår av tabell 1.3, som visar en sammanfattning av kontinenternas vattenbalans enligt Chorley (1969). Även inom kontinenterna är variationerna mycket stora.

Tabell 1.2. Ungefärlig fördelning av jordens vattentillgångar enligt Nace (1964).

Typ	Volym (km ³)	Procent av totalvolym
Ytvatten		
sötvattensjöar	125 100	0.009
saltvattensjöar	104 300	0.008
vattendrag	1 300	0.000
Grundvatten	8 342 400	0.614
Markvatten	66 700	0.005
Istäckor och glaciärer	29 199 700	2.147
Atmosfären	12 900	0.000
Världshaven	1 322 330 600	97.217
Totalt	1 360 183 400	100.000

Tabell 1.3. Kontinenternas vattenbalans i mm/år enligt Chorley (1969).

Världsdelen	Nederbörd	Avdunstning	Avrinning
Afrika	670	510	160
Asien	610	390	220
Australien	470	410	60
Europa	600	360	240
Nordamerika	670	400	270
Sydamerika	1 350	860	490

1.3 Avrinningsområden och floder

Avrinningsområdet är ett viktigt hydrologiskt begrepp. Det avgränsas av vattendelaren och är det område, som dräneras till ett givet vattendrag uppströms en given punkt i detta. För att entydigt kunna bestämma ett vattendrags avrinningsområde måste man alltså ange vilken geografisk punkt, som avses. Ett landområde kan delas upp i ett oändligt antal avrinningsområden i ett hierarkiskt system från flodmynning till källa.

På de stora kontinenterna finns de stora avrinningsområdena. Om dessa ligger i nederbördsrika områden, får vi också de största floderna. De 16 största av dessa svarar för hela 45 procent av hela jordens avrinning (Chorley, 1969)! Måktigast av dem alla är Amazonfloden i Sydamerika med en medelvattenföring på ca 200 000 m³/s, vilket är drygt 360 gånger så mycket som medelvattenföringen i Sveriges största vattendrag Göta älv. Dess avrinningsområde är ungefär 16 gånger så stort som Sveriges areal (figur 1.1). Andra mäktiga floder visas i tabell 1.4. I tabell 1.5 redovisas jordens till ytan största sjöar. Som jämförelse kan nämnas, att Östersjön och Bottniska Viken har en sammanlagd yta av ca 372 000 km².



Figur 1.1
Amazonflodens mäktiga avrinnings-
område vid mynningspunkten.

Tabell 1.4. Några av världens mest vattenrika floder och deras avrinningsområden (källa: Young, 1964, och NE, 1989) i jämförelse med Nordens största älv, Glomma i Norge, och Sveriges vattenrikaste älv, Göta älv (källa: Melin, 1970, och SMHI).

Vattendrag	Avrinningsområde (km ²)	Årsmedelvattenföring (m ³ /s)
Amazonfloden (vid mynningen)	7 180 000	220 000
Kongo	4 014 500	39 600
Jangtsekiang	1 942 500	22 000
Brahmaputra	935 000	19 800
Ganges	1 059 300	18 700
Jenisej	2 590 000	17 400
Mississippi	3 221 400	17 300
Orinoco	880 600	17 000
Lena	2 424 200	15 500
Parana	2 305 100	14 900
S:t Lawrence	1 289 800	14 200
Irrawaddy	429 900	13 600
Ob	2 483 800	12 500
Mekong	802 900	11 000
Amur	1 844 100	11 000
Glomma (vid mynningen)	41 767	720
Göta älv (vid mynningen)	50 132	551

Tabell 1.5. Några av världens största sjöar. (Källa: Beeton, 1973, och SMHI.)

Sjö	Yta (km ²)
Kaspiska havet	436 300
Lake Superior	82 100
Lake Victoria	68 800
Aralsjön*	62 000
Lake Huron	59 600
Lake Michigan	57 800
Tanganyikasjön	34 000
Vänern	5 500

*¹) Aralsjöns yta har minskat väsentligt under senare år på grund av minskad tillrinning.

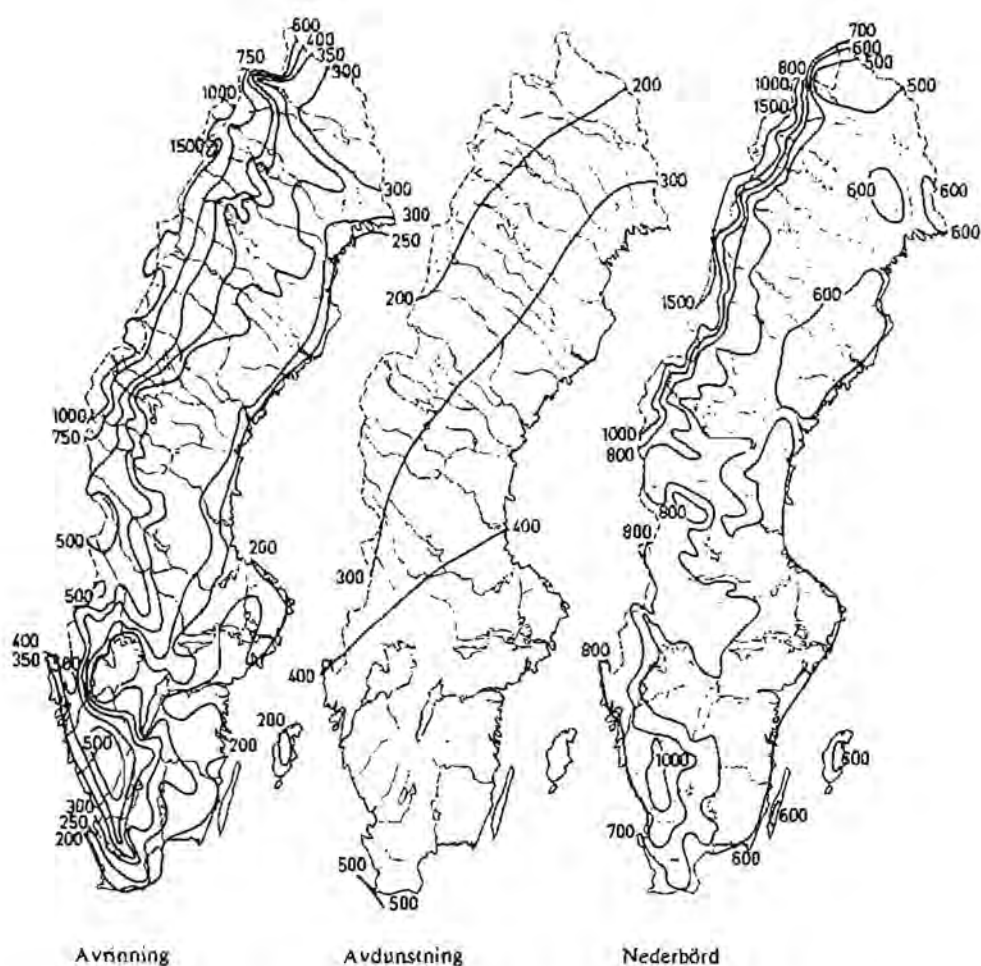
1.4. Vattenomsättningen i Sverige

Även för Sveriges del brukar man använda den enkla vattenbalansekvationen (ekv. 1.1). För att undvika problem med magasinering av snö över årsskiftet vid analys av årsvärden brukar man arbeta med ett hydrologiskt år. Det hydrologiska året antas vanligen börja den 1 oktober och sluta den 30 september. I norra Sverige är det dock lämpligare att anta, att det hydrologiska året börjar den 1 september, eftersom snön där börjar ackumulera tidigare på hösten.

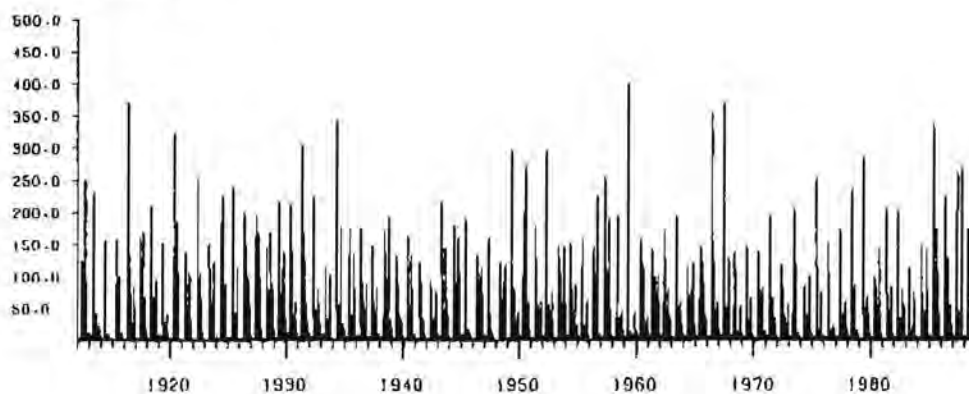
Sveriges vattenbalans kan översiktligt sammanfattas i tre kartor, som representerar årlig avrinning, avdunstning och nederbörd (figur 1.2). Figuren visar, att vi har stora variationer inom landet med högst nederbörd och avrinning i de västra fjälltrakterna och på västsluttningen till det sydsvenska höglandet. Det är viktigt att komma ihåg, att figur 1.2 bara visar medelförhållanden, i detta fall för perioden 1931-60. Andra 30-årsperioder kan ge andra resultat även om det regionala mönstret är relativt stabilt.

Som en illustration till de stora variationerna visas en vattenföringsserie från Västerdalälven i figur 1.3. Det är lärorikt att studera denna figur, eftersom den ger en bild av den naturliga variationen i relation till den tidsperiod, som vi normalt överblickar med vårt minne. Observera särskilt den långa perioden utan några extrema flöden från mitten av 1930-talet till 1948 och jämför med slutet av 1980-talet.

I de följande avsnitten skall vi följa vattnets kretslopp i Sverige från nederbörden till flodmynningarna i havet. Avsikten är att ge en översikt över landets hydrologi, de viktigaste fysikaliska processerna, mätmetoder och stationsnät för regelbundna observationer samt vattendragssystemens struktur och att ge läsaren en känsla för de olika variabelernas storleksordning och dynamik. Dessutom kommer effekterna av mänskliga ingrepp att diskuteras, liksom en del statistiska metoder och användandet av matematiska modeller.



Figur 1.2. Årlig avrinning, avdunstning och nederbörd i Sverige för perioden 1931-1960 uttryckt i mm/år. Nederbörden är korrigerad främst för sk vindförluster, för att den skall motsvara den verkliga nederbörden. (Källa SMHI, 1979.)



Figur 1.3. Tidsserie med dagliga vattenföringsobservationer för perioden 1912 - 1988 från Ersbo i Västerdalälven. Flödet är angivet i m^3/s och området är 1 101 km^2 . (Data från SMHI.)

Referenser:

Beeton, A.M., Center for Great Lakes Studies, University of Wisconsin (1973)
Från: Frits van der Leeden: Water Resources of the World. Selected Statistics.
Water Information Center, Inc., Port Washington, N.Y., U.S.A.

Budyko, M.I., Efimova, N.A., Zubenok, L.I. and Strokina, L.A. (1962)
The heat balance of the earth's surface.
Akad. Navk. USSR, I-Z v. Ser. Geogr. No. 1.

Chorley, R.T. (ed.) (1969)
Water, earth, and man. A synthesis of hydrology, geomorphology, and socio-economic geography.
Methuen & Co. LTD, London.

Falkenmark, M., and Chapman, T. (1989)
Comparative hydrology - An ecological approach to land and water resources.
UNESCO.

Melin, R. (1970)
Hydrologi i Norden.
Svenska utbildningsförlaget Liber AB. Stockholm

Nace, R.L. (1964)
Water of the world.
Natur. Hist., Vol. 73, No. 1.

NE (1989)
Nationalencyklopedin, band 1.
Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.

SMHI (1979)
Vattenföringen i Sverige.
Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut.

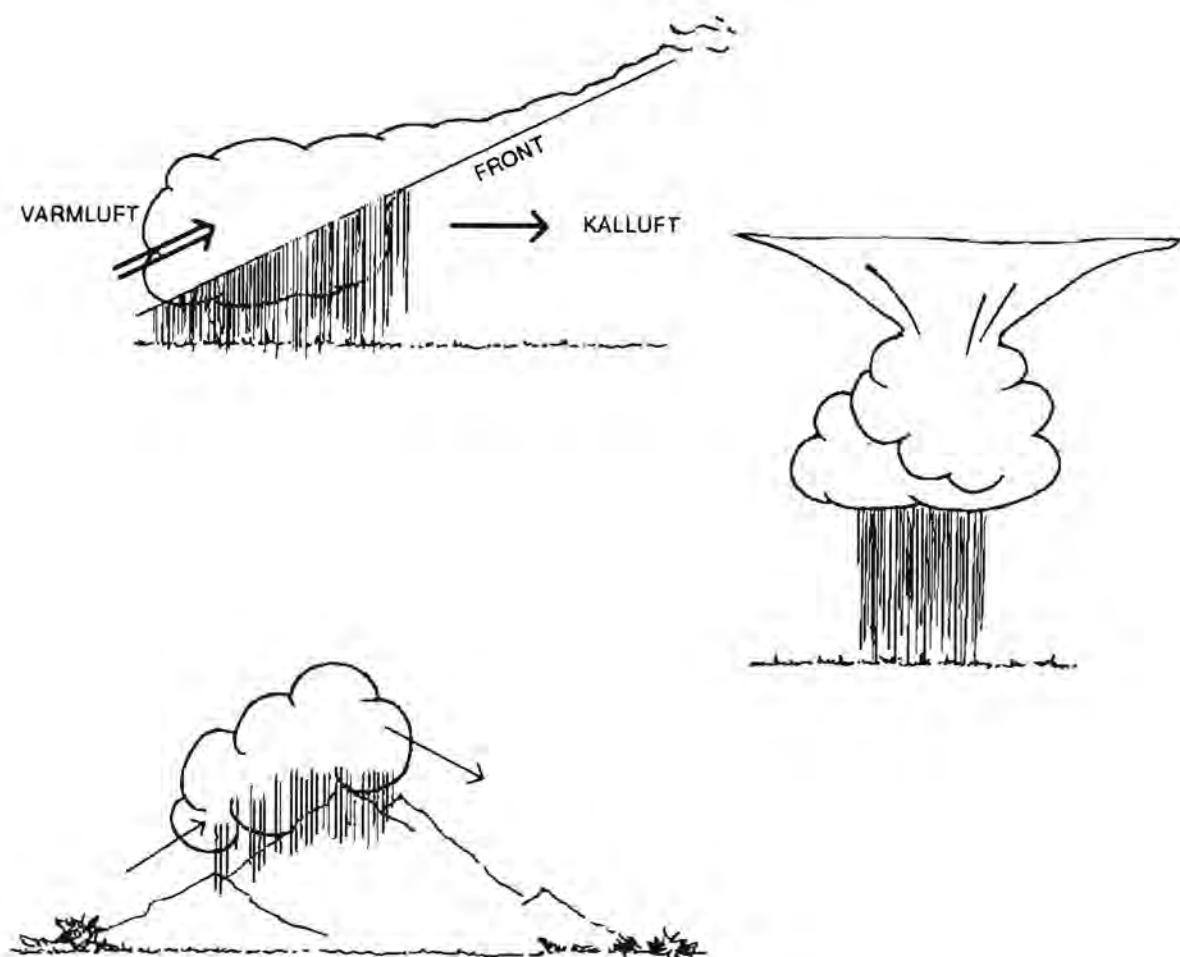
Young, L.L., U.S. Geological Survey (1964)
Från: Frits van der Leeden: Water Resources of the World. Selected Statistics.
Water Information Center, Inc., Port Washington, N.Y., U.S.A.

2. NEDERBÖRD

Inom hydrologin är det viktigt med kunskap om klimatologi och då kanske främst om nederbördsförhållanden. Det är ju nederbörden, som driver det hydrologiska kretsloppet, och varje vattenbalansberäkning riskerar att bli meningslös om det inte går att fastställa hur mycket vatten, som tillförs systemet.

2.1. Olika typer av nederbörd

Nederbördsutlösning i atmosfären är resultatet av ett komplicerat termodynamiskt samspel mellan luftfuktighet, temperaturmotsättningar, luftens strömning och en rad andra faktorer. Grovt sett brukar man indela nederbörden i tre typer efter vilka mekanismer som dominerar, nämligen frontal nederbörd, konvektiv nederbörd och orografisk nederbörd (figur 2.1).



Figur 2.1. Principerna för frontal, konvektiv och orografisk nederbörd.

Den frontala nederbörden får vi i samband med de varmfronter och kallfronter som mer eller mindre regelbundet passerar landet i samband med lågtryckens vandringar. Dessa nederbördsområden har ofta ganska stor utsträckning och ger därför relativt jämnt fördelad nederbörd över stora arealer.

Den konvektiva nederbörden uppstår vanligen sommartid om vi får kraftig lokal uppvärmning samtidigt som vi har kall luft högre upp i atmosfären. Då stiger den varma luften snabbt och vi får kondensation högre upp i atmosfären som ofta leder till att det utvecklas åskväder. Den konvektiva nederbörden karaktäriseras av hög intensitet och stora lokala variationer, eftersom systemet har liten utbredning och kort livslängd.

Orografisk nederbörd uppstår när en luftmassa skall passera högre liggande terräng och därför tvingas uppåt. På framsidan av ett höjdparti får vi en förstärkning av nederbörden medan den minskar på dess baksida där luften blir torrare. Man brukar i detta sammanhang tala om att det uppstår regnskugga bakom bergsryggar och annan höglänt terräng.

Det vanligaste är att nederbörden orsakas av blandformer av de ovan beskrivna mekanismerna. I ett frontalt system sker förstärkning genom konvektiva celler, och såväl frontal som konvektiv nederbörd förstärks av den orografiska effekten när luftmassan rör sig över terrängen.

2.2. Mätning av nederbörd

Det är svårt att exakt mäta hur mycket nederbörd, som faller över ett område. Den traditionella mättekniken är mycket enkel och innebär, att ett mätkärl töms manuellt vid regelbundna tider varvid innehållet mäts upp. Om det har fallit snö, smälter man den först. Denna enkla mätartyp (figur 2.2) är grunden för det stationsnät, som drivs av SMHI och som omfattar ungefär 800 mätplatser (figur 2.3). Observera att nätet är glest i fjälltrakterna, där vi dessutom har de största lokala variationerna i nederbörden. Orsaken till detta är svårigheten att hitta lämpliga platser för nederbördsstationer i dessa glest befolkade trakter.

SMHI-mätaren har använts sedan 1962 och består av en aluminiumkanna med en uppsamlingsyta av 200 cm². Den har en skärm, som syftar till att minska de fel, som orsakas av att nederbörden blåser förbi mätaren (aerodynamiska fel). Denna typ av fel är speciellt besvärande vintertid och innebär, att de flesta mätartyper underskattar den sanna nederbörden. Ju mer vindutsatt mätplatsen är, desto större blir mätfelet. För regn kan man räkna med en underskattning på alltifrån 0 till ca 20 %, medan felet kan bli så stora som 50 % vid mätning av snöfall i ett oskyddat läge. Förlusterna är större för lätt yrsnö än för blötsnö. Andra felkällor är vätning av mätarens insida samt felavläsningar av olika slag. Det är svårt att i efterhand korrigera alla mätfel i nederbördsdata, även om de grövsta mätfelet upptäcks och justeras. Av den anledningen levereras vanligen okorrigerade värden från SMHI och motsvarande organisationer utomlands. Dessa värden underskattar i allmänhet den verkliga nederbörden.

Om man vill mäta nederbörden med hög tidsupplösning, bör mer avancerade mätartyper användas. Dessa kan antingen vara baserade på principen att den ackumulerade nederbörden väges kontinuerligt eller att den får passera ett mätsystem, där den registreras.

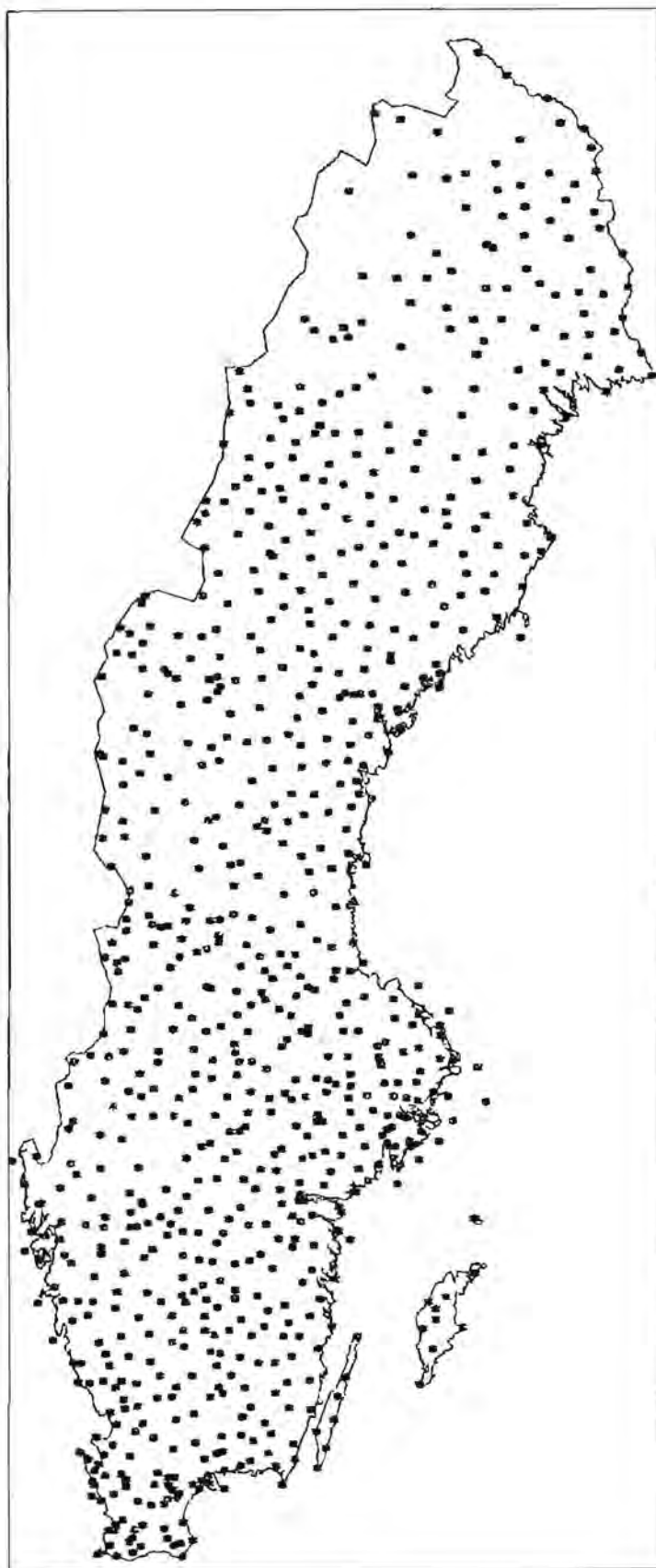


Figur 2.2. SMHIs standardmätare för mätning av nederbörd.

Automatisk registrering av korrekt nederbörd är ett besvärligt problem i vårt klimat. Störst är svårigheterna att få mätarna att fungera vintertid. Olika uppvärmningsanordningar har provats, men det har visat sig att dessa kan orsaka stora avdunstningsförluster och därmed ge upphov till kraftigt underskattade värden. Det är säkrare att använda en anti-frysvätska och ett vägande system, men även i detta fall krävs en viss övervakning för kontroll av att mätaren inte täpps till av snö eller isbildning.

Under senare år har väderradar kommit alltmer i bruk för att följa nederbördssystem. Denna metod ger en ögonblicksbild av nederbördens utbredning och en kvalitativ bild av intensiteten. Den är dock ännu ej så utvecklad att den kan översättas till mm nederbörd på marken med sådan precision, att den kan ersätta de traditionella metoderna.

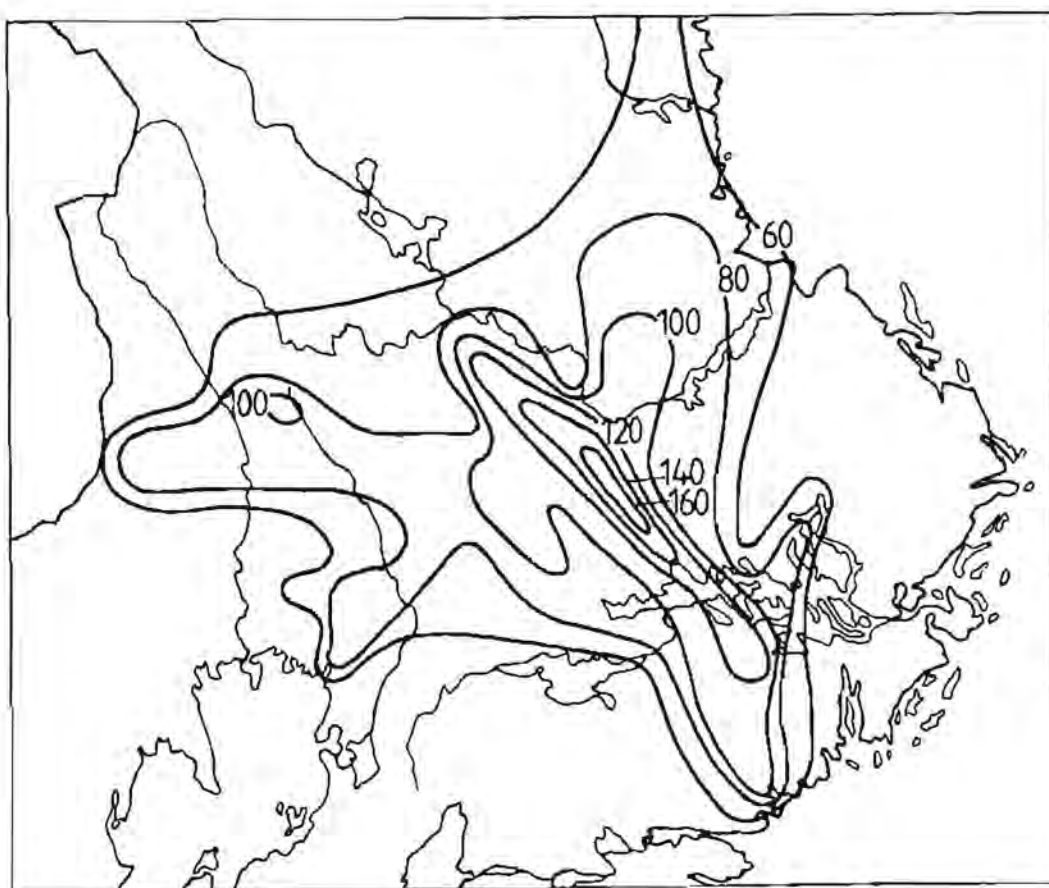
Även satellitbilder kan användas för kvalitativ mätning av nederbörd och analys av områdets utsträckning på motsvarande sätt (Karlsson och Liljas, 1990).



Figur 2.3. SMHIs nederbördsstationsnät.

2.3. Punktnederbörd och arealnederbörd

Den nederbörd, som mätes upp vid en station och därför representerar en mycket liten del av ett avrinningsområde, kallas punktnederbörd. Inom hydrologin är vi dock mer intresserade av den totala nederbörden över ett större område, arealnederbörden. Arealnederbörden kan man få fram genom att på olika sätt analysera data från flera nederbördsstationer i området. Om området har jämn topografi och homogent klimat, kan arealnederbörden beräknas med hjälp av en enkel viktning av stationerna. Denna metod bygger oftast på ett geometriskt resonemang, där varje mätare får representera en del av området. I områden, som består av flera dalgångar med mellanliggande höjdryggar tvingas man ta till mera subjektiva metoder vid viktning av nederbördsstationerna eftersom mätningarna påverkas av orografiska effekter och regnskugga. I figur 2.4 visas en subjektiv analys av ett extremt nederbördsstillfälle över Mälardalen och Bergslagen.



Figur 2.4. Exempel på subjektivt analyserad arealnederbörd för det kraftiga regnet över Mälardalen och Bergslagen den 9 och 10 augusti 1951. Siffrorna visar den högsta 24-timmarsnederbörden under dessa två dygn. (Källa: Vedin och Eriksson, 1988.)

En viktig faktor vid bestämning av arealnederbörden i höglänt terräng är nederbördens variation med höjden. Exakt hur denna ser ut är dåligt utrett i Sverige, främst genom att det är så svårt att mäta nederbörd ovanför trädgränsen. En utredning av Wallén (1951) indikerar dock, att nederbörden ökar med ungefär 10 - 20 % för varje 100-metersstigning. Dessa siffror har senare bekräftats av Karlström (1975), medan Niemcynowicz (1987) vid en kampanjmätning ovanför trädgränsen i övre Indalsälven kom fram till siffran 9.5 %/100 m. Höjdkorrektion av nederbörden leder ofta till stora totala korrekationer vid beräkning av arealnederbörd i fjälltrakterna, eftersom de flesta nederbördsstationerna är belägna i områdenas lägre delar, där befolkningen finns, som kan sköta mätningarna. Lokala förhållanden kan göra denna korrektionsmetod osäker, men den måste ändå ofta användas för att vattenbalansen i ett område skall stämma.

Arealnederbördsbestämningen påverkas förutom av topografien också av nederbördsområdets karaktär. Allmänt kan man säga att det är lättare att bestämma arealnederbörden om nederbörden är frontal än om den är konvektiv eftersom den senare typen uppvisar så stora lokala variationer. Detta innebär att vi ofta kan få stora fel i arealnederbördsbestämningen sommartid, då konvektiv nederbörd är som vanligast.

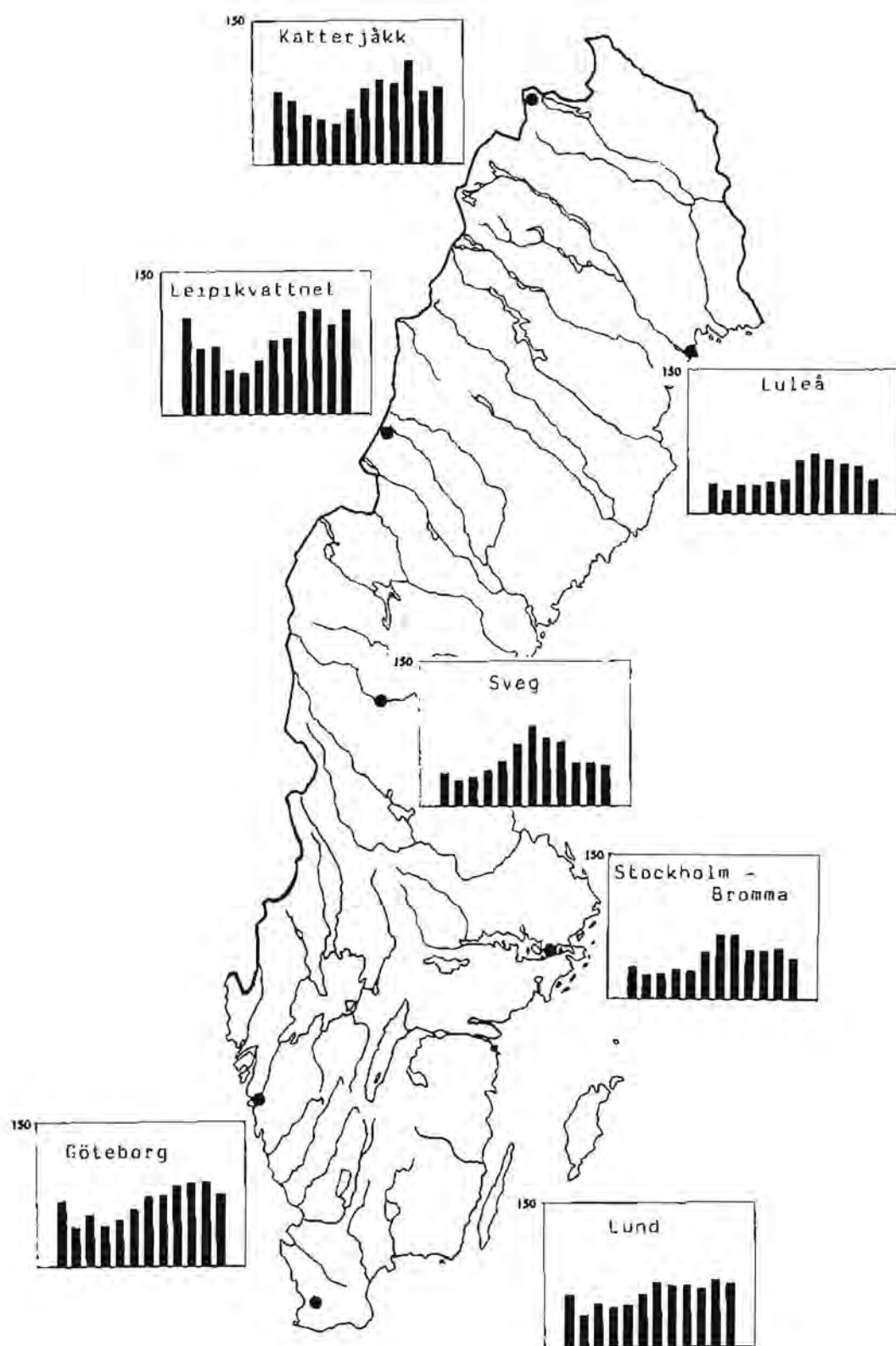
2.4. Var och när faller nederbörden?

Juli och augusti är de nederbördsrikaste månaderna i större delen av Sverige. Undantaget är de västligaste fjälltrakterna, som påverkas av närheten till atlantkusten. Här råder ett nederbörds klimat, som mer liknar det som råder i stora delar av Norge, med rikligt med nederbörd även på vintern. I tabell 2.1 och figur 2.5 redovisas nederbördens månadsmedelvärden för ett antal stationer i Sverige under en 30-årsperiod.

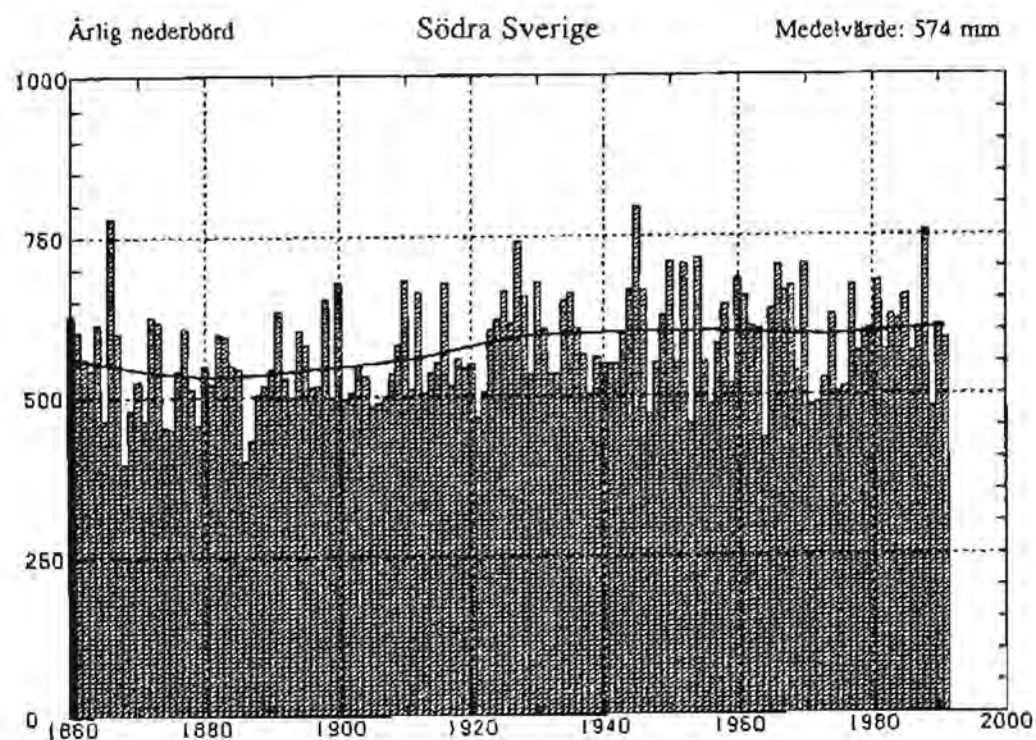
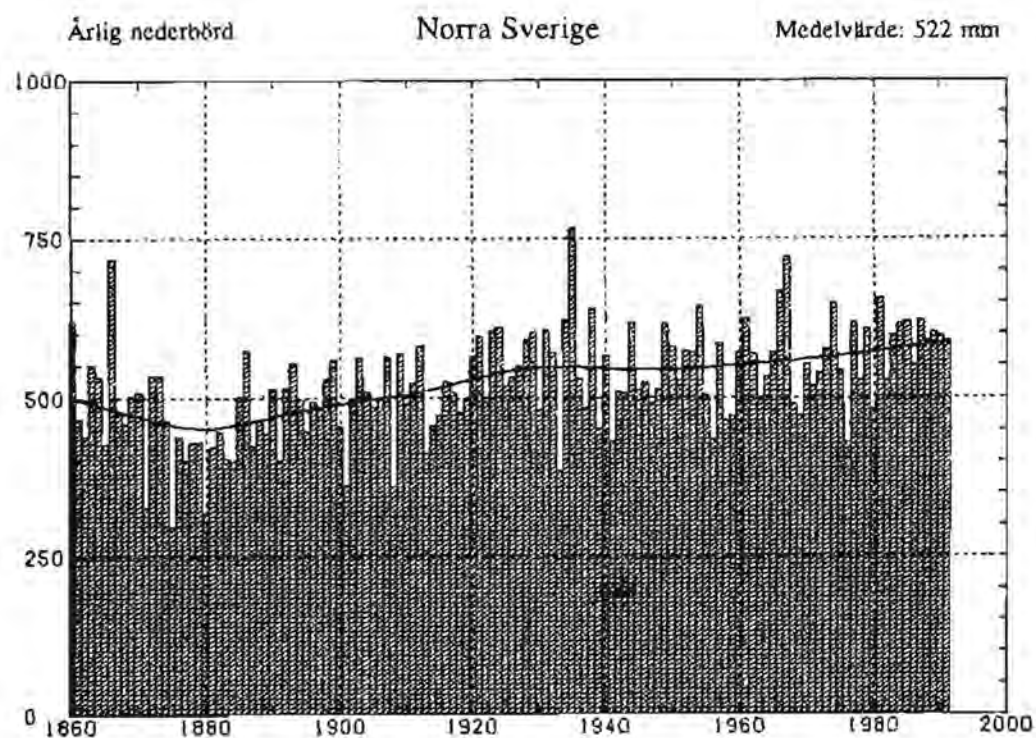
Den årsrytm, som visas i figur 2.5, varierar naturligtvis mycket mellan olika individuella år. Så gör även den totala årsnederbörden, som visas i figur 2.6. Det är svårt att ur figur 2.6 dra några slutsatser om nederbördens långsiktiga förändringar, eftersom mätmetoderna successivt förändrats under mätperioden.

Tabell 2.1. Månadsmedelvärden av nederbörd för perioden 1961-90. (Källa: Alexandersson m fl, 1991.)

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
Nikkaluokta	32	24	27	30	31	44	83	68	49	46	42	33	508
Kiruna	26	22	23	26	33	52	86	69	44	41	37	30	488
Luleå	31	24	29	29	33	35	55	62	56	51	49	35	488
Gunnarn	36	28	31	31	39	54	85	67	56	46	48	37	559
Östersund	36	28	30	32	39	58	85	60	63	47	41	44	563
Sveg	34	26	30	37	46	64	83	71	66	44	44	41	586
Stockholm	39	27	26	30	30	45	72	66	55	50	53	46	539
Göteborg	68	41	54	42	48	59	72	74	84	87	87	75	791
Kalmar	37	30	29	29	35	39	59	50	50	39	46	41	484
Malmö	50	31	40	38	41	51	59	58	58	57	61	60	603



Figur 2.5. Nederbördens månadsmedelvärden över perioden 1961-90 för ett antal svenska stationer. (Källa: Alexandersson m fl, 1991.)

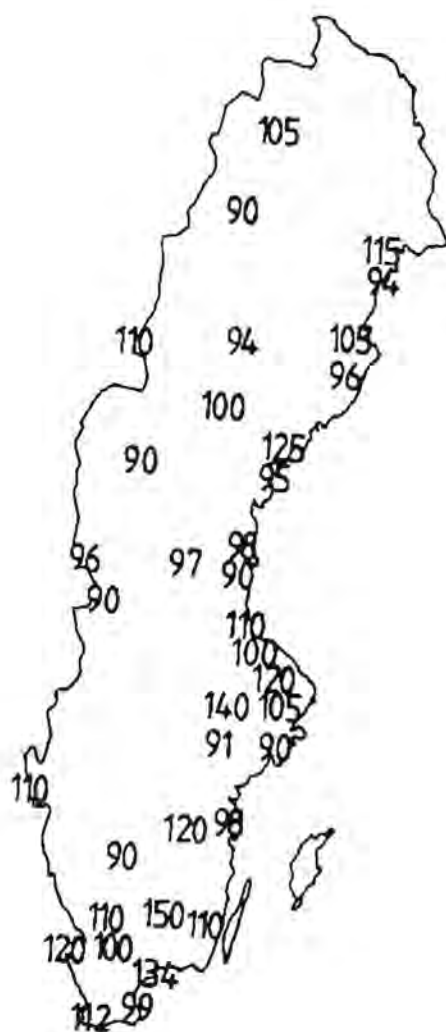


Figur 2.6. Årsnederbördens variationer i norra och södra Sverige under perioden 1860 - 1991. Kurvan visar ett utjämnat värde. (Källa: Alexandersson och Dahlström, 1992).

2.5. Hur mycket kan det regna?

Nästan varje år rapporteras dygnsnederbörder på 100 mm någonstans i Sverige. De flesta av dessa kraftiga skyfall har liten utsträckning, eftersom de orsakas av små vädersystem, vanligen åskväder. De medför därför bara lokala översvämningsproblem. Arealnederbörd över hundratals till flera tusen kvadratkilometer är av större intresse för vattentillgången i medelstora och större vattendrag än enstaka extrema punktvärden.

Stora arealnederbördsmängder över Sverige har analyserats av Vedin och Eriksson (1988). En sammanfattning av resultaten gällande för en area av 1000 km² och 24 timmar visas i figur 2.7. Av denna figur kan man utläsa, att det hittills kända arealnederbördsrekordet över 1000 km² är 150 mm under 24 timmar. Detta oväder drabbade Växjö-trakten 13 - 14 augusti 1945. Sammanställningen visar också att kustområden och södra Sverige är mer utsatta för extrem nederbörd än övriga landet. Fjälltrakterna är dock dåligt representerade på grund av ett glest stationsnät.

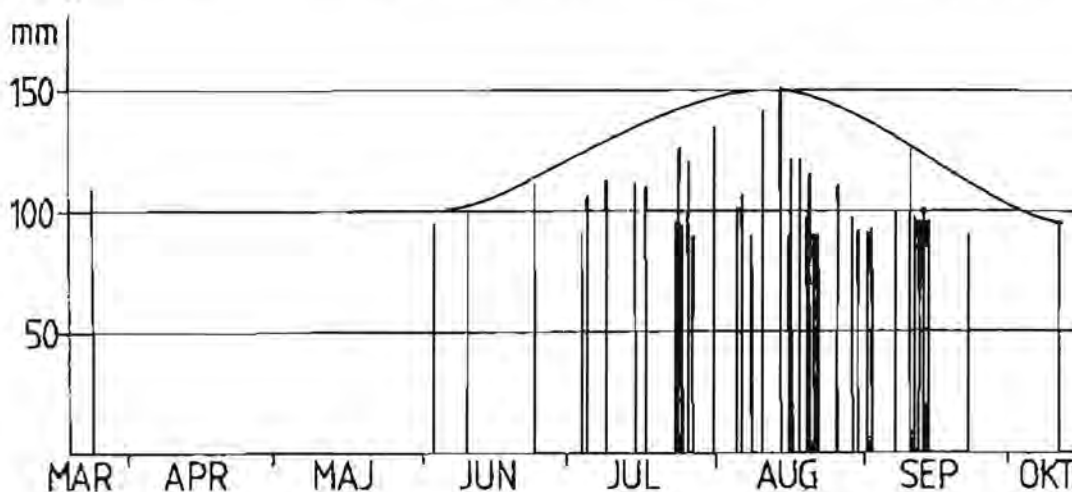


Figur 2.7.
Extrem 24-timmarsnederbörd över
1000 km² under perioden 1926 - 1988.
(Källa: Vedin och Eriksson, 1988.)

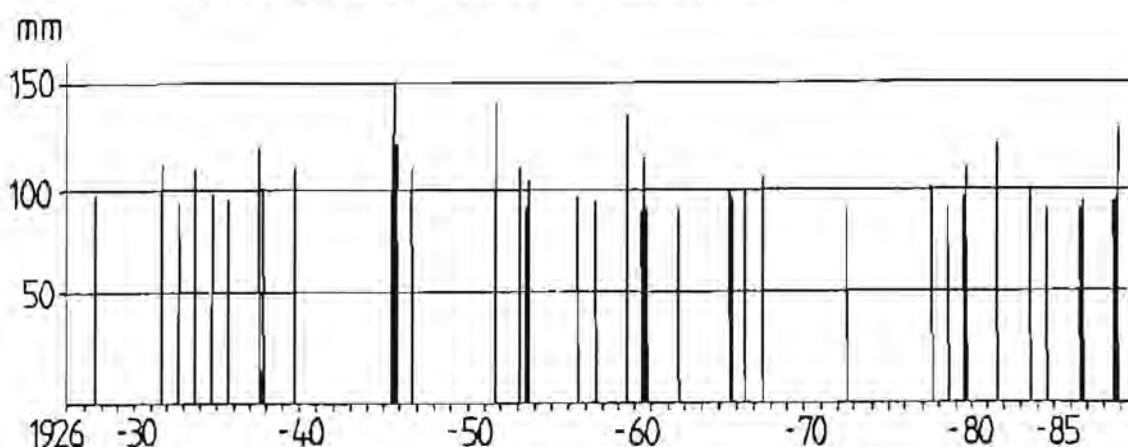
Att det är vanligare med extrem nederbörd under sommaren (semestertid!) än under övrig tid, visas av figur 2.8. Denna bild är inte representativ för de västra delarna av fjälltrakterna, där påverkan från Atlanten ofta medför extrema nederbördsförhållanden vintertid.

Nederbördsintensiteten i Sverige är ganska blygsam i jämförelse med de värst utsatta platserna i världen. I mars 1952 fick Cilaos på La Réunion 1 870 mm på 24 timmar, och den största årsnederbörd, som registrerats är från Cherrapunji i Indien och uppgick till 26 467 mm. Denna observation är från augusti 1860 till juli 1861 (Bosæus och Melin, 1988).

Det hävdas ibland, att det blivit vanligare med extrema regn under senare år. Att detta inte är sant, visar figur 2.9. Figuren visar också, att vi ibland har flera år i följd utan extrema händelser, vilket lätt invagar oss i tron, att Extremsituationer inte inträffar i Sverige.



Figur 2.8. Den extrema arealnederbörds årsstidsfördelning under åren 1926-85, sammanställning för hela Sverige. (1000 km² arealer, 24-timmarsnederbörd > 90 mm.) (Källa: Vedin och Eriksson, 1988.)



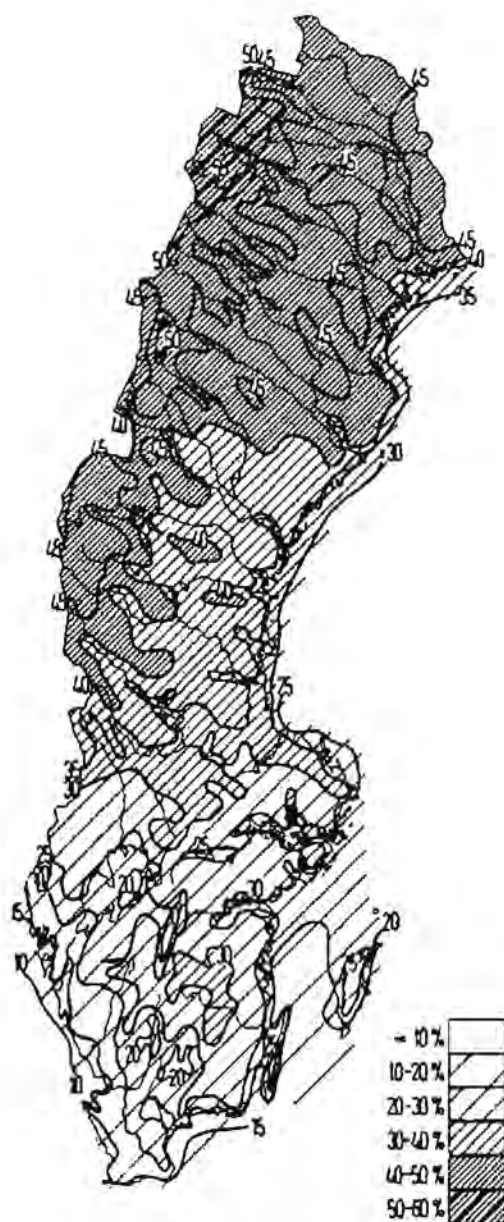
Figur 2.9. 24-timmars nederbörds mängder > 90 mm över arealen 1000 km². Fördelning över perioden 1926-85, sammanställning för hela Sverige. (Källa: Vedin och Eriksson, 1988.)

Referenser

- Alexandersson, H., och Dahlström, B. (1992)
Future climate in the Nordic region - survey and synthesis for the next century.
SMHI, RMK nr 64, Norrköping.
- Alexandersson, H., Karlström, C., och Larsson-McCann, S. (1991)
Temperaturen och nederbörden i Sverige 1961-90. Referensnormaler.
SMHI, Meteorologi nr 81, Norrköping.
- Bosæus, L., och Melin, C. (1988)
Årets väder.
ICA-Förlaget AB, Västerås.
- Karlsson, K.-G., and Liljas, E. (1990)
The SMHI model for cloud and precipitation analysis from multispectral AVHRR data.
SMHI, Report Promis No. 10, Norrköping.
- Karlström, C. (1975)
Vattenbalansstudier i Sverige.
Vannet i Norden nr 3:1975.
- Niemczynowicz, J. (1987)
Anskaffande av regndata för beräkning av areella reduktionsfaktorer och höjdberoende
för extrema regn i fjälltrakter. Resultat av 2 års mätningar. Höjdberoende.
LNTH, Rapport 3113, Lund.
- Vedin, H., och Eriksson, B. (1988)
Extrem arealnederbörd i Sverige 1881 - 1988.
SMHI, Meteorologi nr 76, Norrköping.
- Wallén, C.C. (1951)
Nederbörden i Sverige. Medelvärden 1901 - 1930.
Meddelanden från Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Serie A, nr 4,
Stockholm.

3. SNÖ

Snön är en mycket betydelsefull del av det hydrologiska kretsloppet i Sverige. Snöackumulation orsakar långa perioder av lågvattenföring och smältning medför kraftiga vårflöden i våra vattendrag. Snön har dessutom ofta större betydelse för avrinningens volym än regnet, eftersom avdunstningsförlusterna är mycket lägre på vintern och under snösmältningen än under sommaren. I norra Sverige kan så mycket som 50 % av årsnederbörden falla som snö medan motsvarande siffra för södra Sverige är 10 - 20 % (figur 3.1).

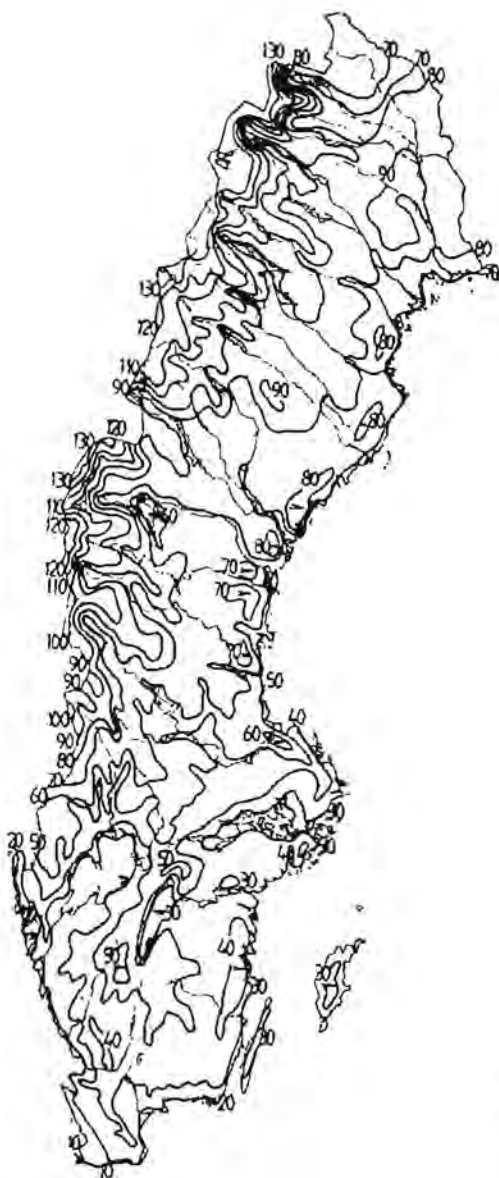


Figur 3.1. Andelen snönederbörd i procent av årsnederbörden. Medelvärde för perioden 1961-80. (Källa: Eriksson, 1990).

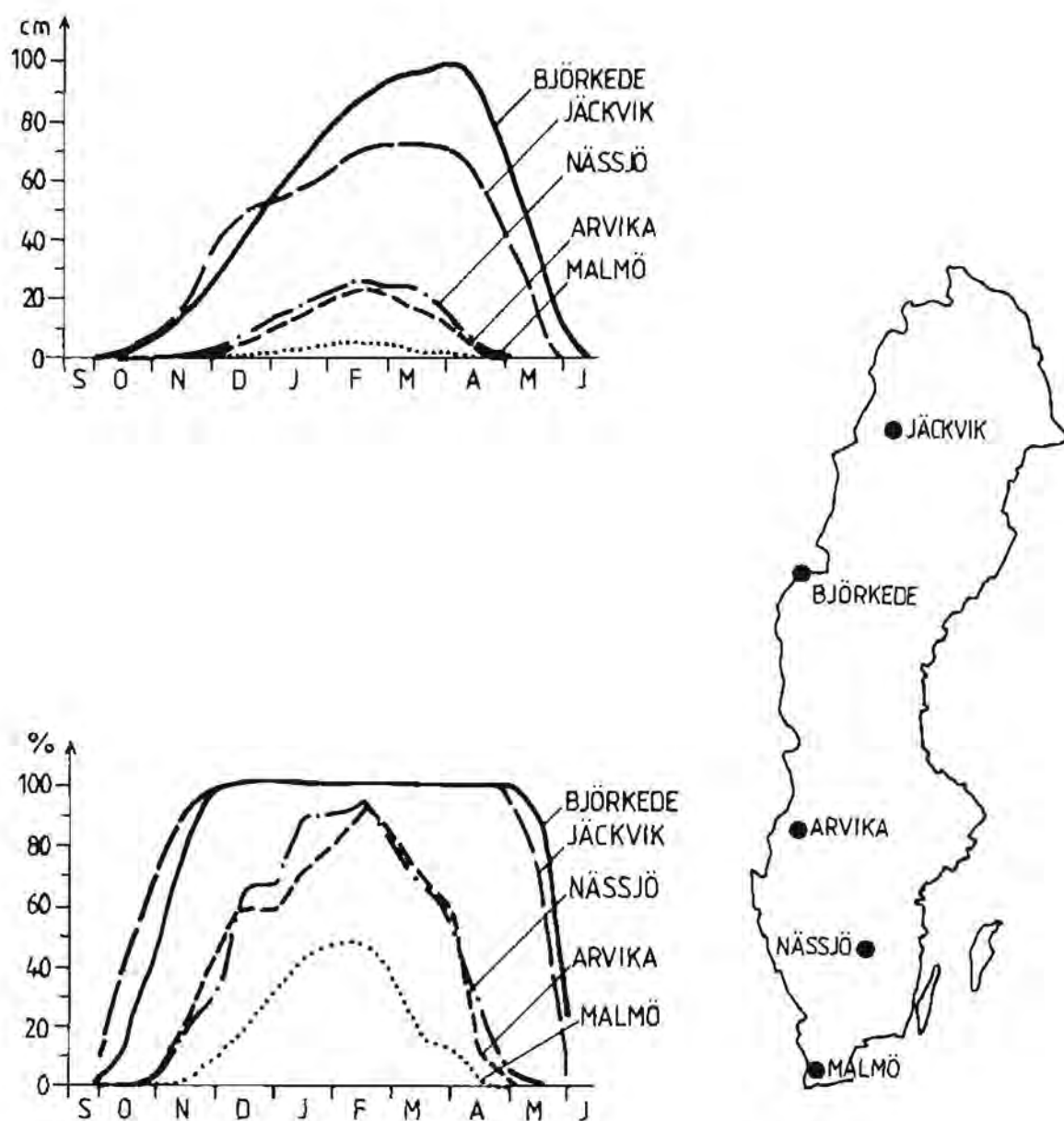
3.1. Snömagasinet

Snöackumuleringen anges antingen som snödjup eller ekvivalent vatteninnehåll, vilket motsvarar den vattenmängd i mm, som erhålles, om man smälter snön. Det senare är naturligtvis det intressantaste måttet i hydrologiska sammanhang. Det är inte helt lätt att omräkna snödjup till vattenekvivalenter, eftersom snöns täthet varierar kraftigt. Nyfallen snö har ofta en täthet på ca $0,1 \text{ kg/dm}^3$, vilket innebär att 1 dm nysnö ungefär motsvarar 10 mm nederbörd.

Snöns genomsnittligt största djup i Sverige visas i figur 3.2, och i figur 3.3 redovisas medelsnödjupets variation över året på några platser i landet samt procentandelen av de år, då det funnits snötäcke under den aktuella perioden. Variationerna från år till år kan vara mycket stora.



Figur 3.2.
Medelvärden av årets största snödjup (cm) under åren 1951-80.
(Källa: Eriksson, 1990)



Figur 3.3. Medelsnödjupets variation under vintern på några platser i landet för perioden 1950-80 samt procentandel av år då det funnits snötäcke. (Källa: Eriksson, 1990).

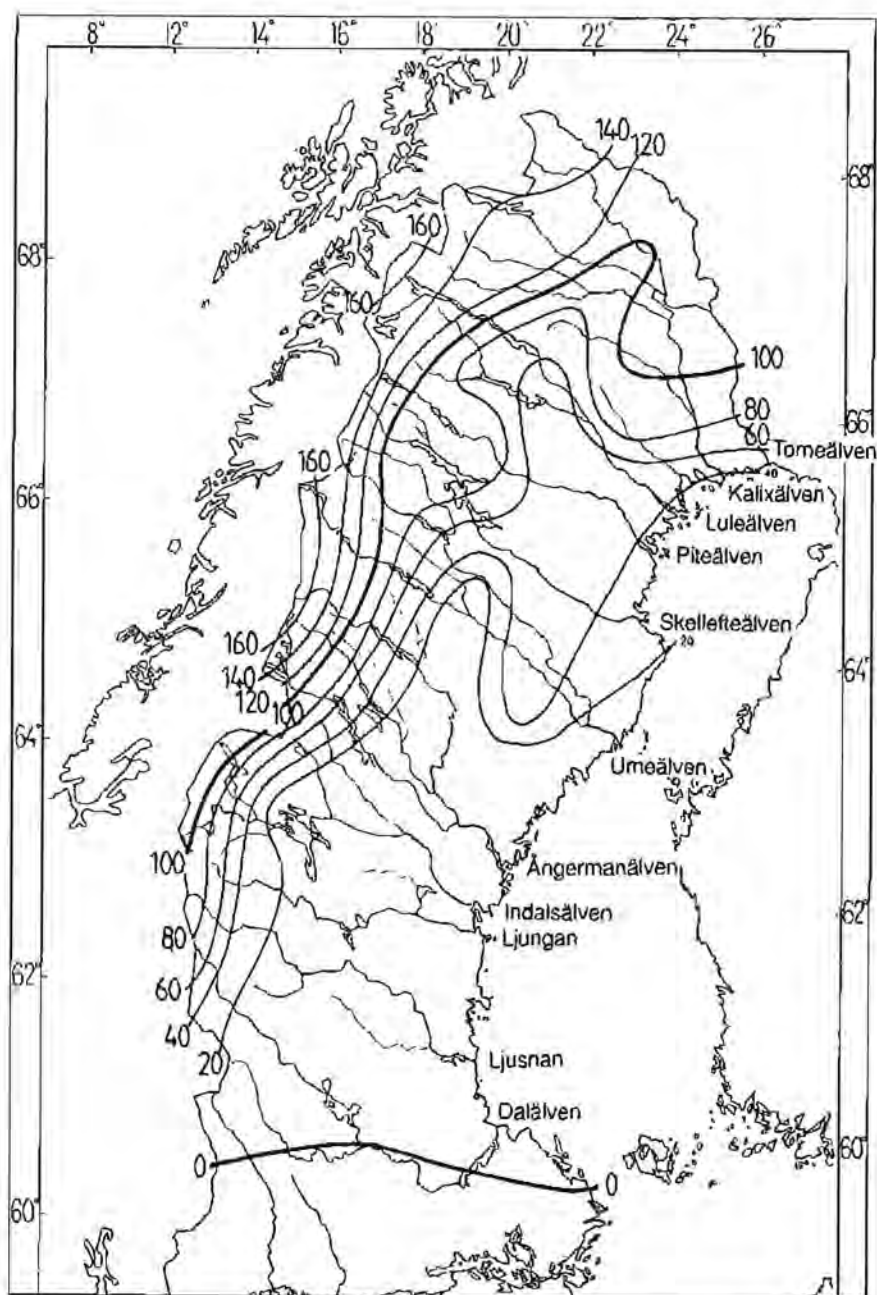
Snömagasinet uppvisar ett kraftigt höjdberoende, så länge vi befinner oss under trädgränsen. Det beror på att nederbörden ökar med höjden och på att temperaturen avtar, vilket ger en längre ackumulationsperiod på högre höjder. Ovan trädgränsen sker en stark omfördelning, som leder till stor spridning i snömagasinets måktighet. Snön blåser helt enkelt omkring och fyller ut ojämnheter i marken eller blåser ner på lägre höjd. Detta leder till kvardröjande snöfläckar långt in på sommaren i fjälltrakterna (figur 3.4).



Figur 3.4. Snösmältningens slutfas i fjällen. Ramundberget, 27 maj 1975. (Foto: Torbjörn Jutman.)

Även på lägre nivåer sker en betydande omfördelning av snön, som gör det svårt att hitta representativa mätplatser. Snön har en tendens att blåsa bort från fria ytor för att samlas i skogsbyn, bakom byggnader och andra vindskyddade platser.

Vi som bor i södra Sverige upplevde en rad milda vintrar utan snö i slutet av 1980-talet och början av 1990-talet. Samtidigt fick vi en mycket sned snöfördelning i norr med en kraftig gradient från väster till öster. Detta är typiskt för en mild vinter, som domineras av vädersystem från väster och då tillfällig avsmältning kan ske i Norrlands inland (figur 3.5).



Figur 3.5. Exempel på skev snöfördelning i norra Sverige efter den milda vintern 1991/92. Siffrorna visar snömagasinet i procent av vad som är normalt den sista mars. (Källa: SMHI.)

3.2. Mätning av snö

I Sverige sker regelbunden mätning av snödjup vid ca 350 av SMHIs observationsstationer. Däremot mäts inte snöns vattenekvivalent regelbundet vid dessa stationer, men vattenkraftindustrin bedriver mätningar på vissa håll för att kunna bedöma vårflodens storlek.

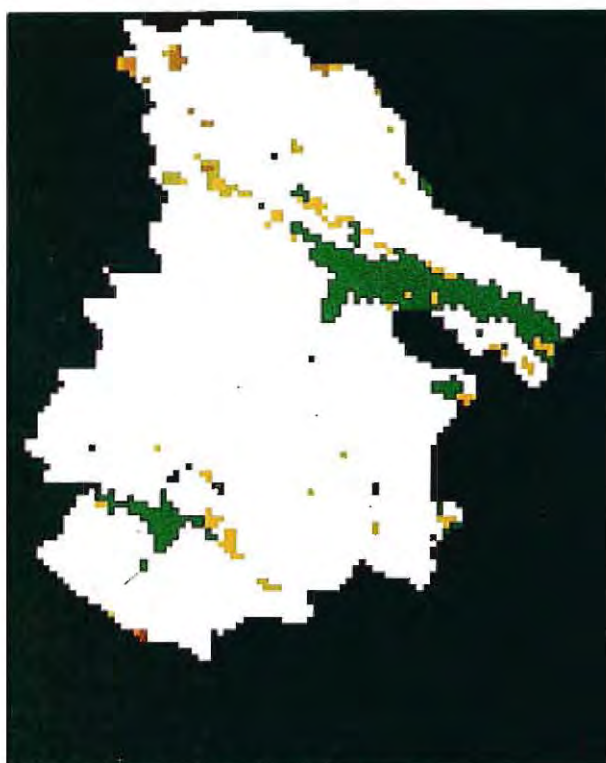
Det traditionella sättet att mäta snöns vattenekvivalent är att ta ett snöprov med ett rör, snörör, och väga snön. Eftersom detta bara ger ett stickprov och snömagasinet varierar kraftigt, krävs ett mätprogram med flera provtagningspunkter. Dessa kan kombineras med snödjupsmätningar, som är betydligt enklare att utföra. På så sätt kan man få ett någorlunda representativt mått på snömagasinet, åtminstone lokalt, med en relativt måttlig arbetsinsats. Det är knappast möjligt att få en heltäckande bild av snömagasinet i större områden i fjälltrakterna med denna teknik, utan man får då betrakta mätvärdet som ett index på snömagasinets storlek.

Snömagasinets mäktighet kan registreras kontinuerligt med hjälp av snökuddar. Dessa består av en vätskefylld kudde, som är förbunden med en tryckmätare. Tidigare var kuddarna vanligen av gummi, men numera finns även metallkuddar. Metoden används inte rutinmässigt i Sverige men är vanlig exempelvis i Norge och i USA. Snökudden ger ett punktvärde, varför mätplatsens representativitet är avgörande vid omräkning till snömagasin för ett större område.

Behovet av att få en bild av snömagasinet i de svårtillgängliga områden, som avvattnas till våra regleringsmagasin har ökat intresset för metoder baserade på fjärranalys. Flera gånger dagligen finns satellitbilder tillgängliga från vädersatelliter, och ur dessa kan man tolka snötäckningsgraden i ett område (figur 3.6). Det går dock ännu inte att tolka snöns vattenekvivalent. En annan svårighet är att antalet dagar med lämpligt väder, d v s utan moln, är litet, vilket gör att antalet användbara bilder under ett avsmältningsförlopp är litet. Dessa begränsningar medför, att satellitbilder inom en överskådlig framtid troligen bara kan användas som komplement till övriga metoder för bestämning av snötäcket i Sverige.

Försök har gjorts att utnyttja jordens naturliga gammastrålning för att från flygplan mäta snöns mäktighet (Bergström och Brandt, 1985). Detta är möjligt, eftersom snön dämpar gammastrålningen. Metoden kräver dock avancerad utrustning och är därför dyrbar att använda rutinmässigt. En annan teknik, som visat sig mer praktisk, är att mäta snön med helikopterburen georadar (Ulriksen, 1984) ungefär på samma sätt som man använder ett ekolod till sjöss. Mätningen ger två signaler, en från snöytan och en från marken, som kan användas för att fastställa snömagasinets storlek.

Vid hydrologiska beräkningar kan man beräkna snömagasinet genom att utnyttja observationer från nederbördsstationer och lufttemperaturstationer. Detta betyder att man antar, att nederbörden faller i form av snö när lufttemperaturen ligger under ett visst tröskelvärde, och på så sätt successivt beräknar uppbyggnaden av ett snömagasin. Denna beräkning måste naturligtvis kombineras med en snösmältningsberäkning för att ta hänsyn till tillfälliga blidvädersperioder, som tar på snömagasinet under vintern. Detta är idag den vanligaste metoden för bestämning av snömagasinet i Sverige (se kap. 14).



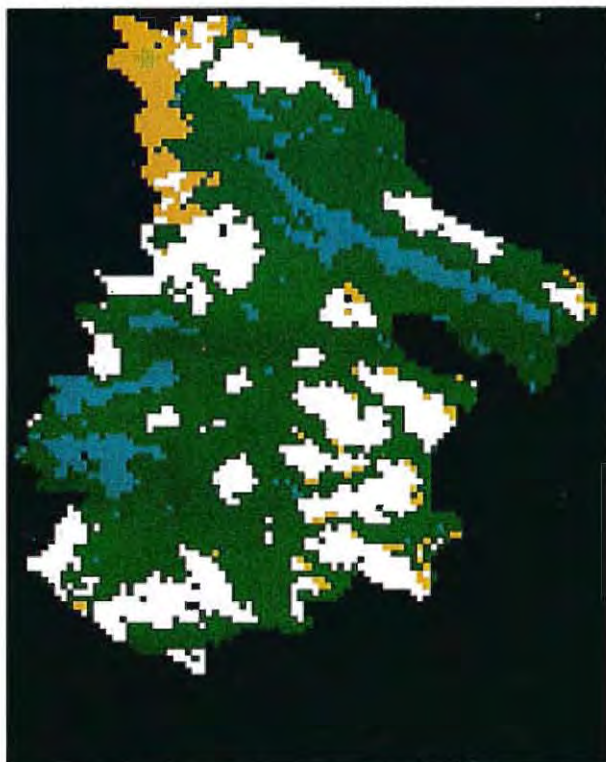
89-05-24 Moln: 3% Snö: 88% Snöfritt: 9%



89-06-13 Moln: 0% Snö: 74% Snöfritt: 27%



89-06-15 Moln: 13% Snö: 58% Snöfritt: 29%



89-07-10 Moln: 6% Snö: 24% Snöfritt: 70%

Figur 3.6. Snöns avsmältningsförlopp tolkat med hjälp av satellitbilder över Suorvaområdet i övre Luleälven under smältperioden 1989. (Källa: SMHI.)

3.3 Snösmältning

I Sverige bedrivs inga kontinuerliga mätningar av snösmältningen, utan man är hänvisad till beräkningar för de flesta hydrologiska tillämpningar. Detta innebär, att man på ett eller annat sätt måste försöka efterlikna energiuutbytet mellan snön och omgivningen.

Snöns energibalans vid snösmältning är komplicerad och borde egentligen beräknas med ett uttryck av följande slag:

$$W_m = W_{sw} + W_{lw} + W_c + W_l + W_g + W_p + W_i \quad (3.1)$$

där W_m = snösmältningens energiåtgång,
 W_{sw} = absorberad kortvågig strålning,
 W_{lw} = netto långvågig strålning,
 W_c = konvektivt värmetillskott (värmetillskott från luften),
 W_l = latent värmetillskott (kondensation, avdunstning),
 W_g = värmetillskott från marken under snön,
 W_p = värmetillskott från nederbörd,
 W_i = förändring i snömagasinets energiinnehåll.

Många försök har gjorts för att fastställa den kompletta energibalansen. Det visar sig emellertid, att kraftiga förenklingar är nödvändiga, om man vill beräkna snösmältningen över ett större område. Främst beror detta på bristande indata och på de mycket stora variationerna inom området av snömagasinet och de faktorer som styr smältningen.

Jämförelser visar också att mycket enkla empiriska beräkningsmetoder för snösmältning står sig förvånansvärt väl mot energibalansmetoder (se exempelvis WMO, 1986).

Den vanligaste och enklaste empiriska ekvationen för beräkning av snösmältning brukar kallas graddagmetoden:

$$S = C \cdot (T - T_0) \quad (3.2)$$

där S = snösmältning i mm/dygn,
 C = graddagfaktorn i mm/(dygn $\cdot$ $^{\circ}\text{C}$),
 T = dygnsmedeltemperaturen i $^{\circ}\text{C}$,
 T_0 = tröskeltemperatur i $^{\circ}\text{C}$, vanligen omkring 0 $^{\circ}\text{C}$.

När snön smälter binds en del vatten kapillärt i snön. Detta medför, att avrinningen fördröjs. För att ta hänsyn till detta kompletterar man ofta graddagmetoden med villkoret, att snön skall mättas med vatten till storleksordningen 5 - 10 %, innan avrinning från snötäcket antas ske.

Graddagfaktorn, C , sammanfattar alltså hela energiuutbytet mellan snön och omgivningen och fastställs helt empiriskt. Den varierar kraftigt beroende på lokala förhållanden men brukar sättas till ca 2.0 för skog och ca 3.5 för öppen mark vid tillämpningar i Sverige. Betydligt högre siffror används i områden med stark vind och därmed stort energiuutbyte.

Luftens temperatur används vid beräkning av snöackumulation, snösmältning och avdunstning och är därför viktig för beräkningar av vattenbalansen. Liksom för nederbörden tvingas man här beräkna en arealfördelning på grundval av observationer från ett relativt glest stationsnät. Normalt brukar man räkna med att lufttemperaturen sjunker med $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ för 100 m stigning. Det gäller dock inte för låga temperaturer, då man i stället får kallast i botten av dalgångar (inversion). Eftersom man vid snösmältningsberäkningar med graddagmetoden oftast enbart är intresserad av temperaturer omkring $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ och däröver, ger dock en temperaturkorrektur på $-0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ i detta fall tillräcklig noggrannhet.

3.4. Hur intensiv kan snösmältningen bli?

Med graddagfaktorer mellan 2 och 3.5 inses lätt, att snösmältningens extremvärden under ett dygn vanligen är lägre än intensiteten av extrema regn. En dygnsmedeltemperatur på $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ medför ju en dygnsavsmältning på ca 20 mm i skog eller 35 mm i öppna områden, vilket kan jämföras med de intensiva regn, som redovisades i figur 2.4. När det gäller snösmältning måste man dessutom ta hänsyn till ett områdes höjdfördelning, vilket gör, att avsmältningen är olika intensiv i olika nivåer och att snön ofta tar slut i de lägre delarna av ett område, innan smältningen når maximala värden högre upp. I figur 3.7 redovisas exempel på extrem areell snösmältning gällande hela avrinningsområden.



Figur 3.7.
Exempel på beräknad extrem areell snösmältning (mm/dygn). (Källa: Brandt m fl, 1987.)

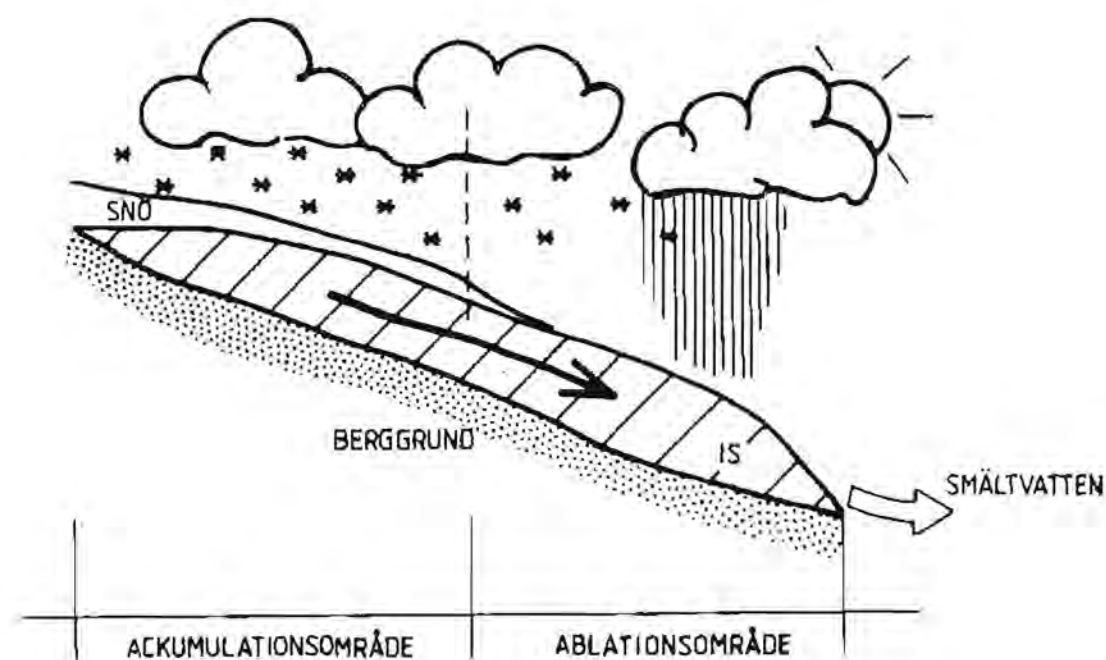
Värdena har beräknats med en matematisk modell och gäller för områden i storleksordningen några hundra till några tusen kvadratkilometer. Om man jämför dessa värden med den mest extrema arealnederbörden i figur 2.7, ser man att den extremaste snösmältningen är mindre än en tredjedel av den mest extrema dygnsnederbörden. Om extremvärden för längre tidsperioder analyseras, blir förhållandet det omvända, eftersom kraftig snösmältning kan pågå under åtskilliga dagar i sträck.

3.5. Glaciärer

Globalt sett utgör glaciärer jordens största sötvattenreserv (se tabell 1.2). Glaciärer bildas i områden med riklig vinternederbörd och kort och sval sommar. Förutsättningen är att snön inte hinner smälta bort utan ackumulerar och omvandlas till is.

Man brukar skilja på glaciärernas ackumulationsområde och ablationsområde (närområde och tärområde, figur 3.8). I ackumulationsområdet sker tillväxten genom att mer snö faller än vad som smälter av. I ablationsområdet är smältningen större än ackumulationen, men detta kompenseras av tillskott genom glaciärens rörelse.

Det finns knappt 300 glaciärer i Sverige, och dessa är förhållandevis små. Den största är Stuarajekna i Sulitelma-området med en yta på 13 km², vilket kan jämföras med Jostedalsbreen i Norge, som är Skandinaviens största glaciär med en yta på 486 km² (NE, 1992).



Figur 3.8. Principskiss över en glaciär.

Eftersom glaciärerna är så små i Sverige, är deras betydelse för de större vattendragens vattenföring ganska liten. De tillför dock vatten under den varmaste delen av sommaren, då övriga tillskott kan vara små. För mindre vattendrag spelar därför närvaron av glaciärer stor roll för avrinningen. Glaciärvattnet sätter också sin prägel på vattnets kvalitet genom att det innehåller en stor mängd suspenderat material, vilket ger det en mjölkaktig karaktär.

Referenser

Bergström, S., and Brandt, M. (1985)

Measurements of areal water equivalent of snow by natural gamma radiation - experiences from northern Sweden.

Hydrological Sciences Journal, 30, 4.

Brandt, M. (1986)

Areella snöstudier.

SMHI, Hydrologi nr 7, Norrköping.

Brandt, M., Bergström, S., Gardelin, M., och Lindström, G. (1987)

Modellberäkning av extrem effektiv nederbörd.

SMHI, Hydrologi nr 14, Norrköping.

Eriksson, B. (1990)

Snödjupsförhållanden i Sverige. Säsongerna 1950/51 - 1979/80.

SMHI, RMK nr 59, Norrköping.

NE (1992)

Nationalencyklopedin, band 7.

Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.

Ulriksen, P. (1984)

Snötaxering med radar.

Inst. för Geoteknologi, Lunds Universitet.

WMO (1986)

Intercomparison of conceptual models of snowmelt runoff.

Operational Hydrology Report, No. 23, Geneva.

4. FÖRLUSTER PÅ VÄGEN

Grovt räknat når bara hälften av nederbörden över Sverige fram till havet. Resten återgår till atmosfären som vattenånga genom olika processer.

4.1. Interception

Den snö eller det regn, som fastnar i vegetationen, kallas interception. En del av interceptionen avdunstar (interceptionsförluster) och en del faller till marken. Ofta brukar interceptionen inte behandlas separat vid hydrologiska beräkningar, utan den antas ingå i markvattenberäkningen. Den snö, som fastnar i träden, är en orsak till att man ofta uppmäter mindre snö i skogen än på öppna fält och kalhyggen.

Uppgifterna om interceptionsförlusterna vid regn eller snö varierar betydligt i litteraturen. Här spelar naturligtvis skogens täthet in, men även nederbördens fördelning i tiden. Samma nederbördsmängd ger upphov till större interceptionsförluster, om den sprids över flera dagar än om den kommer koncentrerat vid ett enda tillfälle. Interceptionens storlek vid ett regntillfälle i Sverige i skog har storleksordningen någon eller några mm.

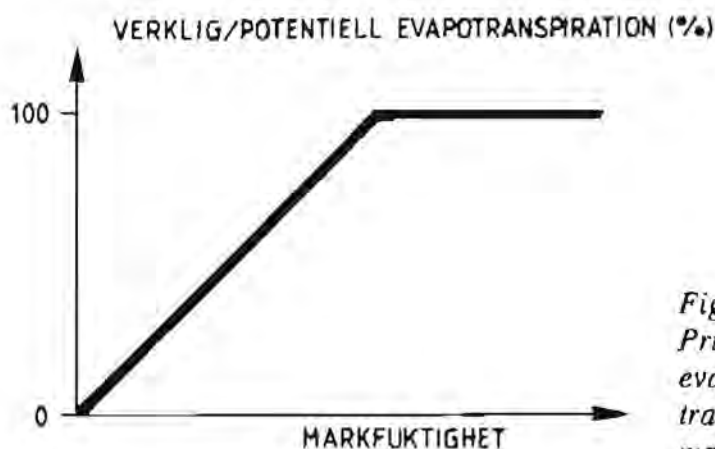
4.2 Evapotranspiration

Avdunstningen och växternas transpiration brukar samlas under namnet evapotranspiration. Här är det viktigt att hålla isär begreppen potentiell evapotranspiration och verklig evapotranspiration.

Potentiell evapotranspiration får man om marken är så fuktig, att tillgången på vatten inte begränsar avdunstning och transpiration. Det är då atmosfäriska förhållanden som avgör vattenångstransporten från marken.

Verklig evapotranspiration är den evapotranspiration man får när hänsyn tagits till att tillgången på vatten i marken och på vegetationen begränsar transporten av vattenånga. Den är följaktligen lägre än den potentiella evapotranspirationen och minskar alltmer ju torrare ett område blir.

Den verkliga evapotranspirationen styrs alltså av den potentiella evapotranspirationen och av markfuktigheten. Förenklat brukar man i många sammanhang använda sig av ett samband enligt figur 4.1, som visar att den verkliga evapotranspirationen kan antas avta i stort sett rätlinjigt i förhållande till den potentiella, när marken torkar ur under ett visst gränsvärde.



Figur 4.1.
Principiellt samband mellan potentiell evapotranspiration, verklig evapotranspiration och vattentillgången i marken.

4.3 Bestämning av evapotranspiration

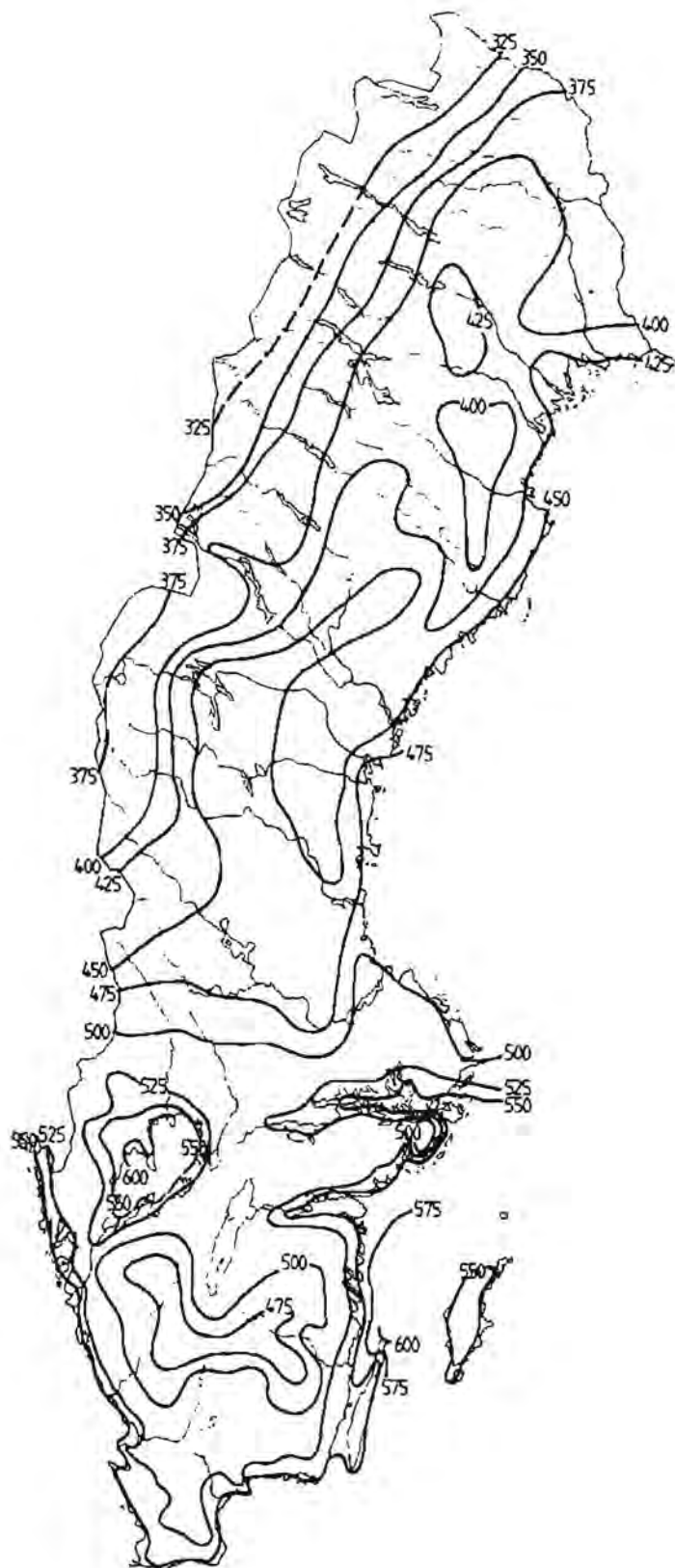
Den verkliga evapotranspirationen kan beräknas som en restterm, om nederbörden och avrinningen är kända. Detta kräver dock, att magasineringen av vatten antingen är oförändrad eller kan fastställas. I praktiken är det därför svårt att nå någon precision i dessa beräkningar med högre tidsupplösning än månader.

Mätning av den potentiella evapotranspirationen sker ofta med öppna, vattenfyllda mätkärl. Vanligast är den amerikanska, Class A pan, och den ryska, GGI 3000. Med hjälp av dessa mätes alltså avdunstningen från en fri vattenyta. Denna omräknas sedan till potentiell evapotranspiration med empiriska metoder.

I Sverige finns inget stationsnät för mätning av evapotranspiration. I stället brukar den potentiella evapotranspirationen beräknas med en förenklad energibalansformel med lufttemperatur, instrålning, luftfuktighet och vindhastighet som indata. Den vanligaste kallas Penmans formel och har använts för månadsvisa beräkningar av exempelvis Wallén (1966) och Eriksson (1981).

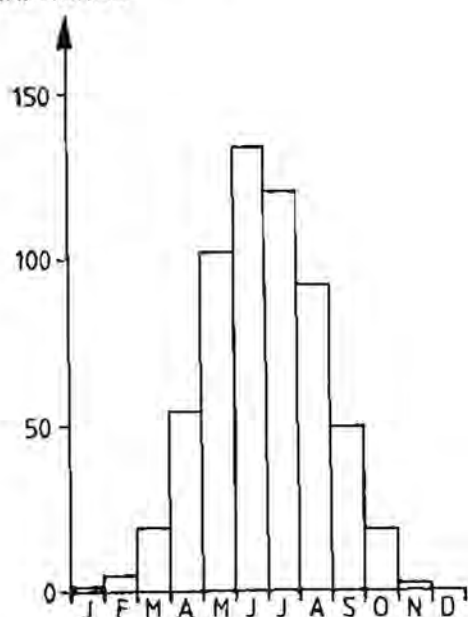
Den potentiella evapotranspirationen varierar avsevärt från en vindsäll, mulen dag med hög luftfuktighet till en blåsig, solig dag med torr luft. Även månadsmedelvärden kan variera betydligt från ett år till ett annat. Trots detta utgör Walléns och Erikssons månadsvärden ett utmärkt arbetsbesparande dataunderlag, som är tillräckligt för många hydrologiska beräkningar. Detta beror på att den totala markfuktigheten är av en större storleksordning än varje enskilt dygnsvärde på den potentiella evapotranspirationen, vilket gör att tillfälliga fel i den beräknade dagliga evapotranspirationen inte får så stor betydelse för vattenbalansen.

Erikssons beräkningar för månaderna april - september visas i figur 4.2. Den verkliga evapotranspirationen, fastställd som en restterm, visades i figur 1.2. Skillnaden mellan de två kartorna beror på att vattentillgången begränsat den verkliga evapotranspirationen. I figur 4.3 visas hur den potentiella evapotranspirationen varierar över året i Norrköping. Det huvudsakliga variationsmönstret är likartat i hela landet med låga värden höst och vinter och maximum under juni månad. Beräkningar av den potentiella evapotranspirationen för ett urval klimatstationer visas slutligen i tabell 4.1.



Figur 4.2. Beräknad potentiell evapotranspiration i mm för vegetationsytor för april - september. Medelvärden 1961 - 1978. (Källa: Eriksson, 1981.)

POT.
EVAPOTRANSPIRATION
MM/MÅNAD



Figur 4.3.

Den potentiella evapotranspirationens variationsmönster i Norrköping. (Källa: Eriksson, 1981.)

Tabell 4.1. Ett urval månadsvärden på potentiell evapotranspiration (mm) enligt Penmans formel för perioden 1961-78. (Källa: Eriksson, 1981.)

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	År
Nikkaluokta	1	2	5	10	45	103	96	61	24	7	2	2	316
Kiruna	3	3	8	16	54	115	109	71	30	7	3	4	421
Luleå	0	1	6	19	75	118	116	77	32	8	1	0	452
Gunnarn	1	2	8	20	75	120	110	74	32	8	1	1	451
Östersund	0	2	9	33	91	123	115	83	39	11	0	1	506
Sveg	1	2	10	28	85	120	112	80	39	11	1	0	487
Stockholm (Bromma)	3	6	20	53	104	139	127	95	48	17	3	0	614
Göteborg (Säve)	4	10	25	58	102	127	122	94	54	22	5	1	623
Kalmar	5	10	26	56	96	123	120	93	59	23	7	3	614
Malmö	9	15	22	64	108	132	130	104	62	28	12	5	702

4.4 Kan snö avdunsta?

Låt oss först lägga fast, att den direkta avdunstningen från en snöyta i Sverige inte kan bli särskilt stor. Detta hänger samman med att smältande snö håller en temperatur på ± 0 °C vid ytan och att också luftens temperatur är nära noll. Vid låga temperaturer kan inte luften innehålla stora mängder vatten. Fuktgradienten, som driver fukttransporten, är liten, vilket leder till låg avdunstning eller viss kondensation på snön, om luften är fuktig. I litteraturen hittar man uppgifter om snöavdunstning från Finland på mellan 0 och 50 mm/säsong från norr till söder (Kuusisto, 1984) och i norra Sverige (Abisko) kom Nyberg (1965) fram till en total snöavdunstning på 25 mm under 2 månader en vår.

Teoretiskt är det alltså snöns ytemperatur, som begränsar snöavdunstningen. Däremot kan betydande indirekt snöavdunstning tänkas, om smältvatten rinner ut på uppvärmda grenar och barr eller på bara fläckar på marken med hög ytemperatur. Det är samma mekanism, som gör att det går att torka tvätt kalla men soliga dagar. Hittills har vanligen snöavdunstningen ignorerats eller behandlats med en enkel korrektion av snönederbörden vid hydrologiska beräkningar. Under senare år har dock intresset för snöavdunstning ökat speciellt i samband med diskussioner om möjligheterna att förbättra prognosema över vårflödets volym.

4.5 Sjöavdunstning

Avdunstningen från sjöar är en komplicerad process, som hänger ihop med sjöns energibalans (se kapitel 9). Allmänt kan man dock säga, att sjöns värmemagasinering innebär en fördröjning av avdunstningsförloppet jämfört med den beräknade potentiella evapotranspirationen. Vattenbalansberäkningar tyder dessutom på att sjöavdunstningen totalt sett är något större än den potentiella evapotranspirationen, men säkra siffror saknas för närvarande i Sverige.

Sjöavdunstningen är speciellt betydelsefull under torra somrar, eftersom det inte finns någon återhållande mekanism liknande den, som hejdar evapotranspiration från land. En avdunstning på 5 mm från Hjälmaren under ett dygn, vilket inte är en orimlig siffra en varm sommardag, innebär en förlust på 28 m³ per sekund. Detta motsvarar ungefär medelvattenföringen i Emån vid mynningen i havet!

Referenser

Eriksson, B. (1981)

Den potentiella evapotranspirationen i Sverige.
SMHI, RMK nr 28, Norrköping.

Kuusisto, E. (1984)

Snow accumulation and snowmelt in Finland.
Publication of the Water Research Institute, No. 55, National Board of Waters, Helsinki.

Nyberg, A. (1965)

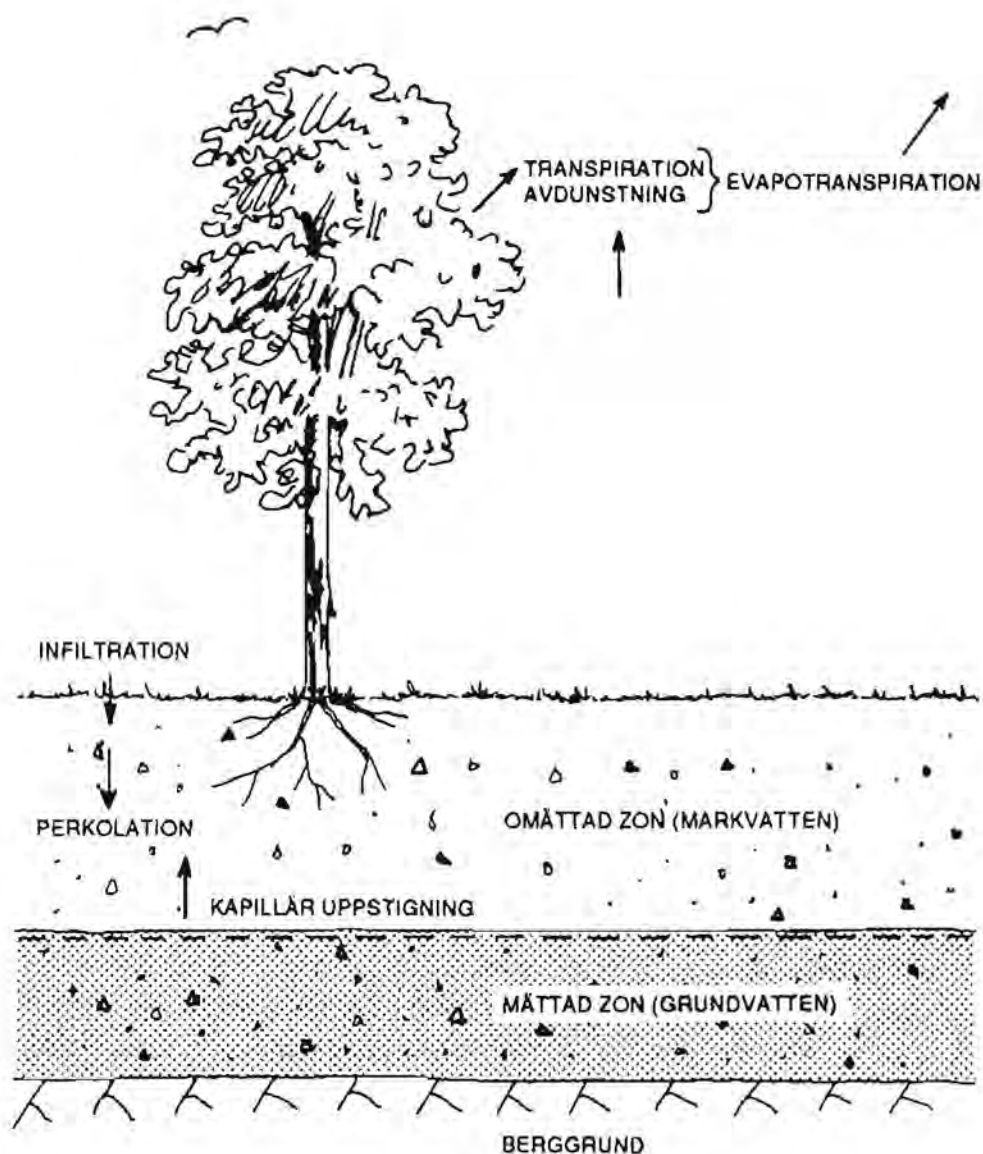
A study of the evaporation and condensation of a snow surface.
Arkiv för Geofysik, band 4, nr 30.

Wallén, C.C. (1966)

Global solar radiation and potential evapotranspiration in Sweden.
Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Meddelanden, serie B, nr 24, Stockholm.

5. FRÅN MARKYTAN TILL GRUNDEVATTNET

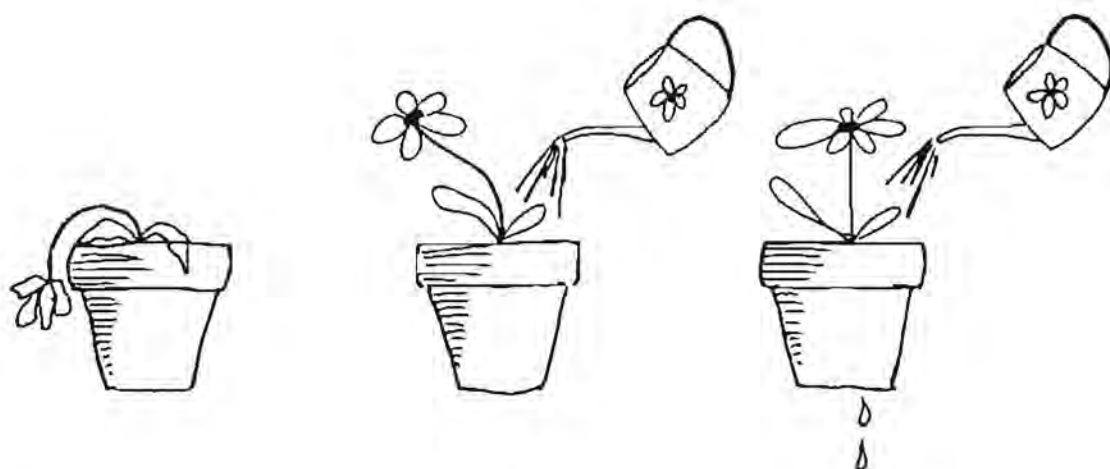
Markfuktigheten eller markvattenhalten, som den också kallas, är den fuktighet som finns i den omättade zonen från markytan ner till grundvattnet (figur 5.1). Detta magasin har stor hydrologisk betydelse men är i allmänhet mindre känt, eftersom det inte är lika påtagligt som exempelvis snö på marken eller grundvatten.



Figur 5.1. Illustration till begreppen avdunstning, transpiration, markvatten och grundvatten.

5.1 Fältkapacitet, vissningsgräns och markfuktighetsunderskott

Markens fältkapacitet är ett viktigt begrepp. Förenklat kan det sägas vara den maximala fuktighet, som marken kan hålla utan att vattnet rinner vidare till grundvattnet. Markfuktigheten minskar i första hand genom avdunstning och växternas transpiration ner till vissningsgränsen, som är den gräns, där växternas förmåga att ta upp vatten upphör. Av speciellt intresse är markfuktighetsunderskottet, som är skillnaden mellan fältkapaciteten och aktuell markfuktighet och alltså utgör ett mått på hur mycket ytterligare vatten marken kan lagra. Populärt kan man illustrera begreppen med hjälp av en blomkruka och en vattenkanna (figur 5.2). När den torra jorden fylls på minskar markfuktighetsunderskottet och när fuktigheten når fältkapaciteten, rinner vattnet igenom. Om krukans botten saknar hål i botten, mättas marken helt och vi får en fri grundvattenyta.



Figur 5.2.

Jorden i blomkrukan har torkat ut till vissningsgränsen ...

... markfuktigheten fylls på ...

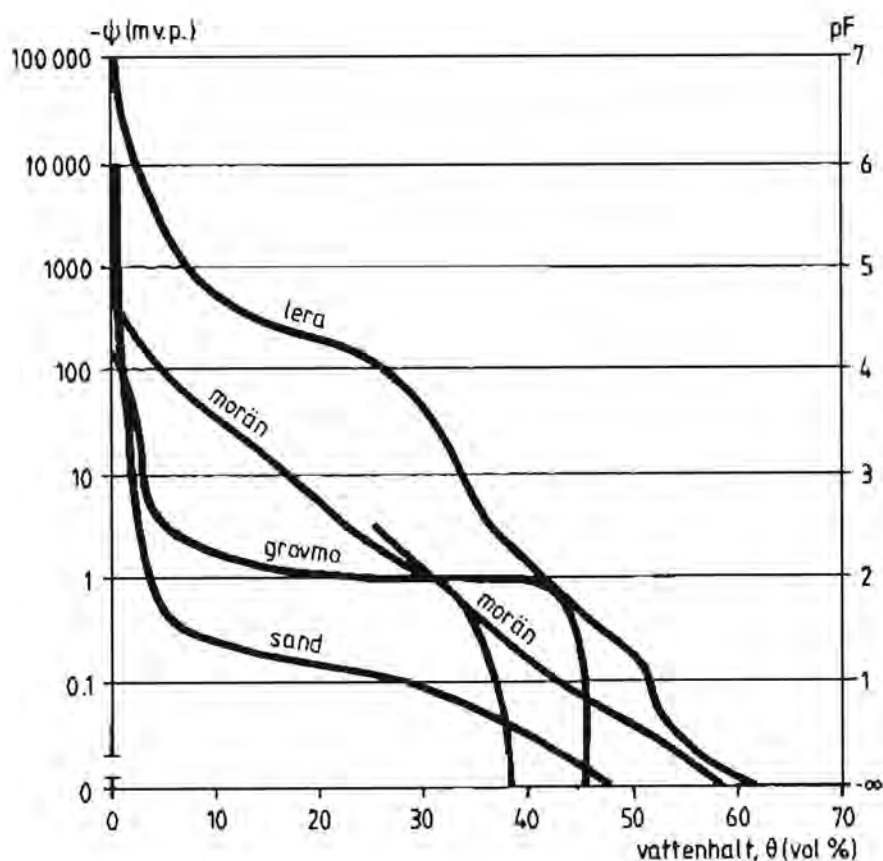
... och når fältkapacitet. Vattnet rinner vidare till grundvatten och avrinning.

När markfuktigheten nått vissningsgränsen finns fortfarande en del vatten kvar som är så hårt bundet till jordpartiklarna att växterna inte förmår tillgodogöra sig det. Detta vatten saknar praktisk betydelse i de flesta vattenbalansberäkningar, men det kan vara en viktig faktor vid hydrokemiska beräkningar om hänsyn måste tas till vattnets uppehållstid i marken.

5.2 Vattnets bindning, pF-kurvan

Markens förmåga att binda vattnet är en komplicerad process, som styrs av fuktigheten och varierar starkt mellan olika jordarter. Man brukar sammanfatta dessa egenskaper i pF-kurvan (figur 5.3), som visar relationen mellan bindningstryck och vattenhalt hos ett

jordprov. Med pF menas $^{10}\log(-\Psi)$, där Ψ är vattnets bindningstryck (relativa atmosfärstrycket mätt i cm vattenpelare). I den grovkorniga sanden i detta exempel töms en stor del av porvolymen redan vid små undertryck, under det att den finkorniga lera innehåller mycket vatten även vid stora undertryck. Den välsorterade grovmon har porer av mycket enhetlig storlek. Vid ett visst undertryck töms dessa porer och vattenhalten minskar drastiskt. I moränen och denna lera varierar porstorleken, och vattenhalten avtar därför gradvis när trycket minskar. (Se t ex Grip och Rodhe, 1985, för en utförligare beskrivning av pF -begreppet.)

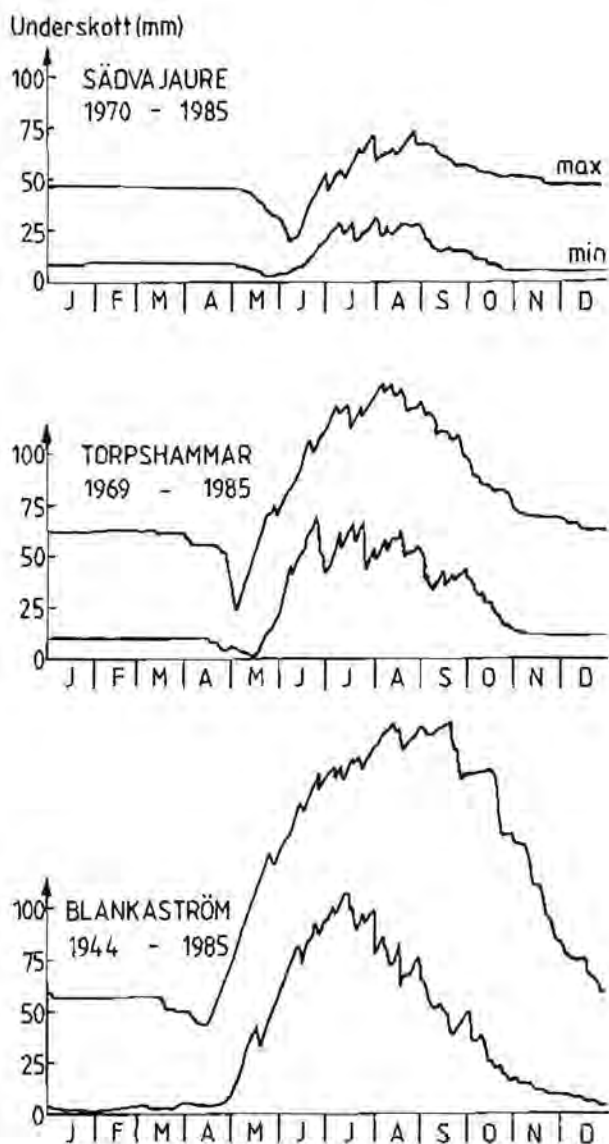


Figur 5.3. En jords vattenhållande egenskaper visas genom bindningskaraktistikan eller pF -kurvan. (Källa: Grip och Rodhe, 1985.)

5.3 Markfuktighetens hydrologiska betydelse

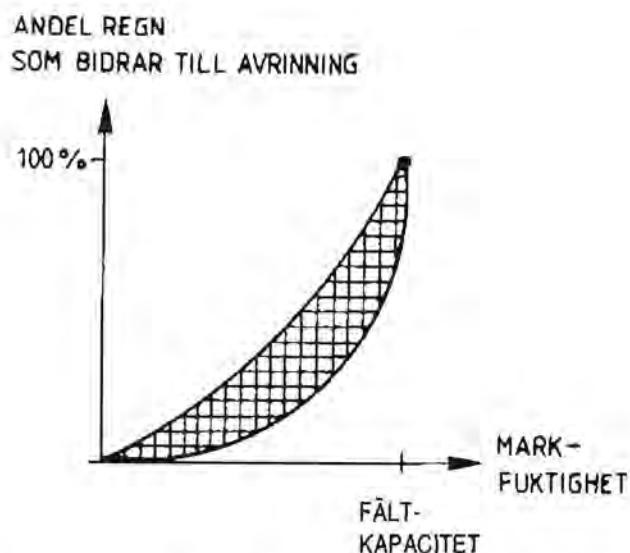
Markfuktighetsunderskottet utvecklas under våren och sommaren och berör i huvudsak bara markens översta meter. Det har en viktig funktion som buffert vid nederbörd och snösmältning. Speciellt viktig är denna buffert sommartid, då vi har de mest intensiva regnen i större delen av Sverige.

Markfuktighetsunderskottet varierar från ett år till ett annat och är betydligt större i södra Sverige än i de norra fjälltrakterna. Figur 5.4 visar exempel på beräknade markfuktighetsförhållanden för olika år i tre avrinningsområden i Sverige. Observera storleksordningen på det största underskottet under sommaren och jämför detta med de siffror på extrem nederbörd och extrem snösmältning, som redovisades i kapitlen 2 och 3. Markvattenmagasinet är ett stort vattenmagasin, och underskottet efter en torr sommar kan i vissa delar av landet gott och väl motsvara en tredjedel av årsnederbörden.



Figur 5.4.
Modellberäknade markfuktighetsunderskott i avrinningsområdena Sädvajaure (norra fjälltrakterna), Torpshammar (Norrlands inland) och Blankaström i Emån (östra Götaland). (Källa: Brandt m fl, 1987.)

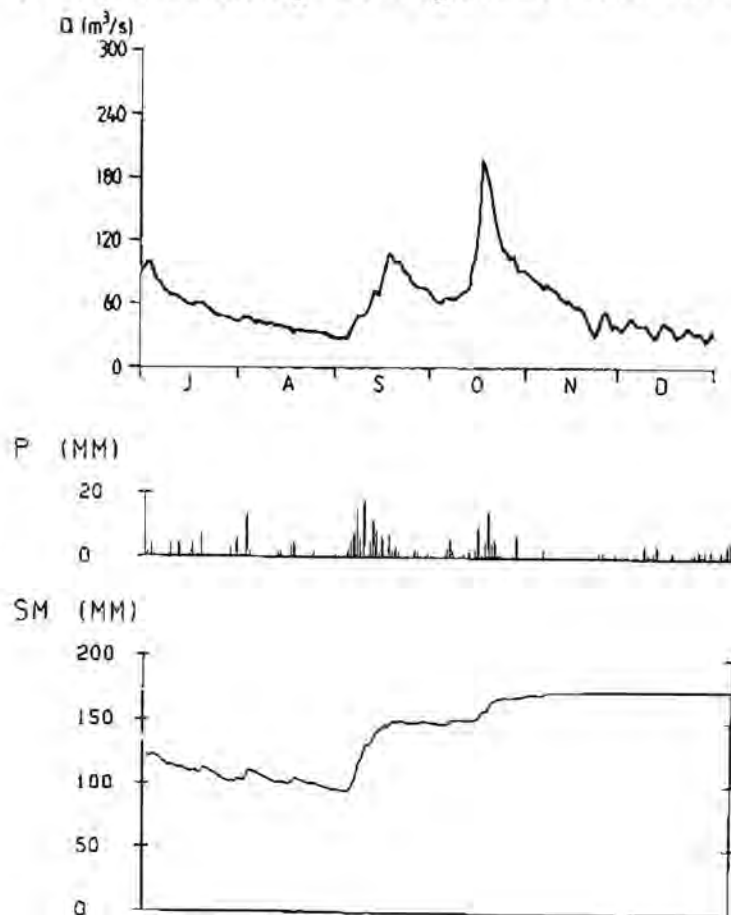
Markfuktigheten har följaktligen stor betydelse för hur ett vattendrag reagerar på regn eller snösmältning, och den påverkar även avdunstningen sommartid, som visades i figur 4.1. Om inte hänsyn tas till markens fuktighet, kan till synes blygsamma regn bjuda på överraskande kraftiga flöden. Detta illustreras i figur 5.5, som schematiskt visar hur stor andel av varje millimeter regn eller snösmältning, som går till avrinning vid olika markfuktighet för ett helt avrinningsområde. Denna andel kallas ofta effektiv nederbörd.



Figur 5.5.
Principiellt samband mellan markfuktigheten och effektiv nederbörd vid ett nederbördstillfälle i ett avrinningsområde.

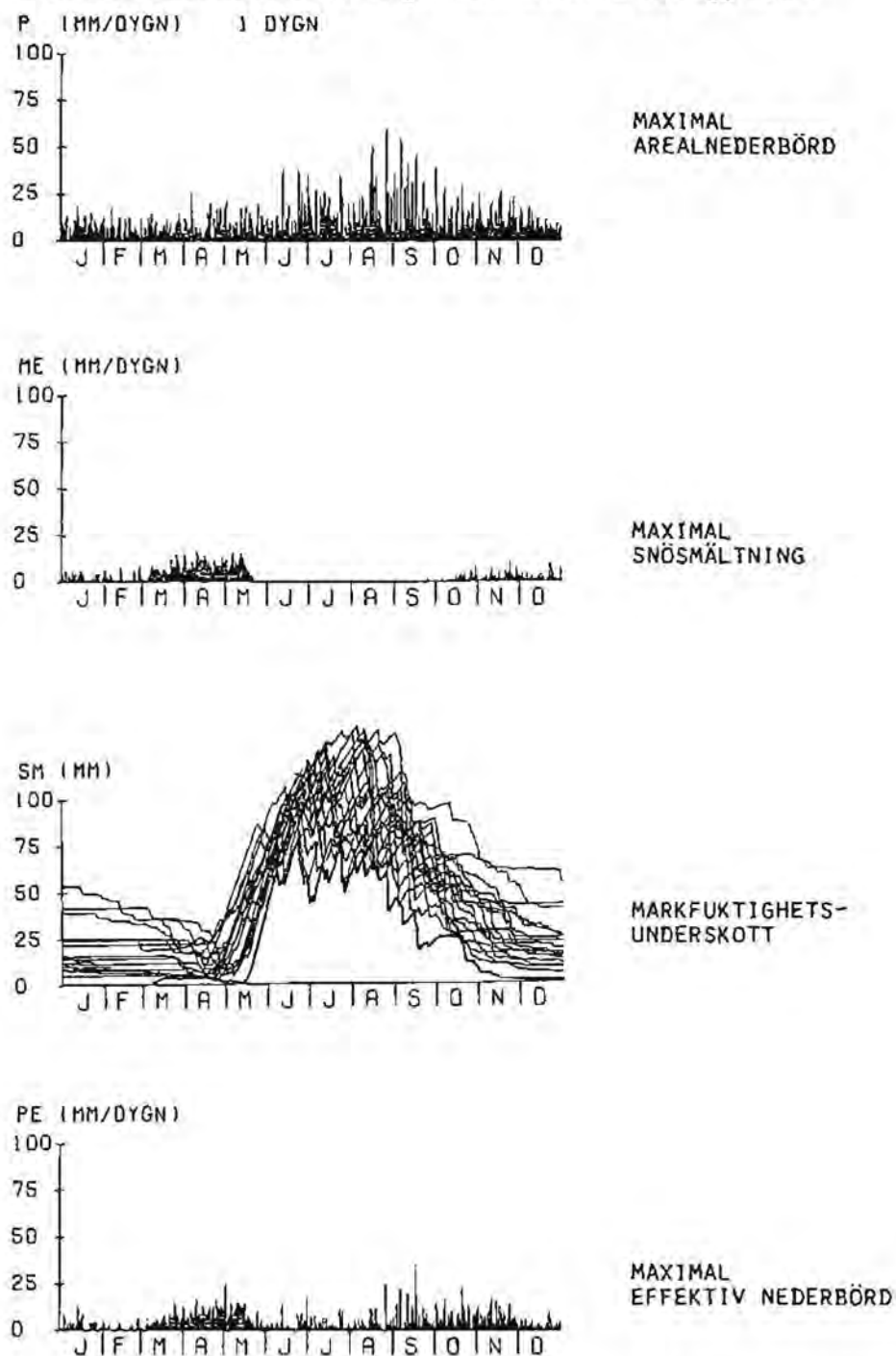
Av kurvans form framgår att huvudandelen av regnet går åt till att mätta marken om marken är torr när det börjar regna. Regnets bidrag till avrinning ökar därefter drastiskt, när fuktighetsunderskottet krymper och markfuktigheten närmar sig fältkapaciteten.

Som en ytterligare illustration till problemet visas i figur 5.6 en tillrinningsserie för Höljes-magasinet i Klarälven med motsvarande nederbördsobservationer samt den beräknade markfuktigheten. Figuren visar, att den högsta flödestoppen i oktober är orsakad av mindre regn men högre markvattenhalt än flödet i september.



Figur 5.6.
Exempel på markfuktighetens betydelse för tillrinningen till Höljes-magasinet i Klarälven.
 Q = tillrinning till magasinet,
 P = nederbörd i området (dygnsvärden),
 SM = beräknad markfuktighet i området.

Markfuktighetens stora betydelse som styrande variabel för extrema hydrologiska förhållanden visas slutligen i figur 5.7 i form av en modellberäkning av vattenbalansen för Gavleån (Tolvfors kraftverk). I figuren har de 28 åren överlagrats varandra, vilket gör att staplarna representerar det högsta värdet under perioden för en given dag på året. Observera att de olika diagrammen i figuren har samma skala och att markfuktighetsunderskottet blir stort även under relativt våta somrar. Den effektiva nederbörden uppvisar ett helt annat mönster och lägre intensiteter än den uppmätta.



Figur 5.7. Vattenbalans för Gavleåns tillrinningsområde under extrema förhållanden. Resultat från Tolvfors åren 1967-85. (Källa: Brandt m fl, 1987.)

5.4 Mätning av markfuktighet

Det finns inget nät för mätning av markfuktigheten i Sverige. De mätserier som finns tillgängliga har oftast sitt ursprung i tidsbegränsade forskningsprojekt. Markfuktigheten kartlägges dock dagligen av SMHI med hjälp av en vattenbalansmodell som utnyttjar data från de ca 150 synoptiska klimatstationer som finns i landet. Detta gör det möjligt att översiktligt följa utvecklingen och bedöma riskerna för höga flöden. Detta utvecklas närmare i kapitel 14.

Det finns en rad olika tekniker för direkta mätningar av markfuktigheten. Den äldsta kallas för gravimetrisk metod och innebär att man helt enkelt torkar ett jordprov och mäter vikt förlusten. Metoden är enkel men arbetskrävande och har den nackdelen att man inte kan upprepa försöket på samma plats, eftersom markprofilen störs.

Med neutronsond kan man följa fuktighetsprofilens utveckling. Tekniken bygger på att utsända neutroner bromsas av fuktigheten i marken. En strålningskälla sänks ner i ett rör i marken och neutronstrålningen registreras. Metoden är ganska komplicerad och innebär att noggranna försiktighetsmått måste vidtagas i samband med hanteringen av den radioaktiva källan.

Undertryckstensiometrar kan installeras på olika djup i markprofilen. I dessa, som består av ett genomsläppligt keramiskt material, kan undertrycket registreras och därigenom fås ett mått på markfuktigheten runt själva mätkroppen.

En lysimeter är ett kärl, som fylls med jord och vars vikt och genomströmning registreras. Därmed fås ett mått på fuktigheten, men man ställs naturligtvis inför frågan om förhållandena i lysimetern är desamma som i den omgivande marken.

Under senare år har TDR-tekniken, som bygger på att man sänder en elektromagnetisk puls genom marken, utvecklats. Förändringar av pulsen registreras i en mottagare och kan tolkas till markfuktighetsförhållanden.

Samtliga mätmetoder för markfuktighet har stora begränsningar i rummet. Det innebär, att stor vikt måste läggas vid mätstationernas representativitet vid försöksplaneringen. Markfuktigheten kan uppvisa mycket stora variationer inom korta avstånd (se t ex Høgh Jensen och Refsgaard, 1992).

Referenser

Brandt, M., Bergström, S., Lindström, G., och Gardelin, M. (1987)

Modellberäkning av extrem effektiv nederbörd.

SMHI, Hydrologi nr 14, Norrköping.

Høgh Jensen, K., and Refsgaard, J.C. (1992)

Spatial variability of physical parameters and processes in two field soils. Part I: Water flow and solute transport at local scale.

Nordic Hydrology, Vol. 22, No. 5.

Grip, H., och Rodhe, A. (1985)
Vattnets väg från regn till bäck.
Forskningsrådets Förlagstjänst.

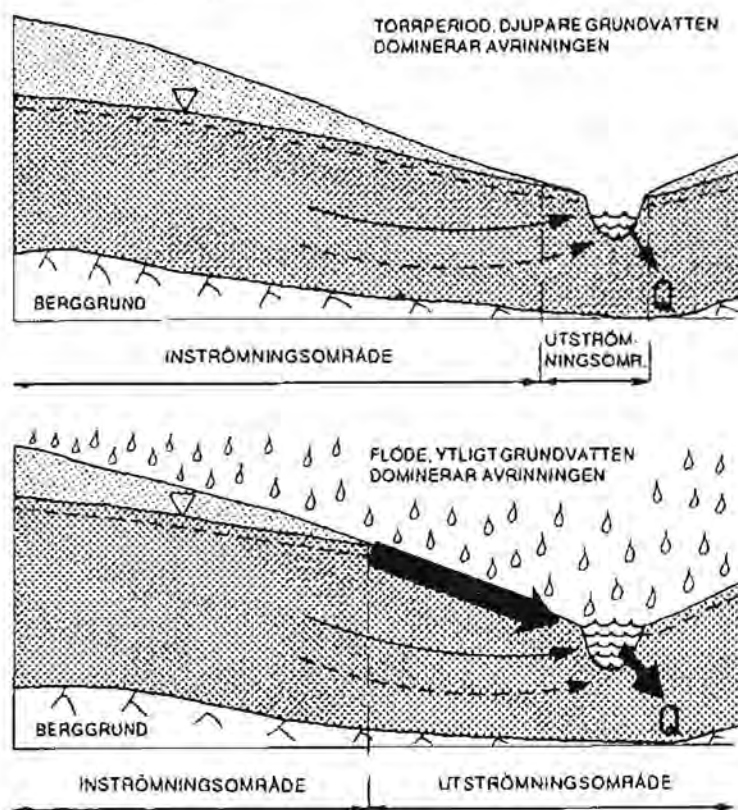
6. AVRINNING PÅ OCH I MARKEN

6.1 Vattnets väg till bäcken

Man brukar skilja på ytavrinning och avrinning via grundvattnet när man beskriver vattnets väg längs en sluttning ner till en bäck.

Direkt ytavrinning kan uppträda där markens genomsläpplighet är liten och när nederbörden och snösmältningen är intensiv. Detta gäller speciellt täta lerjordar och berg i dagen samt hårdgjorda ytor. Ofta är ytavrinningen ganska lokal, och vattnet når snart mer genomsläppliga lager för att sedan leta sig vidare via grundvattnet.

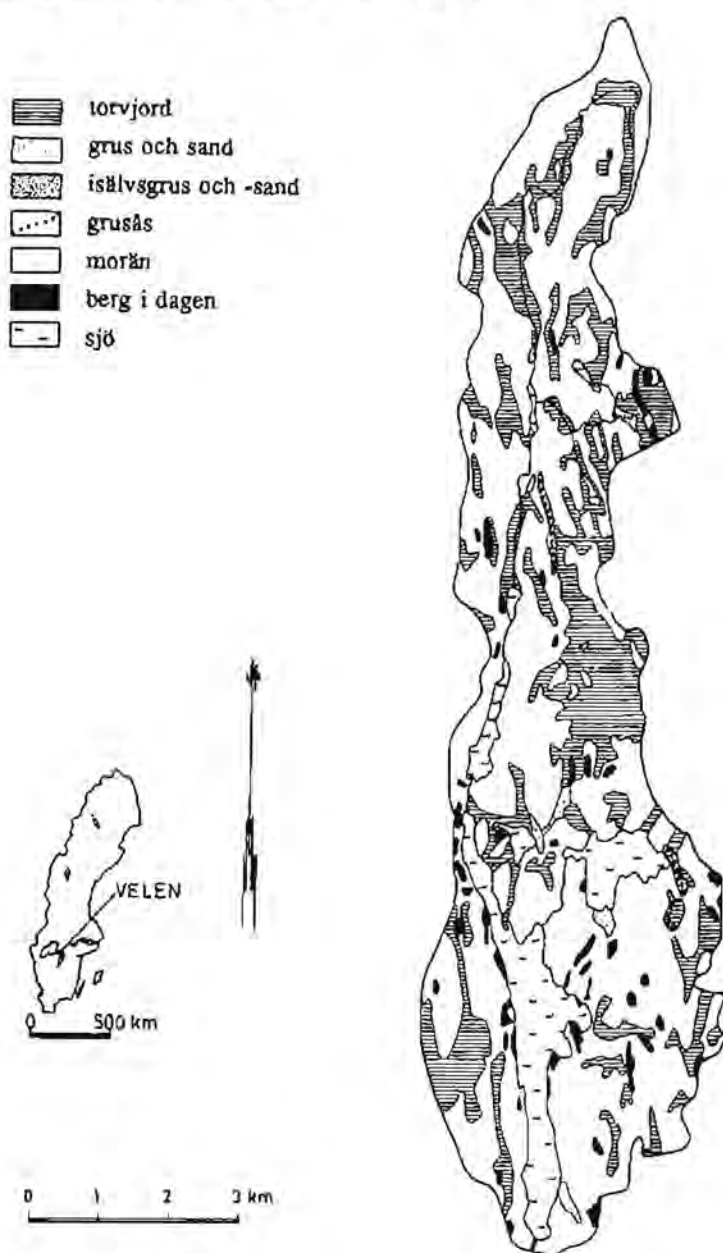
I stora delar av Sverige dominerar moränmarken, och man kan då räkna med att marken är tillräckligt genomsläpplig för att ingen direkt avrinning på markytan skall kunna ske annat än lokalt. Det innebär, att det vatten, som inte går åt för att höja markfuktigheten (den effektiva nederbörden), kommer att fylla på grundvattenmagasinet. Grundvattnet stiger då, men samtidigt ökar avrinningen, eftersom marken är mer genomsläpplig nära ytan än i djupare liggande lager (se exempelvis Lundin, 1982). Man kan alltså säga, att grundvattnet utgör en tillfällig uppehållsort för vattnet på dess väg från nederbörd till avrinning. I en flödessituation dominerar vattenföringen av ytligt grundvatten, som endast uppehållit sig kort tid i området, medan djupare liggande grundvatten med lång omsättningstid dominerar under perioder med låg tillrinning vintertid eller under torra somrar. Detta illustreras i figur 6.1.



Figur 6.1. Principskiss över grundvattennivåernas variationer och vattnets vägar i en sluttning med genomsläpplig mark.

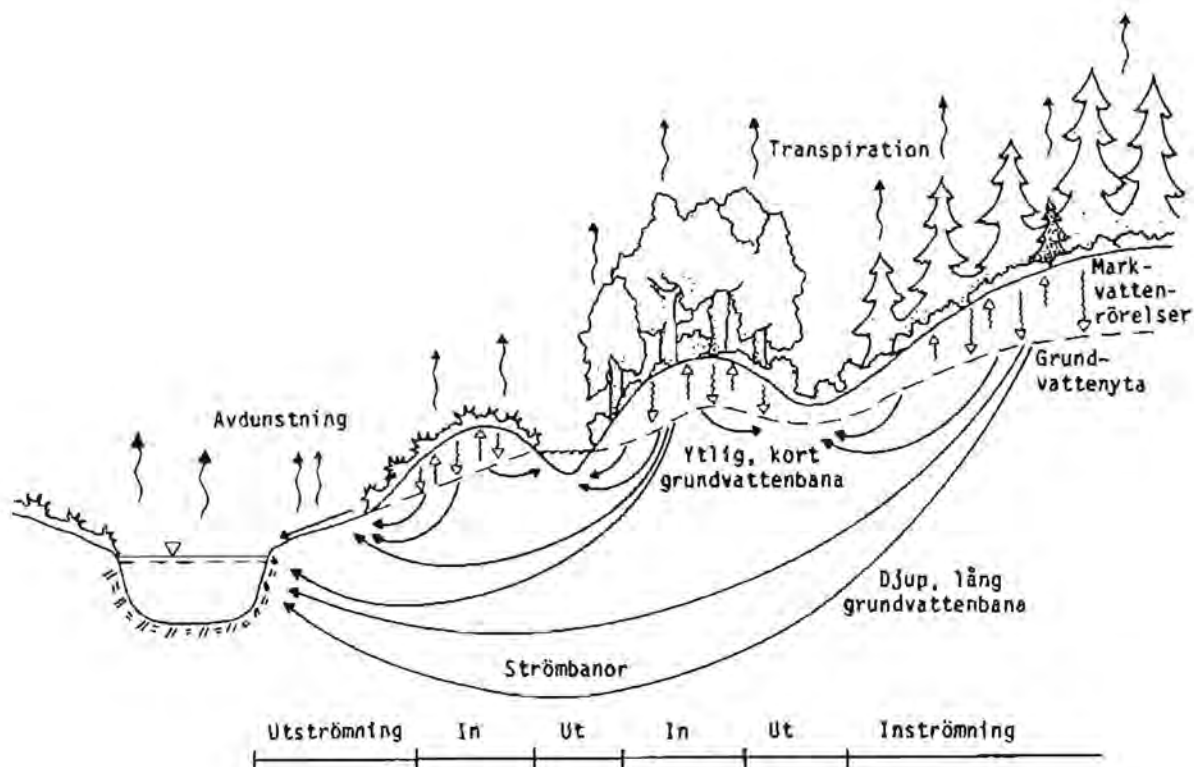
Begreppen inströmningsområden och utströmningsområden är centrala vid analys av vattnets vägar genom ett avrinningsområde. Ett inströmningsområde karaktäriseras av att nederbörden fyller på grundvattenmagasinet och att grundvattenströmningen är nedåtgående. I utströmningsområdet, däremot, strömmar grundvattnet ut och rör sig snabbt mot vattendraget. Som framgår av figur 6.1, varierar andelen utströmningsområden med grundvattnets nivå. Ju blötare förhållanden, desto större andel av avrinningsområdet utgöres av utströmningsområde. Andelarna varierar också mellan sommar och vinter, även om flödet skulle vara lika stort.

Den ovan förda diskussionen om vattnets väg genom marken är naturligtvis grovt förenklad. Var och en som rör sig i naturen inser, att även det allra minsta avrinningsområde innehåller stora variationer och därför bör betraktas som en mosaik, där topografi, geologi och markanvändning blandas. Detta illustreras av en bild av Velens forskningsområde i Västergötland (figur 6.2).



Figur 6.2.
Sammanställning av de
ytliga geologiska av-
lagringarna i Velens
forskningsområde i
Västergötland. (Källa:
Falkenmark, 1972.)

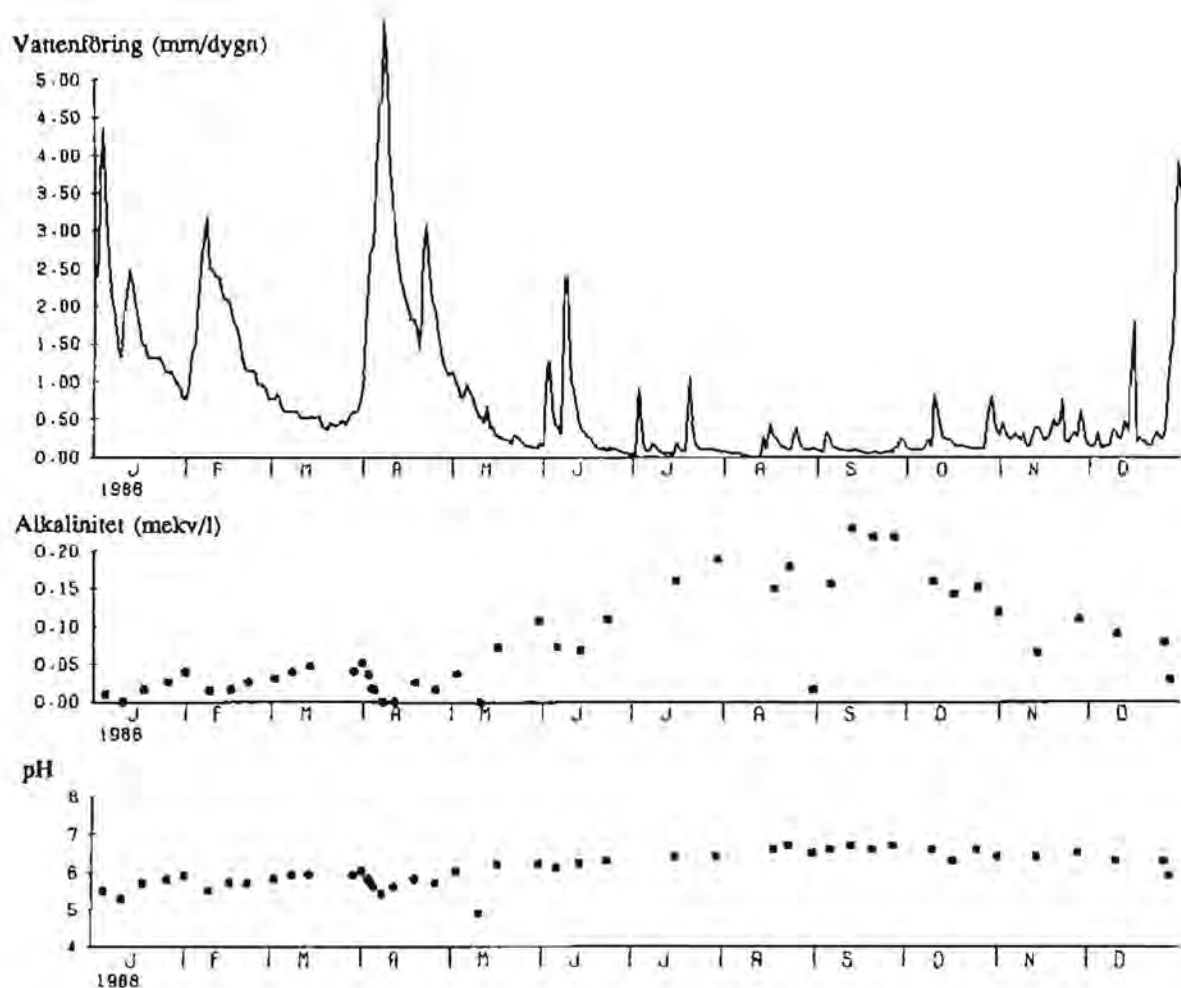
Vi tvingas därför acceptera en ganska komplicerad bild av vattnets rörelse mot vattendraget med in- och utströmningsområden, som avlöser varandra och där vattnets transportvägar varierar kraftigt (figur 6.3). Varje bit i denna mosaik kan dock anses vara en sluttning i sig, och då är ofta den förenklade bilden användbar.



Figur 6.3. Principiell beskrivning av vattnets strömningsvägar i ett heterogent område. (Källa: NFR, 1986.)

6.2 Flödesvägar och vattenkvalitet

Den bild av vattnets vägar, som redovisas i figur 6.1, är av stor betydelse vid analys av vattnets sammansättning. Vid en flödessituation dominerar ytligt grundvatten, som fått sin karaktär av de geokemiska förhållandena nära markytan, medan djupare grundvatten sätter sin prägel på vattnet under torrperioder. Orsaken till att vi får sänkt alkalinitet och sänkta pH-värden i skogsvattendragen i samband med flöden (s k surstötter) är följaktligen att marken i dessa områden är surast nära markytan, där merparten av vattnet rinner (figur 6.4). Det är därför lätt att dra felaktiga slutsatser om långsiktiga förändringar i vattnets beskaffenhet, om man inte samtidigt tar hänsyn till de hydrologiska förhållandena, som råder vid provtagningsstillfället.



Figur 6.4. Exempel på vattenkvalitetens beroende av den hydrologiska situationen. Figuren visar flödet i en liten bäck i Kolmården (Stubbetorp) samt vattnets alkalinitet och pH-värde. Observera att höga flöden, låg alkalinitet och låga pH-värden hänger ihop. (Data från SMHI.)

6.3 Vattnets uppehållstid i marken

Som framgått av tidigare avsnitt, finns stora vattenvolymer lagrade i marken i form av markvatten. Det medför, att de vattenmolekyler, som träffar marken som nederbörd, behöver lång tid för att nå vattendraget. I huvudsak är det äldre vatten, som bidrar till vattenföringen men som sätts i rörelse genom förnyad nederbörd eller snösmältning. Ett undantag från denna princip utgör den nederbörd, som faller direkt på sjöar och vattendrag eller på utströmningsområden i nära anslutning till vattendragen.

Med hjälp av analyser av isotopsammansättningen i nederbörd och avrinning har man kunnat sluta sig till att det i ett skogsområde på moränmark i genomsnitt tar månader för en vattenmolekyl att nå från markytan till ett vattendrag, även om den inte lagras som snö (se t ex Rodhe och Grip, 1985). Vattendraget reagerar dock betydligt snabbare på nederbörden genom den tryckeffekt som förorsakas av att grundvattennivåerna stiger.

Vissa små vattendrag börjar stiga redan några timmar efter regnet medan det kan ta dagar och t o m veckor för större vattendrag att reagera beroende på fördröjning och dämpning i sjöar och älvsträckor.

6.4 Vilken roll spelar tjälen?

Tjälen har ganska liten betydelse för avrinningsförloppet i moränområden. Visserligen innebär tjälad mark, att möjligheten att infiltrera vatten minskar, men normalt är regn- eller snösmältningsintensiteten så låg och genomsläppligheten så hög i marken, att tjälen endast kan få lokal betydelse. På täta åkerjordar kan dock tjälen få stora konsekvenser genom att den förorsakar ytavrinning och erosion. Om avrinningen från ett skogsområde av storleksordningen några km² och uppåt analyseras, så är det däremot svårt att finna några effekter av tjälen på avrinningen.

Referenser

Falkenmark, M. (Ed.) (1972)

Hydrological data - Norden. Representative basins.

Introductory volume, National Committees for the International Hydrological Decade in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden.

Lundin, L. (1982)

Mark- och grundvatten i moränmark och marktypens betydelse för avrinningen.

UNGI, rapport nr 56, Uppsala Universitet, Uppsala.

NFR (1986)

Hydrologins nya ansikte.

IHP-Rapport nr 61, NFRs kommitté för hydrologi, Stockholm.

Rodhe, A., och Grip, H. (1985)

Vattnets väg från regn till bäck.

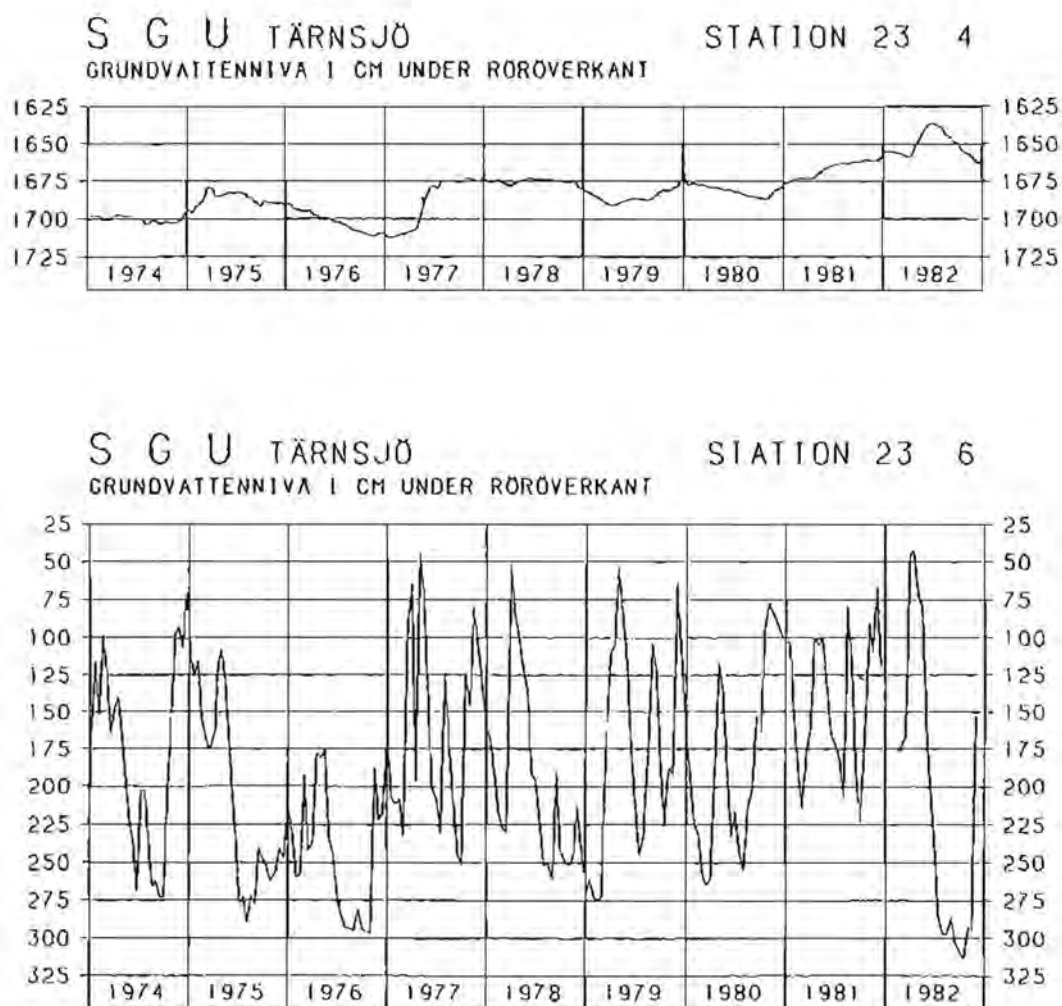
Forskningsrådets Förlagstjänst.

7. GRUNDTVATTEN

Under den omättade zonen vidtar den mättade zonen (se figur 5.1). Här har det perkoleringande vattnet samlats och fyller som grundvatten alla hålrum och sprickor. Vattnet transporteras nu vidare som mättad strömning under inflytande av vattnets tryckgradient. Detta innebär, att grundvattnet är en integrerad del av det hydrologiska kretsloppet.

7.1. Olika typer av akviferer

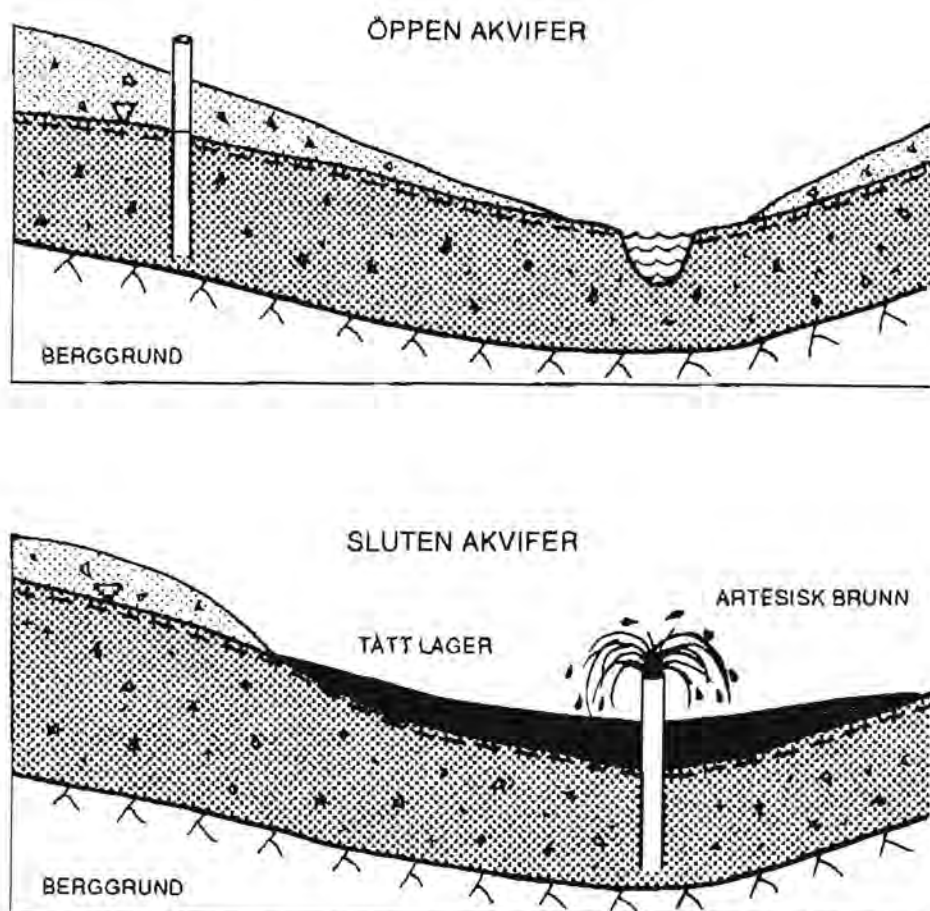
En akvifer är en geologisk bildning, som innehåller grundvatten. Man brukar skilja mellan stora och små akviferer på grund av skillnaderna i vattenmagasinerings, vilket i sin tur leder till skillnader i grundvattennivåernas variationsmönster (se figur 7.1).



Figur 7.1. Jämförelse mellan grundvattennivåernas dynamik i en stor akvifer i en *ds*-formation och i en liten akvifer i morän. Data från SGUs stationsnät i Tärnsjö i norra Uppland.

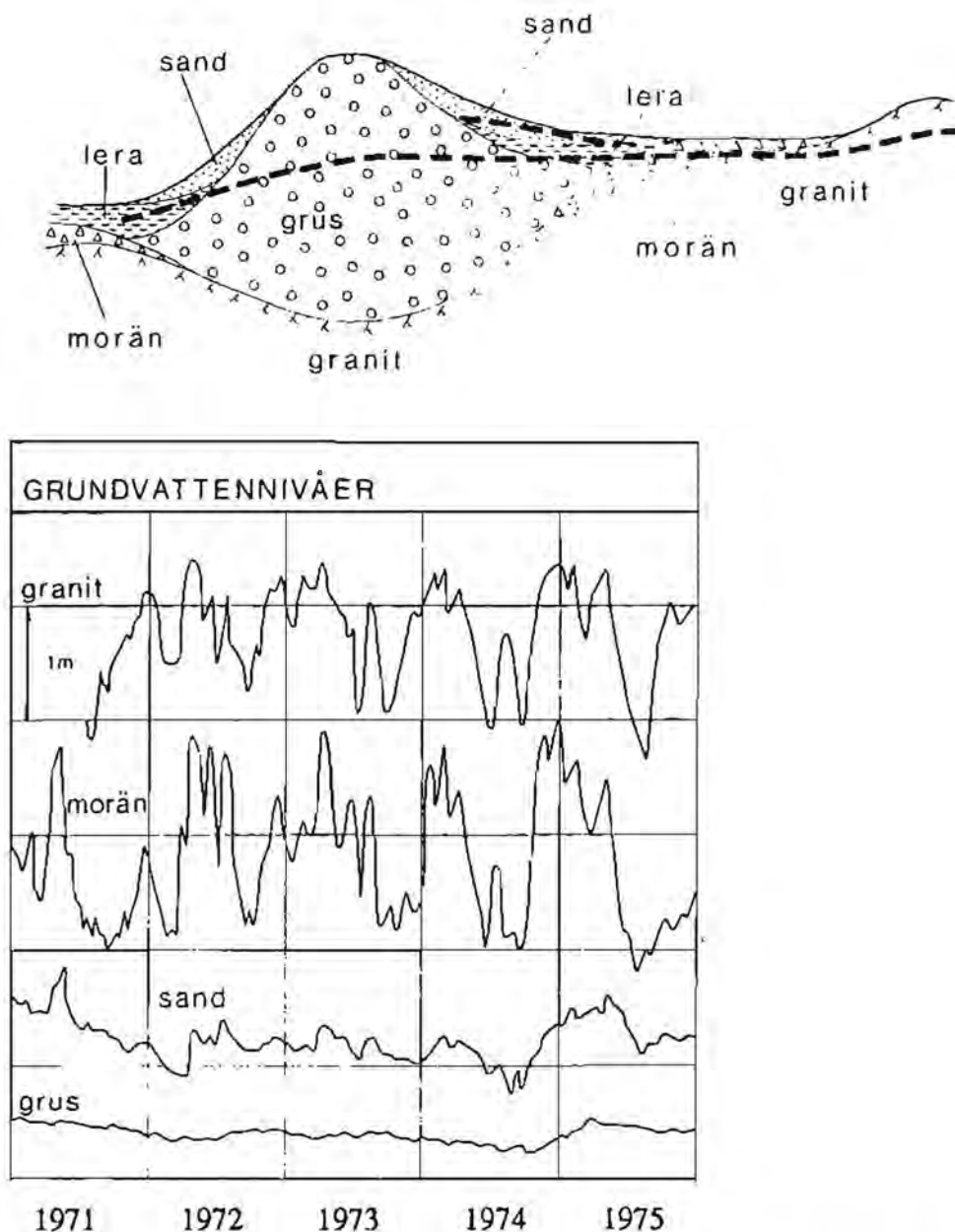
De stora akvifererna återfinner vi i stora sand- och grusavlagringar, till exempel i åsformationer. Dessa karaktäriseras av att grundvattenytan ligger djupt, vattenomsättningen är långsam och att grundvattennivåernas variationer uppvisar stor tröghet. Flödet till ett intilliggande vattendrag varierar endast måttligt. Små akviferer återfinnes oftast i områden med täta jordlager, där grundvattenytan vanligen ligger bara någon meter under markytan. Grundvattennivåerna i små akviferer reagerar snabbt på tillförd nederbörd och torrperioder och likaså flödet till ett närliggande vattendrag. Små akviferer återfinnes också i sprickigt berg.

Inom hydrogeologin brukar man särskilja öppna och slutna akviferer (se figur 7.2). En öppen akvifer har en fri grundvattenyta. Det är den vanliga situationen i våra moränområden och större sand- och grusavlagringar. Den slutna akviferen utbildas under ett tätare jordlager och står vanligen under övertryck. Det innebär att vi kan få artesiskt grundvatten, som sprutar upp av självtryck. Slutna akviferer är vanliga i dalgångar med genomsläppligt material, som överlagras av täta lerjordar.



Figur 7.2. Principerna för en öppen respektive en slutna akvifer.

Eftersom de geologiska förhållandena i Sverige är mycket heterogena, kan man inte tala om ett grundvatten. I naturen finner vi en blandning av akviferer, som ibland är mer eller mindre isolerade och ibland påverkar varandra. Figur 7.3 illustrerar hur olika grundvattenförhållanden kan vara i relativt närbelägna områden.



Figur 7.3. Grundvattennivåernas variationsmönster i olika bildningar under fem år i ett mellansvenskt observationsområde (Tärnsjö i norra Uppland). (Källa: Knutsson och Fagerlind, 1977.)

7.2 Effektiv porositet

Vid beräkningar av vattenbalansen vill man ofta översätta en uppmätt grundvattennivå till mängd vatten i akviferen. Detta kräver att man vet hur stor volymandel som det dränerbara vattnet upptar i marken. Man brukar kalla denna andel för den effektiva porositeten. Om den effektiva porositeten är 5 % så motsvarar en grundvattennivåhöjning på 1 meter ett vattentillskott på 50 mm för en öppen akvifer. Detta är förklaringen till att grundvattennivåerna i täta jordar reagerar så snabbt på tillförd nederbörd. Motsvarande uppskattning kan inte göras för den slutna akviferen eftersom förhållandena där är betydligt mer komplicerade.

Den effektiva porositeten får inte förväxlas med den totala porositeten som inkluderar alla porer i marken, d v s även dem som innehåller icke dränerbart vatten. Den effektiva porositeten kan också uttryckas som den totala porositeten minus fältkapaciteten.

Den effektiva porositeten varierar kraftigt mellan olika akviferer. Den varierar dessutom med djupet för en enskild akvifer. Storleksordningen för en morän är några procent, om man undantar det allra ytligaste skiktet, där den är betydligt större. Den kan vara ca 20 - 30 procent för sand- och grusavlagringar.

7.3. Hydraulisk konduktivitet

Med mättad hydraulisk konduktivitet avses markens genomsläpplighet när den är mättad. Den brukar anges som ett K-värde och avser då den vattenmängd, som per tidsenhet passerar en ytenhet under tryckgradienten 1. Sorten för k-värdet blir följaktligen längd/tid, vanligen användes cm/sek. Konduktiviteten för några jordarter visas i tabell 7.1.

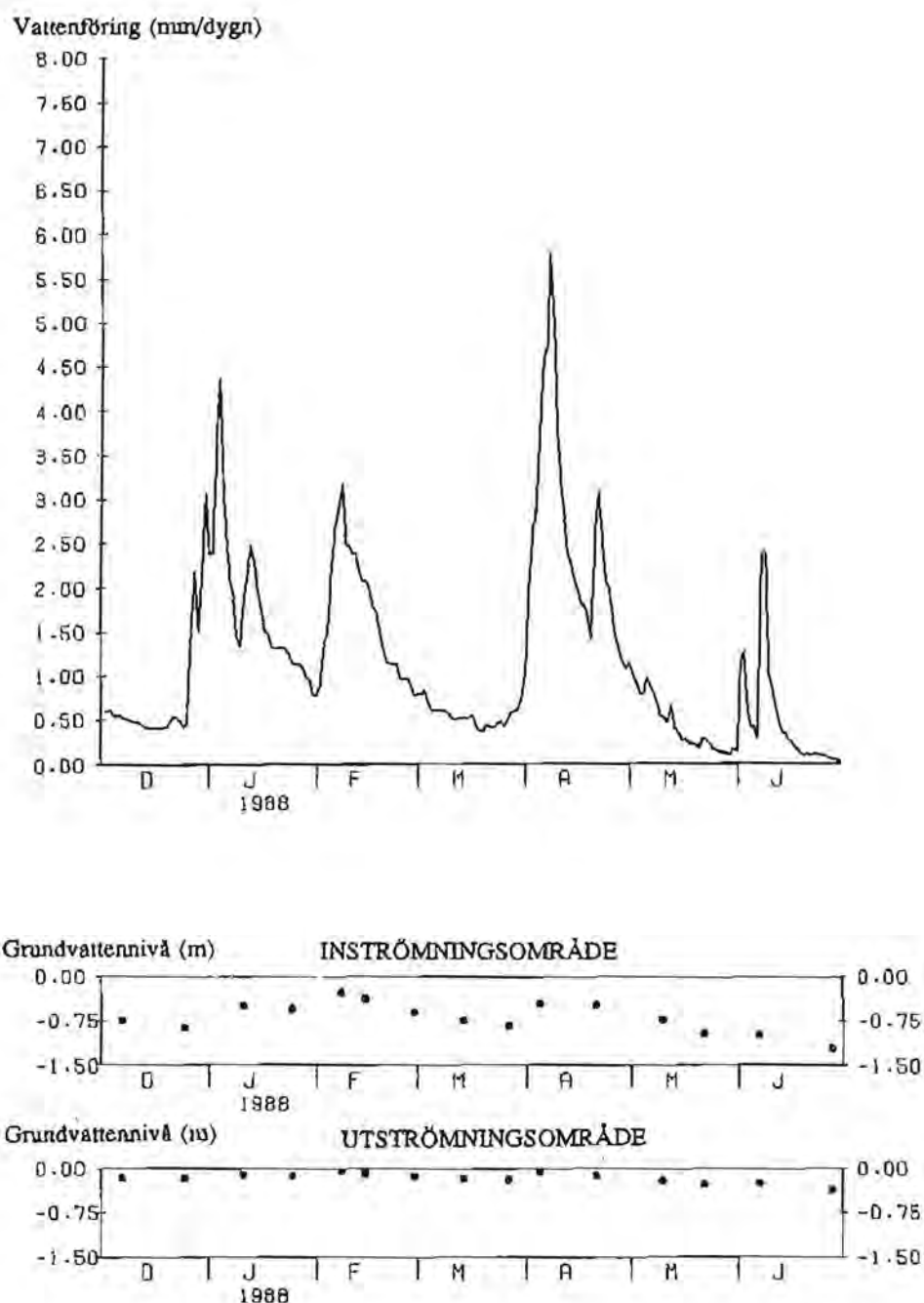
Tabell 7.1. K-värden för några olika jordarter. (Källa: Knutsson och Morfeldt, 1978.)

Jordart	cm/s
Grus	$10^2 - 10^1$
Grovsand	$10 - 10^{-3}$
Mellansand - grovmo	$10^{-1} - 10^{-4}$
Finmo - mjäla	$10^{-4} - 10^{-8}$
Lera, morän	$10^{-6} - 10^{-9}$

7.4 Grundvatten och avrinningsdynamik

De geologiska förhållandena i ett avrinningsområde, och därmed akviferernas karaktär, är av stor betydelse för vattenföringens dynamik. Om området domineras av stora akviferer får vi dämpade flöden och, relativt sett, hög vattenföring under lågvattenperioder. Om små akviferer dominerar reagerar vattendraget snabbare på tillfört vatten och flödet blir litet och kan till och med upphöra helt under torrperioder. Vattenföringen

återspeglar helt enkelt grundvattennivåvariationerna som visas i figur 7.4. Akviferernas karaktär och den geokemiska miljön är dessutom av avgörande betydelse för vattnets beskaffenhet.



Figur 7.4. Vattenföring i en liten bäck i Stubbetorp, Kolmården, och grundvattennivåer i en anslutande sluttning i dess avrinningsområde. Observera att grundvattennivåerna varierar betydligt mer i inströmningsområdet än i utströmningsområdet. Den angivna sorten för vattenföring avser mm vatten räknat över hela avrinningsområdets yta (se avsnitt 10.1).

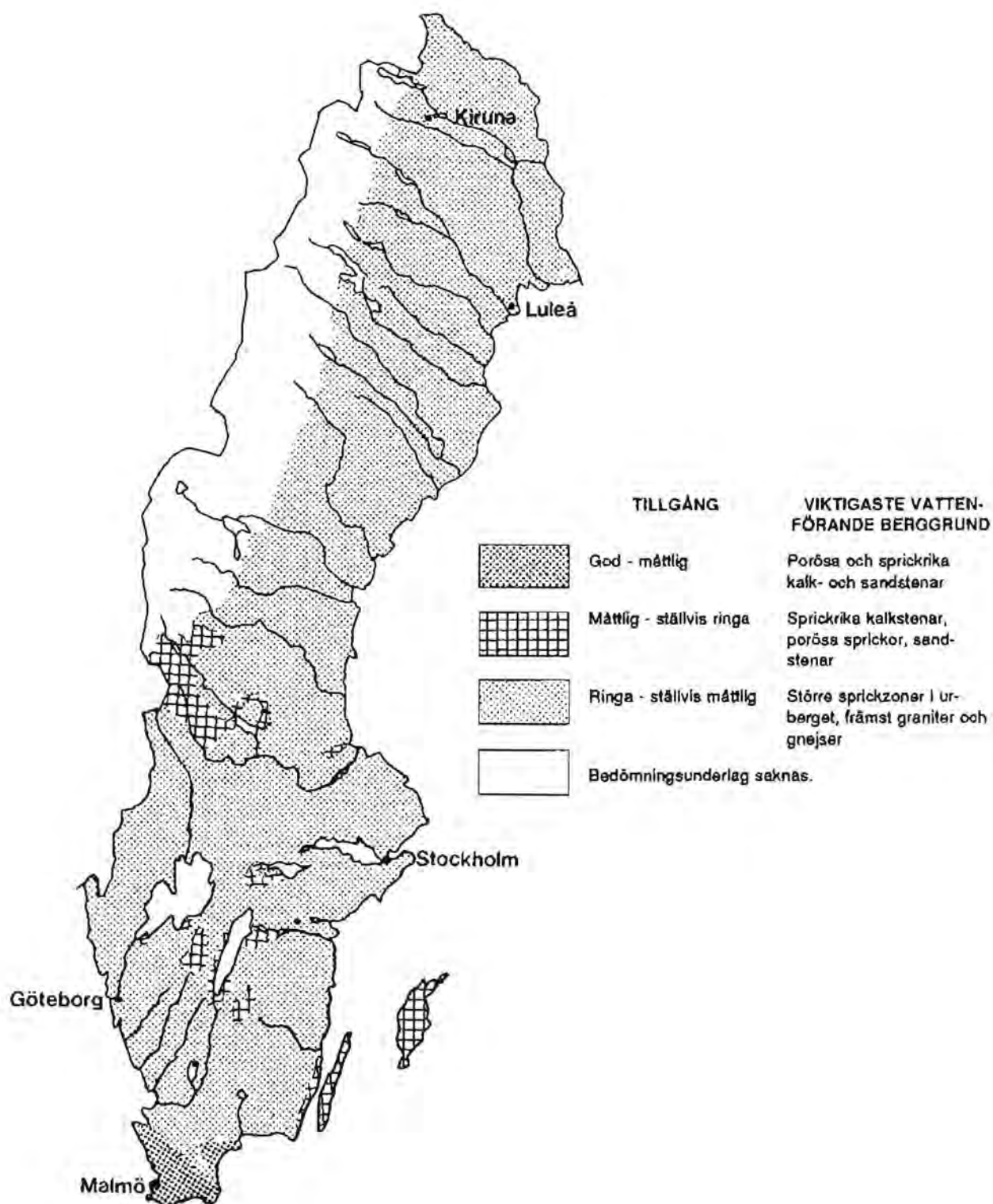
7.5 Utnyttjande av grundvatten

Ungefär hälften av Sveriges kommunala vattenförsörjning baseras på grundvatten och den andra hälften tas från ytvatten. Dessutom finns i Sverige ca 400 000 enskilda vattentäkter för permanentboende och ca 650 000 för fritidshus (Bertills m fl, 1989).

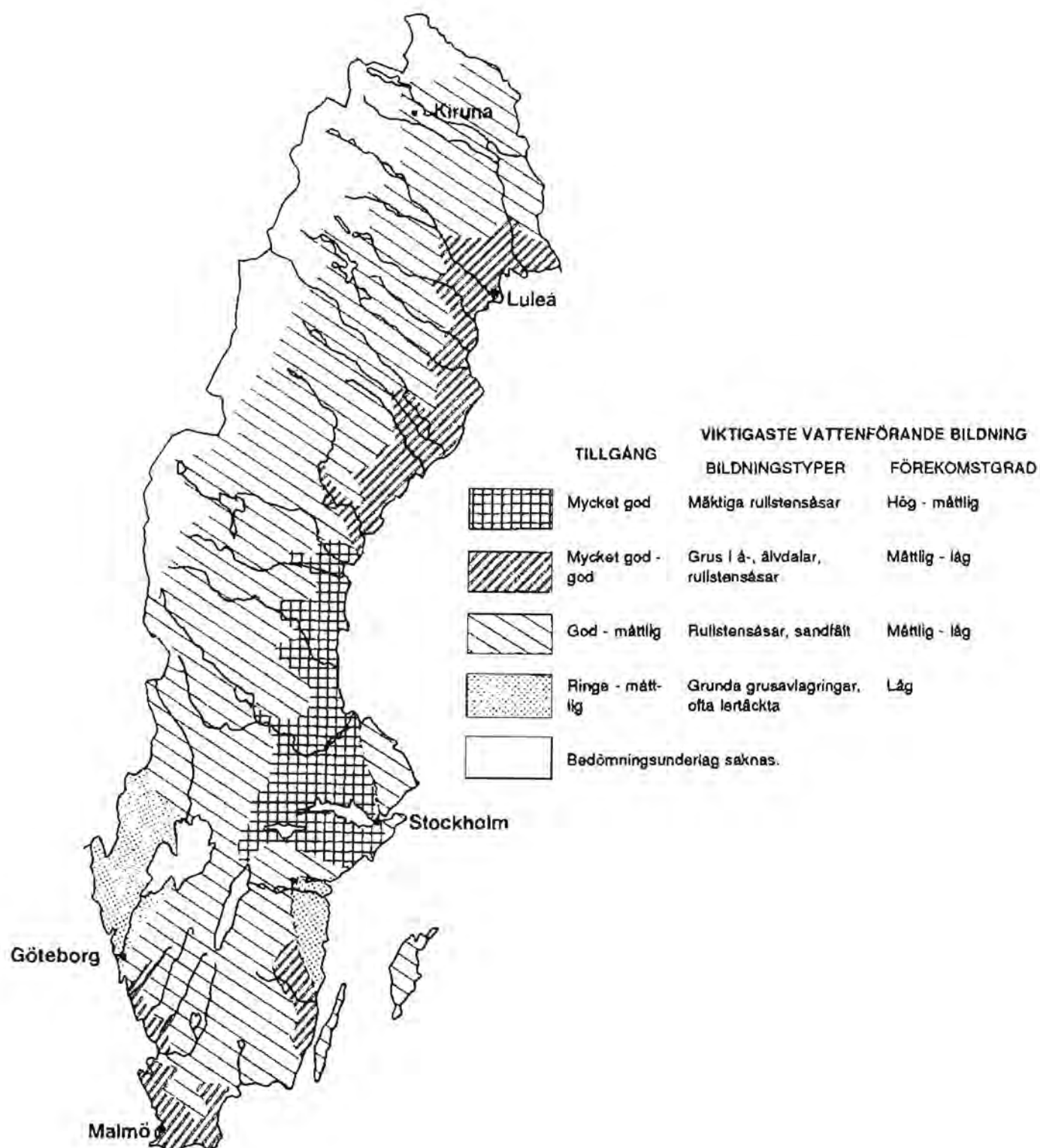
Vid uttag av grundvatten utnyttjar man vattnets kretslopp, d v s det faktum, att grundvatten nybildas genom nederbörd och smösmältning. Om detta inte räcker till, kan man i vissa fall förstärka tillgången genom att infiltrera ytvatten för att klara vattenförsörjningen. Detta sker ofta vid våra större kommunala grundvattenverk. Dessa får ungefär hälften av sitt vatten antingen direkt från akviferer eller indirekt genom att ytvatten infiltreras (SNV, 1982).

Det är i första hand geologiska betingelser, som avgör förutsättningarna för uttag av grundvatten. Särskilt viktiga är åsformationer, där uttag så stora som 200 l/s ibland kan göras. En översiktlig sammanställning av geologiska förutsättningar för grundvattenuttag i Sverige visas i figurerna 7.5 och 7.6. Observera att de verkliga förutsättningarna dessutom är beroende av klimatologiska förhållanden, som styr grundvattenbildningen. Figur 1.2, som visar avrinningen i Sverige, ger därför samtidigt en bild av hur grundvattenbildningen fördelar sig över landet.

Grundvattentäkter har ofta ansetts vara bättre skyddade mot föroreningar än ytvattentäkter. Under senare år har vi dock fått flera exempel på att även grundvattentäkter kan vara känsliga och kräver skydd (se t ex SNV, 1991). Läckvatten från soptippar har visat sig kunna transporteras långa sträckor i en akvifer, och den försuming, som drabbat svenska sjöar, kan också vara ett problem för ytligt grundvatten och därmed för vattenkvaliteten i enskilda brunnar. Regional grundvattenströmning i sprickigt berg är också en viktig faktor vid beslut om var lagring av utbränt kärnbränsle skall ske.



Figur 7.5. Områden med olika geologiska förutsättningar för grundvattenuttag i berg. (Källa: Knutsson och Morfeldt, 1993.)



Figur 7.6. Områden med olika geologiska förutsättningar för grundvattenuttag i jordlager. (Källa: Knutsson och Morfeldt, 1993.)

7.6

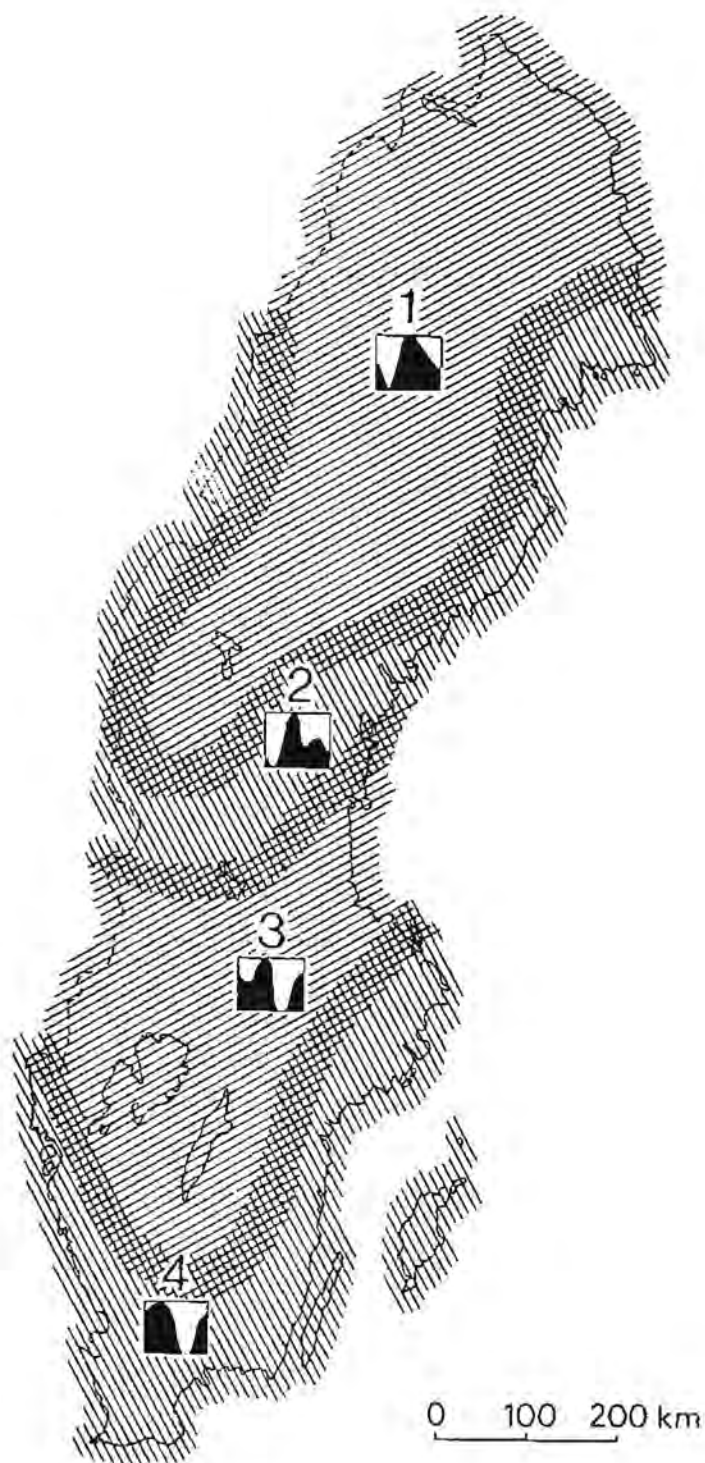
Mätstationer för grundvatten i Sverige

Grundvattennivåer mätes oftast genom avläsning av vattennivån i rör, som installerats i marken. Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) ansvarar för det svenska stationsnätet för mätning av grundvatten (SGU, 1985). Detta nät omfattar för närvarande knappt 100 observationsområden, vilka vardera är utrustade med ett antal rör. Nätet är sammansatt så att det skall representera olika geologiska förhållanden och olika klimatreioner (figur 7.7). Mätning av grundvattennivåerna sker vanligen två gånger i månaden, men det finns även stationer med tätare registrering. I ett glesare nät registreras även grundvattnets kvalitet.



Figur 7.7. Det svenska nätet för mätning av grundvattennivåer. (Källa: SGU.)

Observationer från SGUs grundvattennät ligger till grund för den sammanställning av grundvattennivåernas regionala mönster, som visas i figur 7.8. Det framgår av figuren, att det finns stora likheter med avrinningens regionala mönster (se figur 2.2).



Figur 7.8. Regionala mönster i grundvattennivåernas årstidsfluktuationer. (Källa: Knutsson och Fagerlind, 1977.)

Referenser

Bertills, U., von Brömssen, U., och Sarr, M. (1989)
Försurningsläget i enskilda vattentäkter i Sverige.
Naturvårdsverket, rapport nr 3567, Solna.

Knutsson, G., och Fagerlind, T. (1977)
Grundvattentillgångar i Sverige.
SGU, rapporter och meddelanden nr 9, Uppsala.

Knutsson, G., och Morfeldt, C.O. (1993)
Grundvatten - teori och tillämpning.
Byggtjänsts Förlag.

SGU (1985)
Svenskt vattenarkiv. Grundvattennätet.
SGU, rapporter och meddelanden nr 43, Uppsala.

SNV (1989)
Försurningen idag och i morgon.
Statens Naturvårdsverk.

SNV (1991)
Grundvattentäkter. Skyddsområden - skyddsföreskrifter.
Naturvårdsverket, Allmänna råd 90:15.

8. AVRINNINGSOMRÅDEN OCH VATTENDRAG

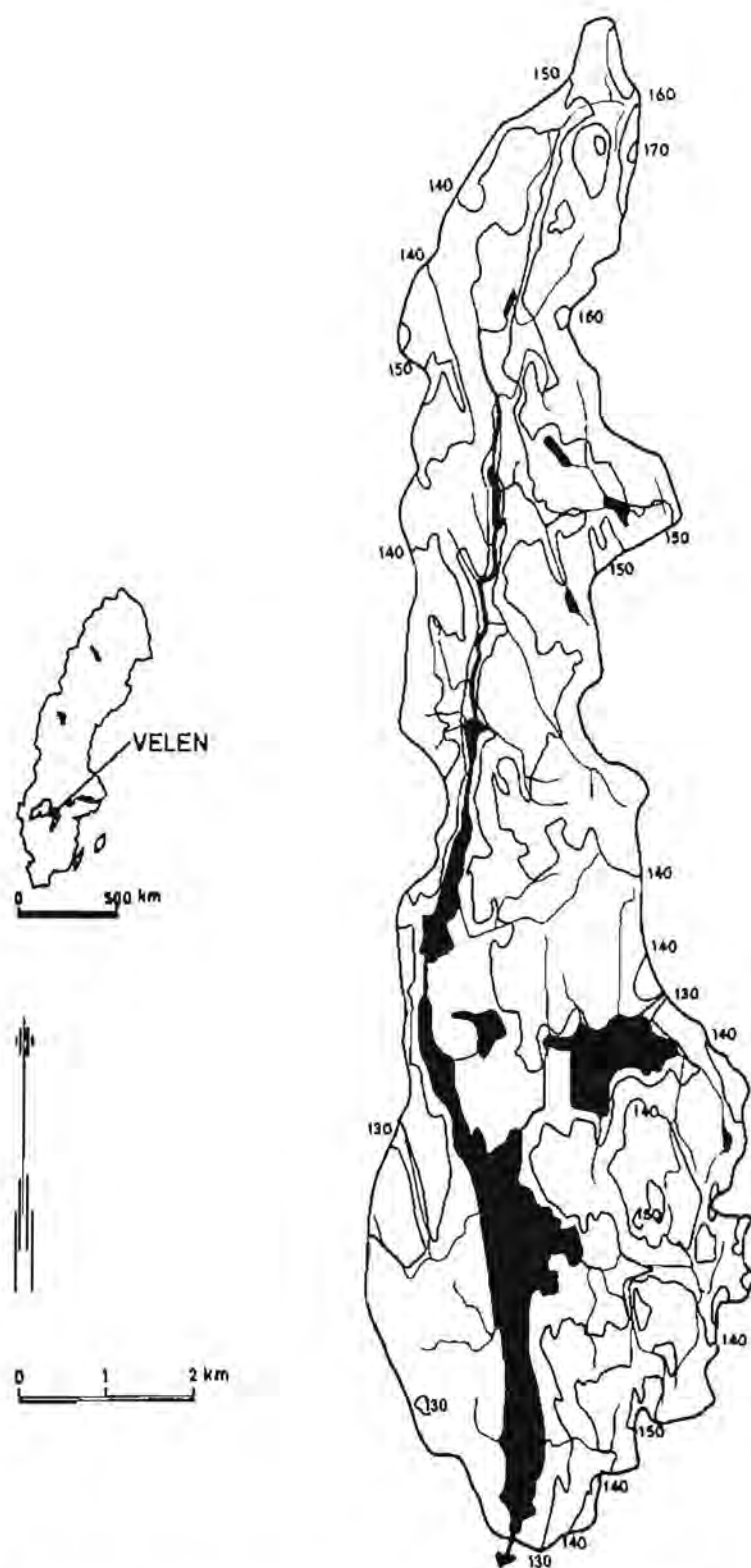
8.1 Avrinningsområde och vattendelare

Den avrinning som genereras genom de processer som beskrivits i tidigare kapitel kommer så småningom ledas vidare mot havet via vattendrag och sjöar. Vattnet inom ett avrinningsområde samlas upp och letar sig ner till vattendraget. Avrinningsområdet avgränsas av dess vattendelare. Ibland användes termen tillrinningsområde, speciellt i samband med vattenkraftfrågor. Då avses det avrinningsområde, som bidrar till en sjö eller ett regleringsmagasin. Dräneringsområde är en annan benämning på avrinningsområde.

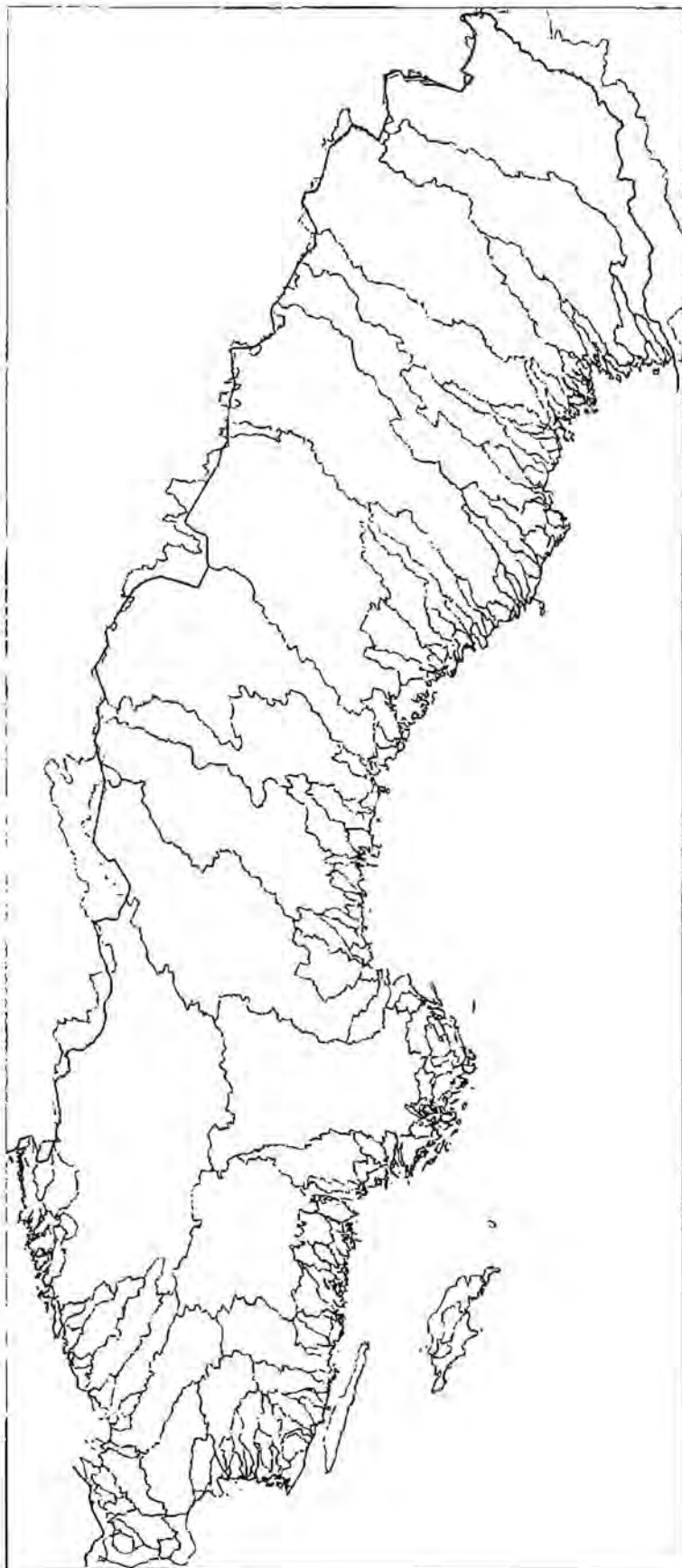
Oftast fastställer man avrinningsområdets gränser manuellt genom analys av den topografiska kartan. Principen är då, att vattendelaren skall skära områdets nivåkurvor under rät vinkel (figur 8.1). Metoden förutsätter, att ytvattendelaren och grundvattendelaren sammanfaller, d v s att det ytliga vattnet och djupare grundvatten rinner åt samma håll, så att inget vatten transporteras genom den topografiskt fastställda vattendelaren. Detta stämmer oftast i någorlunda stora områden, speciellt om topografin är tydlig och berggrunden ligger nära markytan.

I flacka områden kan det vara svårt att avgöra var gränserna för avrinningsområdet ligger. Det kan också finnas sankmarker, som dräneras åt olika håll. Ibland har mänskliga ingrepp förändrat bilden och ibland försvåras bestämningen av genomträngliga sand- och grusavlagringar eller sprickzoner i berget. Därför är det ofta nödvändigt med ett besök på platsen för att ta reda på åt vilket håll vattnet verkligen rinner.

Sverige brukar traditionellt indelas i ett antal huvudavrinningsområden, numrerade från norr och söderut längs kusten (figur 8.2). Som jämförelse visas tillrinningsområdet till Östersjön och Kattegatt ($1\,730\,000\text{ km}^2$) i figur 8.3. Varje huvudavrinningsområde kan i sin tur indelas i ett oändligt antal underområden i ett hierarkiskt system. Figur 8.4 visar en uppdelning av Skåne i avrinningsområden med en ungefärlig storlek av 35 km^2 vardera. Vid SMHI finns hela Sverige uppdelat på motsvarande sätt i digital form. Ett imponerande pussel!



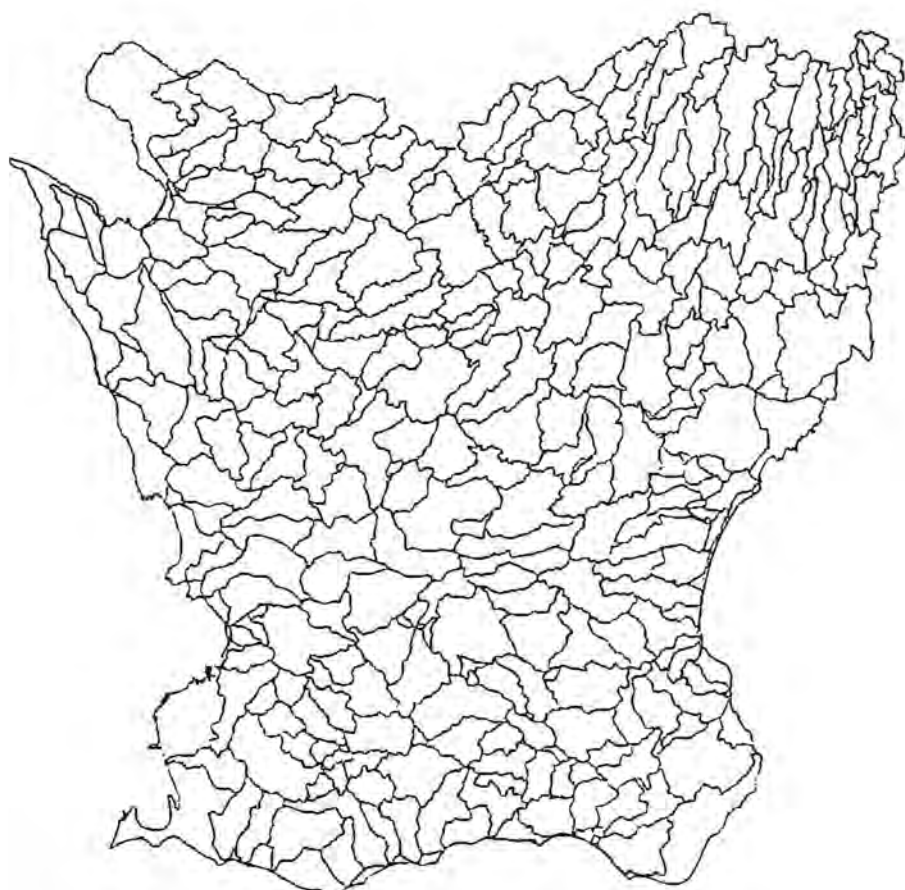
Figur 8.1. Yrvattendelare och topografi för Velens avrinningsområde i Västergötland. Området är ca 45 km² stort och i detta fall sammanfaller yrvattendelaren och grundvattendelaren ganska väl. (Källa: Falkenmark, 1972.)



Figur 8.2. Huvudavrinningsområden i Sverige.



Figur 8.3. Tillrinningsområdet till Östersjön och Kattegatt.

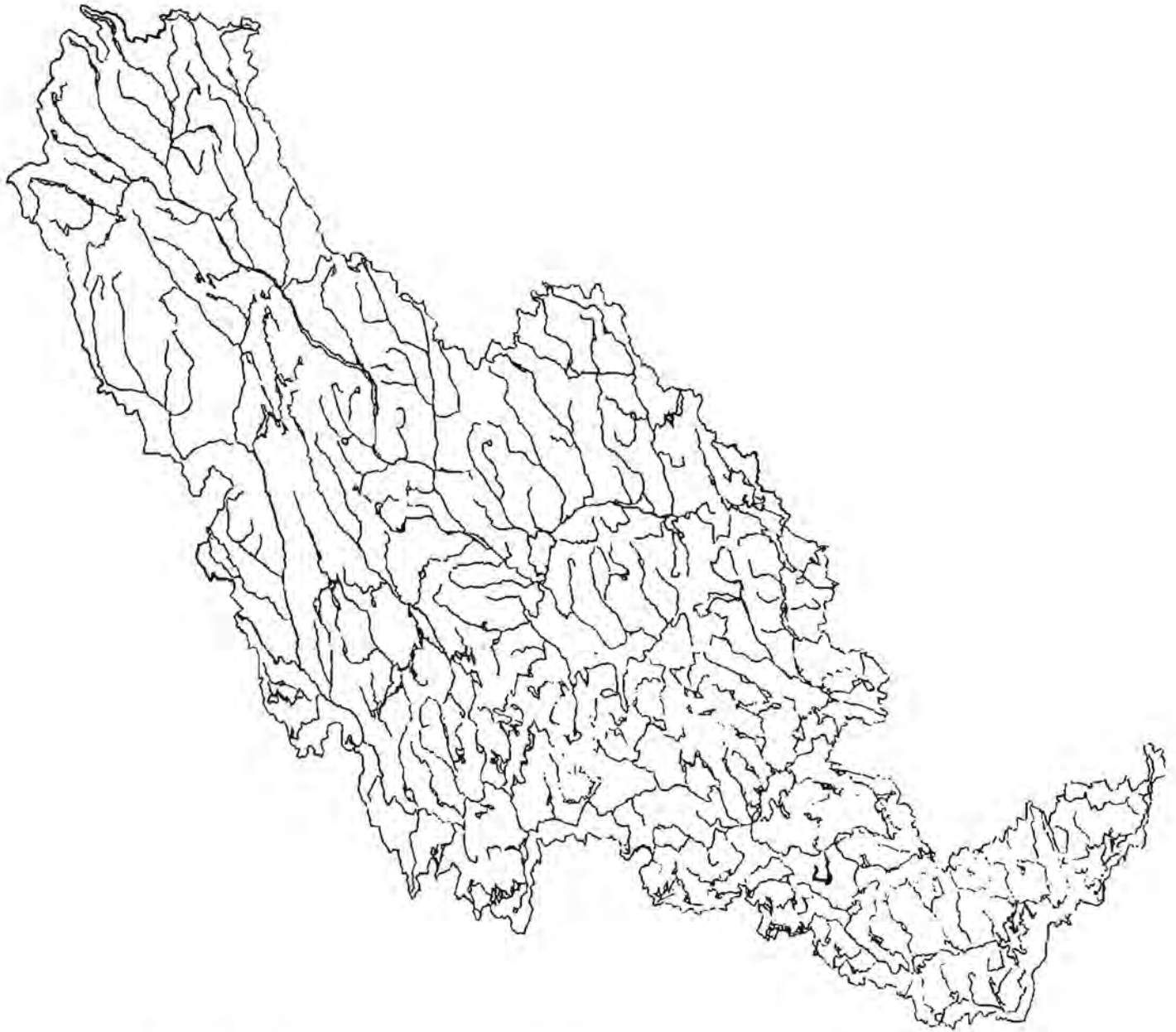


Figur 8.4. Uppdelning av Skåne i avrinningsområden om vardera ca 35 km².

8.2 Vattendrag

Inom avrinningsområdet utvecklas ett nätverk av stora och små vattendrag och sjöar. Strukturen på detta avgöres av en kombination av geologiska, geomorfologiska och klimatologiska faktorer och är även påverkad av mänskliga ingrepp såsom dikningsföretag, sjösänkningar, vattenregleringar och överledningar. I figur 8.5 visas som exempel vattendragssystemet för Dalälvens avrinningsområde, och då är långt ifrån alla små vattendrag och bäckar medtagna.

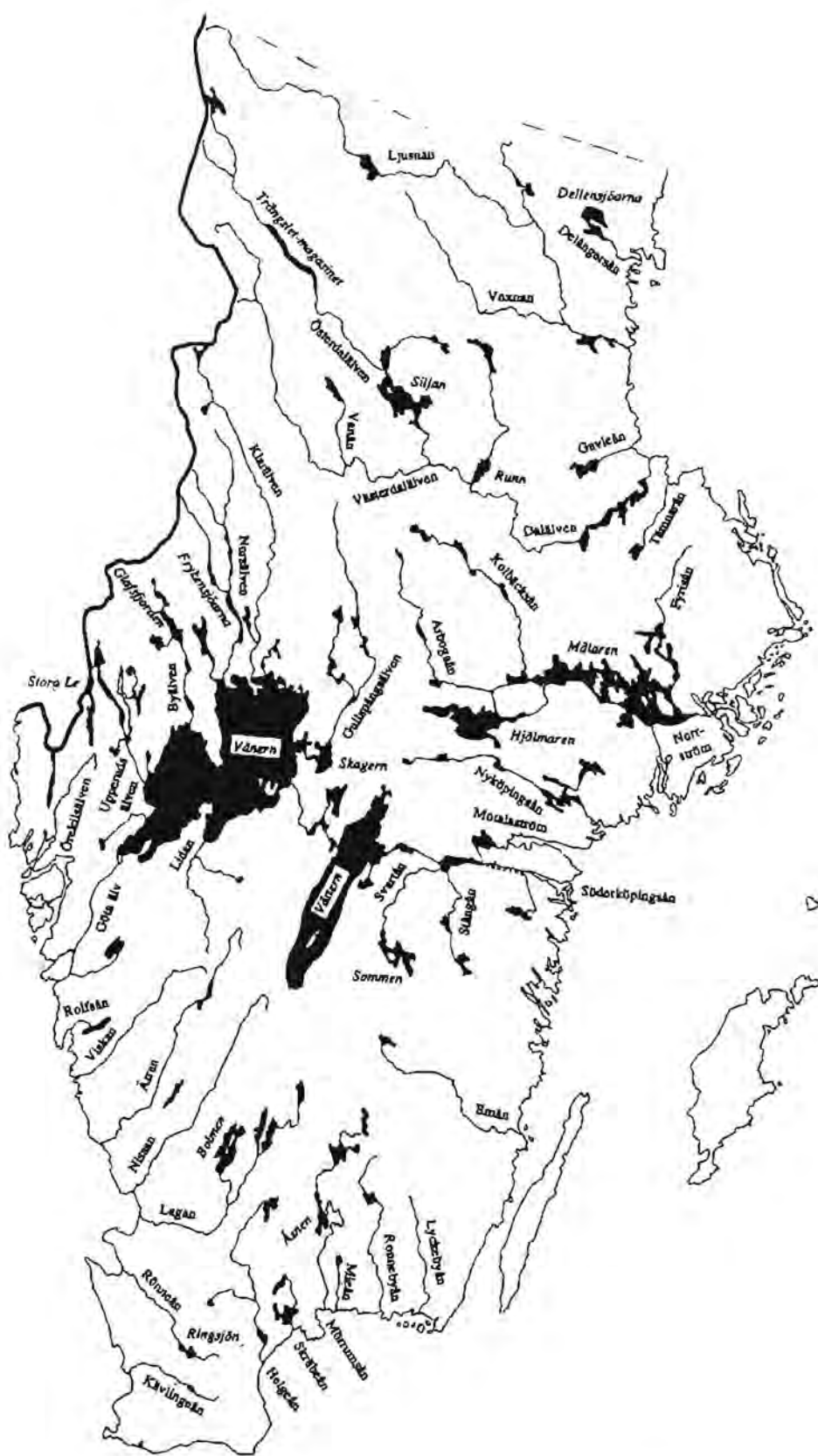
Som framgick av tabell 1.4, är Sveriges vattendrag små vid en jämförelse med de mäktigaste på jordklotet. Trots detta har de svenska vattendragen stor ekonomisk betydelse för vårt land, och de representerar viktiga naturvärden. Figur 8.6 visar de viktigaste sjöarna och vattendragen och tabell 8.1 visar arealförhållanden och medelvattenföring för de viktigaste vattendragen. Av de största är alla utom Kalixälven, Tomeälven och Piteälven reglerade för vattenkraftproduktion eller för andra ändamål. Vindelälven räknas också som en oreglerad älv, men den är ett biflöde till Umeälven och mynnar ut i denna uppströms kraftverket i Stornorrfor. Torneälven och Kalixälven sammanbinds av Tarendö älv. Denna bifurkation är en ganska ovanlig företeelse i Sverige och innebär, att Kalixälven får ett tillskott av vatten från Torneälven.



Figur 8.5. Vattendragssystemet i Dalälvens avrinningsområde med större biflöden.

De största vattendragen, som rinner till Östersjön och Bottniska Viken, är Neva vid S:t Petersburg (årsmedelvattenföring 2 500 m³/s), Wisla i Polen (1 000 m³/s) och Daugava, som rinner ut vid Riga i Lettland (650 m³/s). Samtliga vattendrag, som rinner till Östersjön och Bottniska Viken, har en sammanlagd vattenföring, som ungefär motsvarar den i Mississippi-floden.

Vattentransporten i vattendragen sker snabbt i jämförelse med transporten genom marken. Detta gäller speciellt vid höga flöden och innebär att vattnet omsättes snabbt, vilket ger begränsad tid för kemiska och biologiska processer att påverka vattnets kvalitet.



Figur 8.6. Sveriges viktigaste sjöar och vattendrag (forts. från föreg. sida).

Tabell 8.1. Sveriges vattenrikaste vattendrag som mynnar i havet, större biflöden, arealförhållanden samt medelvattenföring vid mynningen under perioden 1931-90.

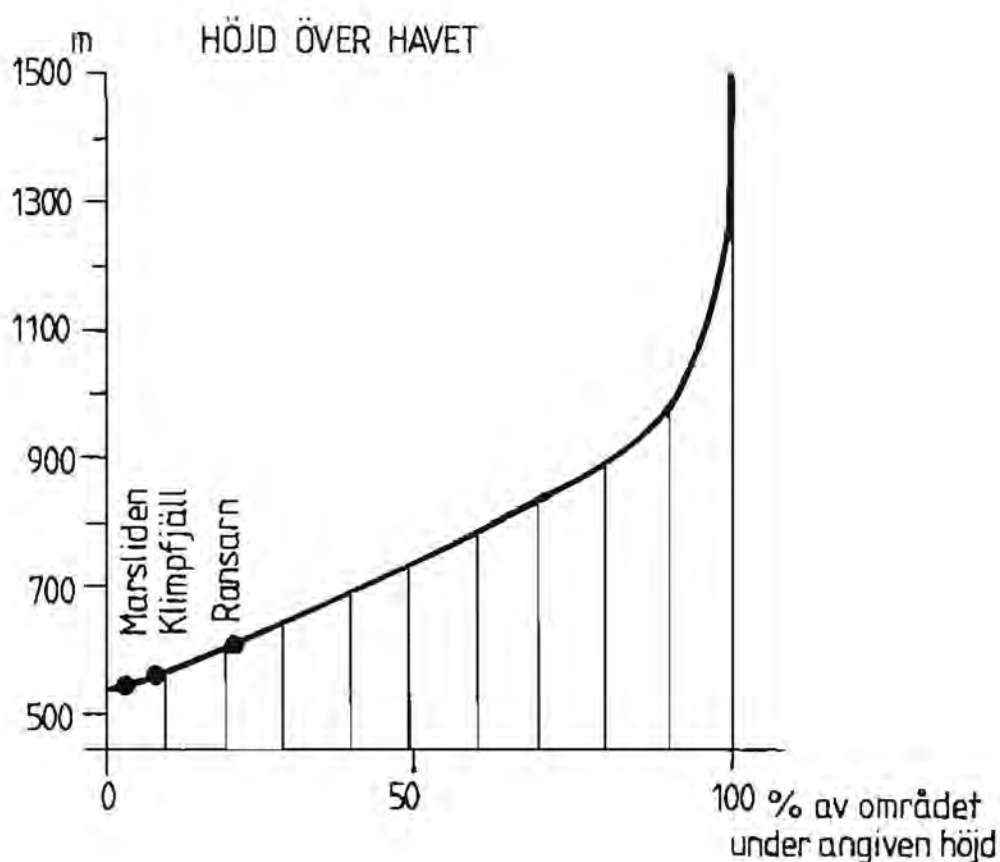
Vattendrag	Avrinningsområdets areal (km ²)	Medelvattenföring (m ³ /s)
<u>Med mynning i havet</u>		
Göta älv	50 132	551
Luleälv	25 238	499
Ångermanälv	31 865	485
Indalsälv	26 725	445
Umeälv	26 815	431
Torneälv	34 641*	381
Dalälv	28 965	344
Kalixälv	23 645*	289
Ljusnan	19 826	226
Norrström	22 639	162**
Skellefteälv	11 730	157
Piteälv	11 285	156
Ljungan	12 853	135
Motala Ström	15 480	90
Lagan	6 452	75
Ätran	3 342	47
Helgeå	4 749	46
Råneälv	4 207	43
Byskeälv	3 662	42
Nissan	2 686	40
Gideälv	3 442	35
Viskan	2 202	34
Öreälv	3 029	33
Emån	4 472	28
Mörrumsån	3 369	25
Moälv	2 291	24
Rönneå	1 897	22
Örekilsälv	1 340	22
Nyköpingsån	3 632	21
Gavleån	2 459	20
<u>Större biflöden</u>		
Vindelälv	12 629	188
Lilla Luleälv	9 678	180
Muonio älv	14 580	162
Klarälv	11 848	161
Faxälv	9 037	152
Pjällsjöälv	8 432	139
Västerdalälv	8 642	124
Lainio älv	6 002	70
Gullspångsälven	5 045	61
Byälv	4 785	55
Eskilstunaån	4 182	24
Gimån	4 317	19

* Justerad för flödet genom Tårendö-bifurkationen.

** Inklusive ca 4 m³/s via Södertälje kanal.

8.3 Avrinningsområdets höjdförhållanden

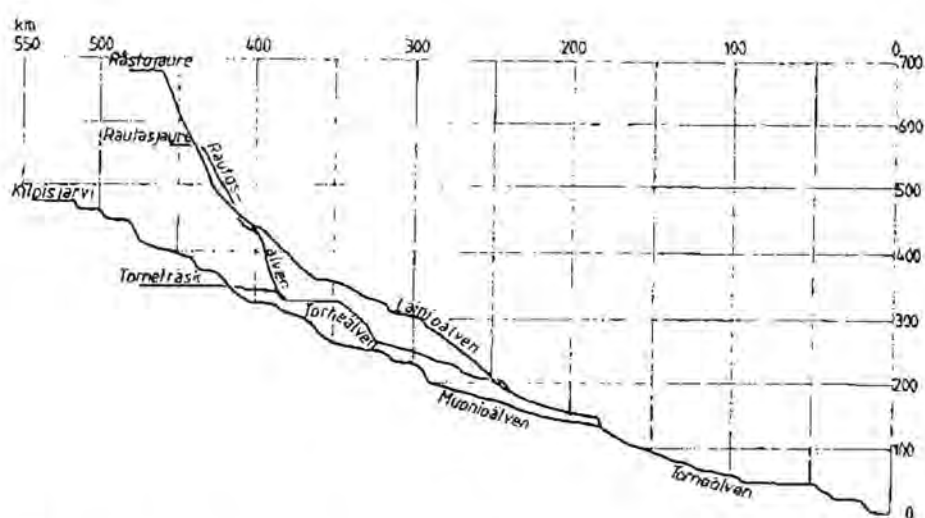
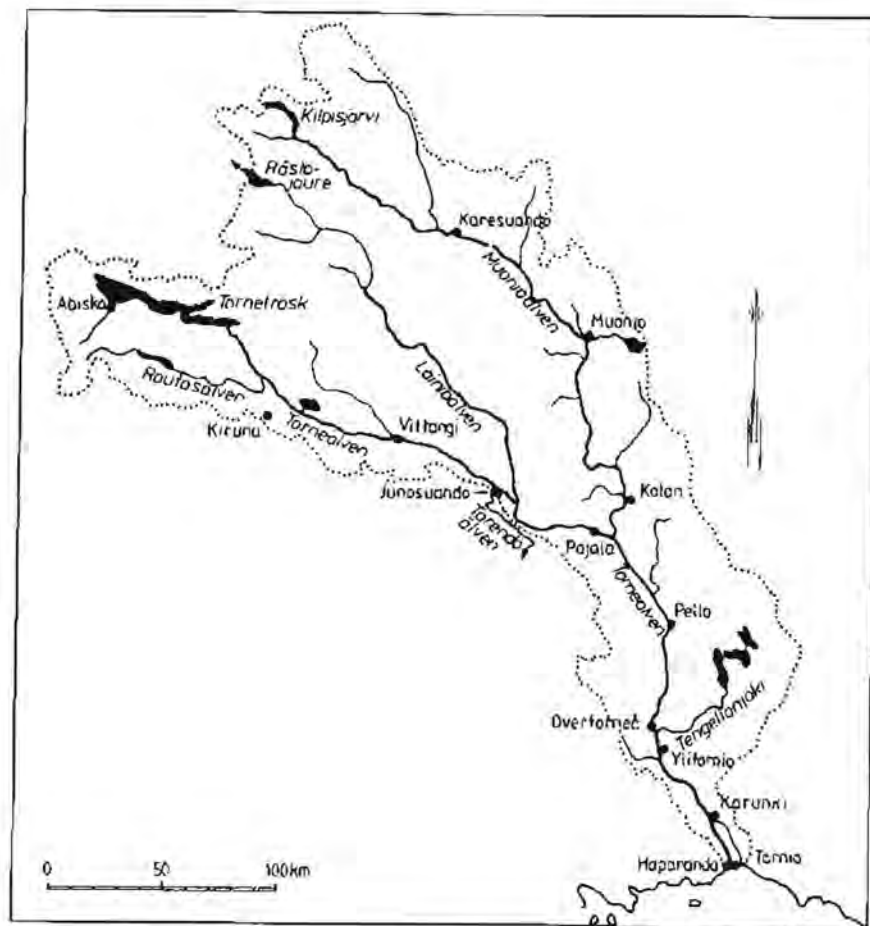
Den hypsografiska kurvan beskriver den statistiska höjdfördelningen inom ett avrinningsområde. Den används för att höjdkorrigera nederbörden och lufttemperaturen över ett område samt vid beräkning av snöackumulation och smältning i olika höjdzoner. I de svenska fjälltrakterna är klimatstationerna vanligen belägna i de lägre delarna av avrinningsområdet (figur 8.7), vilket gör att dessa korrekationer kan bli ganska stora vid en vattenbalansberäkning.



Figur 8.7. Hypsografiska kurvan och klimatstationernas lägen för tillrinningsområdet till Kultsjön i övre Åseleälven.

Vattendragets fallhöjdsprofil är av betydelse för möjligheterna att utnyttja det för vattenkraftproduktion. De svenska älvarna har ofta de största fallhöjderna i fjälltrakterna och mer flacka förlopp ner mot kusten. Eftersom hela fallhöjden är utspridd på en lång sträcka, krävs ett stort antal kraftverk för att man skall kunna tillgodogöra sig energiinnehållet. I Norge, exempelvis, är förhållandena mer gynnsamma i detta avseende. Där kan man ofta tillgodogöra sig mycket stora fallhöjder genom ett fåtal kraftverk. I figur 8.8 visas, som exempel, den outbyggda Torneälvens avrinningsområde och dess fallhöjdsprofil.

Den hypsografiska kurvan och fallhöjdsprofilen har betydelse för vårflodens förlopp, eftersom snösmältningen normalt inleds i de låglänta skogsområdena (hemfloden) och först senare kommer igång i fjälltrakterna (fjällfloden).



Figur 8.8. Torneälvens avrinningsområde och fallhöjdsprofil. (Källa: Zachrisson, 1989, och Hjort, 1971.)

8.4 Namn på vattendrag

Vattendragen har ofta namn, som anknyter till hur de uppfattas och utnyttjas eller till vad som skett i bygden. En del av dessa är både spännande och fantasieggande. I tabell 8.2 redovisas de vanligaste namnen bland de vattendrag, som finns registrerade SMHIs arkiv, och i tabell 8.3 några egendomliga namn.

Tabell 8.2. De vanligaste namnen på vattendrag i SMHIs arkiv. (Källa: SMHI.)

Namn	Antal
Lillån	116
Kvamån	53
Storbäcken	31
Storån	26
Svartån	25
Tvärån	22
Granån	10

Tabell 8.3. Några egendomliga namn på vattendrag (Källa: SMHI, 1985.)

Avundsån	Käringdansen
Amerikabäcken	Lortan
Futtenkanalen	Sjnuftjutisjåkkå
Hemulån	Trettondetjärnsbäcken
Knorrdiket	Ölman

8.5 Kanaler och tunnlar

Vattendrag och avrinningsområden påverkas av kanaler och tunnlar, som byggts för olika ändamål. Förr i tiden var det viktigaste syftet att underlätta transporter, men under senare tid har det blivit viktigare att överföra vatten för vattenförsörjning, avloppshantering eller kraftproduktion.

Kanaler för transportändamål leder inga stora vattenmängder. Mest känd är Göta kanal, som idag i huvudsak fungerar som en turistattraktion eller för trafik med fritidsbåtar. Andra kanaler av samma karaktär är t ex Hjälmare kanal, Kinda kanal och Dalslands kanal. Viktigast för sjöfarten är Trollhätte kanal mellan Göta älv och Vänem och Södertälje kanal mellan Östersjön och Mälaren.

Inom vattenkraftsystemet finns ett stort antal kanaler och tunnlar för ledning av vatten till och från kraftverk och ibland för överledning mellan vattendragssystem. Den längsta vattenkraftstunneln i Sverige förbinder sjön Sitasjaure med Ritsems kraftstation och är 16.3 km lång. Tvärsnittsarean är 115 m² och medger en vattenföring vid normal drift på 240 m³/s.

I södra Sverige finns numera en tunnel mellan Bolmen och västra Skåne. Bolmen-tunneln togs i drift 1987. Den är avsedd för vattenförsörjning och är ca 80 km lång. Tvärsnittsarean är ca 8 m², och tillstånd finns för ett vattenuttag på 6 m³/s. Detta utnyttjas för närvarande bara till en mindre del. 1992 var det genomsnittliga uttaget ca 1 m³/s. Bortledning av vatten via Bolmen-tunneln minskar det vatten, som finns tillgängligt för vattenkraftproduktion i Lagan. Vattenkraftproducenterna kompenseras ekonomiskt för detta.

Det finns slutligen ett stort antal tunnlar för avloppsändamål, som omfördelar vatten mellan olika vattendragssystem. Ett av de mest kända exemplen är det omfattande tunnelsystem från kommunerna norr om Stockholm, som samlar avloppsvattnet och leder det till Käppalaverket på Lidingö för rening. Medelvattenföringen genom landets samtliga avloppsreningsverk är ca 45 m³/s, vilket ungefär motsvarar Helgeåns medelvattenföring. (Uppgifter från Jan Falk, VAV.)

Referenser

Falkenmark, M. (ed.) (1972)

Hydrological data - Norden. Representative basins.

Introductory Volume, National Committees for the International Hydrological Decade in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden.

Hjort, S. (1971)

Torne och Kalix älvar. Del 1: Allmän beskrivning.

IHD, Rapport nr 10.

SMHI (1985)

Svenskt Vattenarkiv. Vattendragsregistret.

SMHI, Hydrologi/Oceanografi HO 26, Norrköping.

Zachrisson, G. (1989)

Svåra islossningar i Torneälven. Förslag till skadeförebyggande åtgärder.

SMHI, Hydrologi nr 25, Norrköping.

9. SJÖAR

Sverige är ett sjörikt land. Sjöarna täcker ungefär 10 % av landets yta. Det är i första hand klimatologiska och geomorfologiska betingelser som styr var vi har sjöar i landet, men sjöförekomsten har även påverkats av människan. Ett stort antal sjöar har mer eller mindre försvunnit genom utdikning och igenväxning samtidigt som nya skapats för att magasinera vatten, främst för vattenkraftändamål.

I Sverige finns ca 90 000 sjöar med en storlek, som överstiger 0.01 km² (SMHI, 1983). De största av dessa redovisas i tabell 9.1. De viktigaste sjöarna visas också på kartan i figur 8.6. I tabell 9.2 visas fördelningen av sjöar i storleksklasser (fjällsjöar undantagna).

Tabell 9.1. Sveriges 30 största sjöar. Observera att djupen varierar betydligt i de reglerade sjöarna (se avsnitt 12.1).

Sjö	Areal (km ²)	Största djup (m)
Vänern	5 648	106
Vättern	1 912	120
Mälaren	1 140	66
Hjälmaren	484	25
Storsjön	464	74
Torne Träsk	330	168
Siljan	290	134
Homavan	283	222
Uddjaure	252	25
Akkajaure-Suorva	242	92
Storavan	193	21
Bolmen	184	37
Ströms Vattudal	183	74
Storuman	173	139
Stora Lulevatten	155	28
Kallsjön	155	134
Åsnen	150	14
Stora Le	137	99
Sommen	132	53
Skagern	131	77
Flåsjön	114	94
Virihaure	108	138
Torrön (Torröjen)	103	124
Frykensjöarna	102	120
Glafs fjorden	102	36
Malgomaj	101	120
Roxen	97	8
Unden	95	86
Vastenjaure	89	134
Överuman	87	84

Tabell 9.2. Fördelning av sjöar i storleksklasser.

Km ²	Antal
> 100	26
10 - 100	354
1 - 10	3 990
0.1 - 1	19 374
< 0.1	29 095

Sveriges djupaste sjö är Hornavan med 222 m. Östersjöns största djup är 459 m (Lands-ortsdjupet). Sjöars djup/breddförhållande är mycket litet. Därför brukar man förvränga skalan när man ritar upp en sjö (se exempelvis figur 9.1). Om sjön skulle ritas skal-enligt, kan den närmast liknas vid en tunn skiva.

9.1. Omsättningstid i sjöar

Sjöarnas omsättningstid har stor betydelse i vattenkvalitetssammanhang eftersom den påverkar utspädning, sedimentation och biologiska och kemiska processer. Den teoretiska omsättningstiden kan enkelt räknas ut genom att dividera sjöns volym med medeltillrinningen. Låt oss antaga, att ett vattendrag har en vattenföring, Q , på $10 \text{ m}^3/\text{s}$, vilket är realistiskt för en mindre å. Om sjöns volym, V , är 1 miljon m^3 , vilket motsvarar ett mindre regleringsmagasin, beräknas den teoretiska omsättningstiden, T , enligt:

$$T = V/(Q \cdot 86\,400) = 1.16 \text{ dygn} \quad (9.1)$$

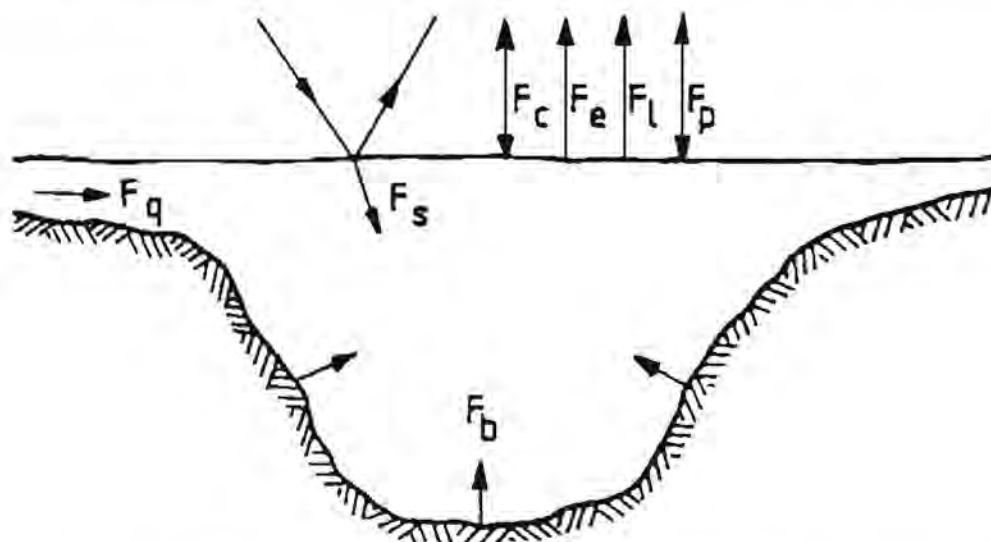
T kan följaktligen ses som den tid det tar att förnya vattnet i sjön med hjälp av flödet Q under förutsättning att ingen blandning sker mellan vattnet i sjön och tillflödet. Detta mått är teoretiskt och ger en första approximation, men det är inte säkert att det stämmer särskilt väl med verkligheten. Dels varierar tillrinningen till sjön och dels är det inte säkert att hela sjön deltar i vattenutbytet på ett likartat sätt. Sjön kan vara skiktad och innehålla avsnörda fjärdar och vikar som var och en har en helt annan uppehållstid än den övriga sjön. Värdet på T ger ändå en fingervisning om den tid en förorening förblir i sjön innan föroreningen sköljs ut via utflödet Q .

Exemplet ovan visade en sjö med liten volym och relativt stor tillrinning. De teoretiska omsättningstiderna för våra stora sjöar är av en helt annan storleksordning, vilket framgår av följande sammanställning:

Vättern	Vänern	Mälaren	Hjälmaren	Storuman
70 år	10 år	3 år	3.7 år	0.9 år

9.2. Sjöars energiomsättning

Sjöar innehåller stora mängder energi. De värms upp på sommarhalvåret, och energinnehållet töms sedan successivt under vintern. Uppvärmningen sker främst genom instrålning och direkt värmeöverföring från luften, s k sensibelt värme (figur 9.1). Eftersom den kortvågiga reflexionen från sjöar är liten (lågt albedo), bidrar solens instrålning med en stor andel.



Figur 9.1. De värmeflöden som påverkar en sjös energinnehåll. (Källa: Sahlberg, 1983.)

F_s = nettokortvågsstrålning,

F_l = nettolångvågsstrålning,

F_c = värmeöverföring från luften (sensibelt värme),

F_e = värmeöverföring via avdunstning och kondensation,

F_p = värmetillskott från nederbörd,

F_q = värmeflöde via tillrinnande och avrinnande vatten,

F_b = värmeflöde från sjöbotten.

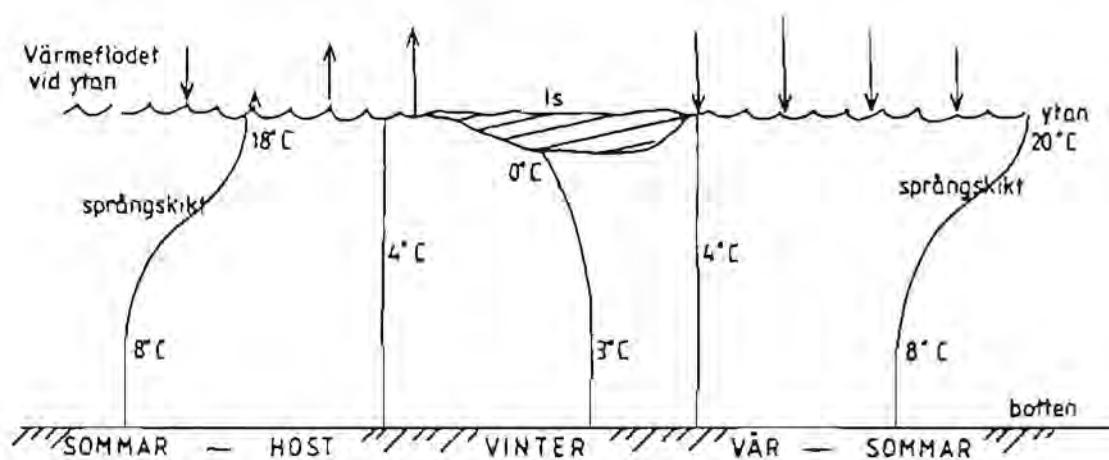
(Observera att djupskalan är kraftigt förvrängd i förhållande till längdskalan i denna figur.)

Det är av avgörande betydelse för sjöns termodynamik, att vattnet är som tyngst vid $+4^\circ \text{C}$. Huvudsakligen värms sjöarna från ytan, även om det också sker tillskott från sjöbotten och via tillrinnande vatten. Detta, tillsammans med vattnets varierande täthet vid olika temperaturer, medför att sjön ofta får en temperaturskiktning med ett utpräglat språngskikt (även termoklin) (figurena 9.2 och 9.3). Denna skiktning är speciellt utpräglad i djupa sjöar. Vattenmassan ovanför sjöns språngskikt kallas epilimnion och det djupare vattnet kallas hypolimnion. Vattenutbytet mellan epilimnion och hypolimnion är litet, vilket påverkar spridning och utspädning av föroreningar i sjön.

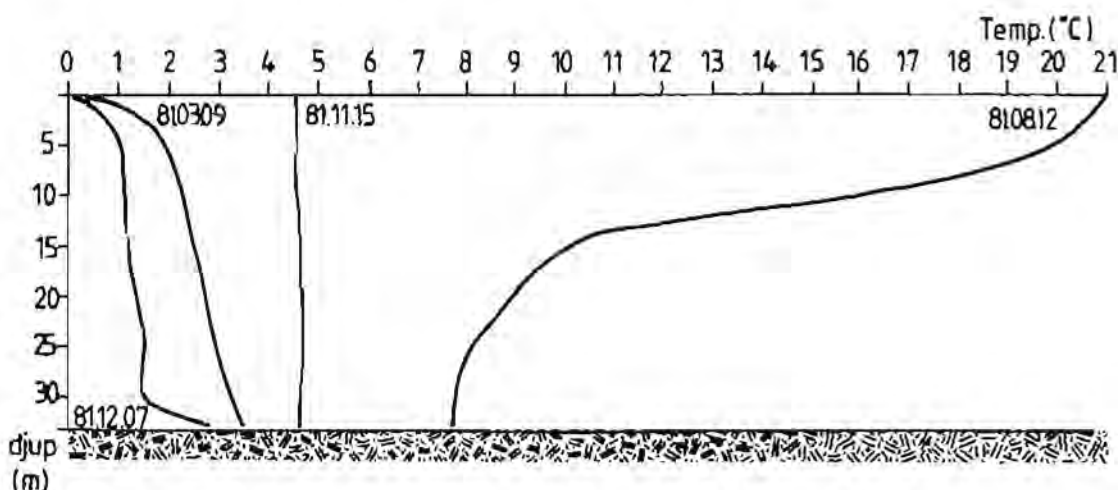
Skiktningen i en sjö genomgår flera faser under ett helt år. Normalt ökar temperaturskillnaden mellan yt- och bottenvatten ända fram till i början av augusti. Därefter påbörjas avkylningen, och då temperaturen minskar, sjunker ytvattnet och språngskiktet

fördjupas. Till slut nås den tidpunkt, då hela sjön har en homogen temperatur av ca 4 °C. Detta brukar inträffa i början av november. Då ytvattnet utsätts för en fortsatt avkylning, minskar dess täthet, och därmed bildas ett ytlager med kallt vatten. Det är just detta förhållande, att ytvattnet blir lättare då temperaturen sjunker under 4 °C, som gör det möjligt för is att bildas på våra sjöar. Under senvintern börjar isen smälta, och solstrålning kan penetrera istäcket och värma upp vattnet vid isens undersida, som då får en ökad täthet och börjar sjunka. Vattnet uppvärms alltså trots att sjön är istäckt. Redan några dagar efter det att sjön är helt isfri har hela vattenmassan en homogen temperatur av ca 4 °C. Därefter vidtar återigen våruppvärmningen o s v.

Alla sjöar skiktas inte sommartid. För att en sjö skall skiktas måste maxdjupet i sjön vara ca 10 m eller större. Givetvis finns undantag från denna tumregel, speciellt då för små sjöar, som ligger skyddade för vindens omblandande effekt. Ett utvecklat sprängskikt fungerar som en barriär mellan yt- och bottenvattnet. Ett utsläpp i ytan, som är helt lösligt i vatten, har därför svårt att nå bottenvattnet så länge som skiktningen består.



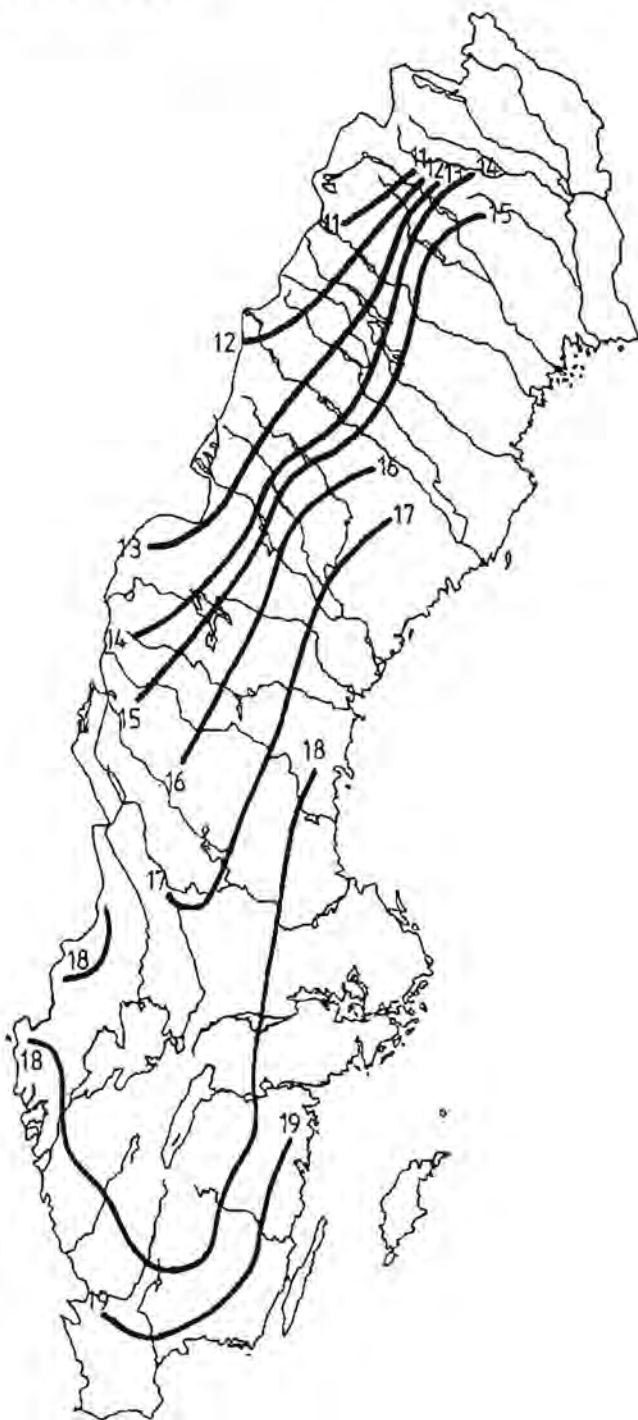
Figur 9.2. Skiss över temperaturutvecklingen i en skiktad sjö under ett år.



Figur 9.3. Uppmätt temperaturprofil i sjön Väsman i Västmanland vid olika tider på året. Observera skiktningen i augusti. (Källa: Sahlberg, 1987.)

Sjötemperaturen är naturligtvis av stort intresse för badande semesterfirare. Under senare år har energiinnehållet i sjöar också börjat utnyttjas för uppvärmning med hjälp av värmepumpsteknik. Sjöns temperatur påverkar också det biologiska livet och därmed vattenkvaliteten.

En översiktlig sammanställning av ytvattnets temperatur under högsommaren för medelstora sjöar i Sverige, gjord av Moberg (1981), redovisas i figur 9.4. Dessa sjöar har en yta av ca 10 - 20 km² och ett djup på ca 15 m eller mer. Relativt stora lokala avvikelser kan förekomma, speciellt vad avser små grunda sjöar. Dessutom kan skillnaderna vara stora mellan kalla och varma somrar.

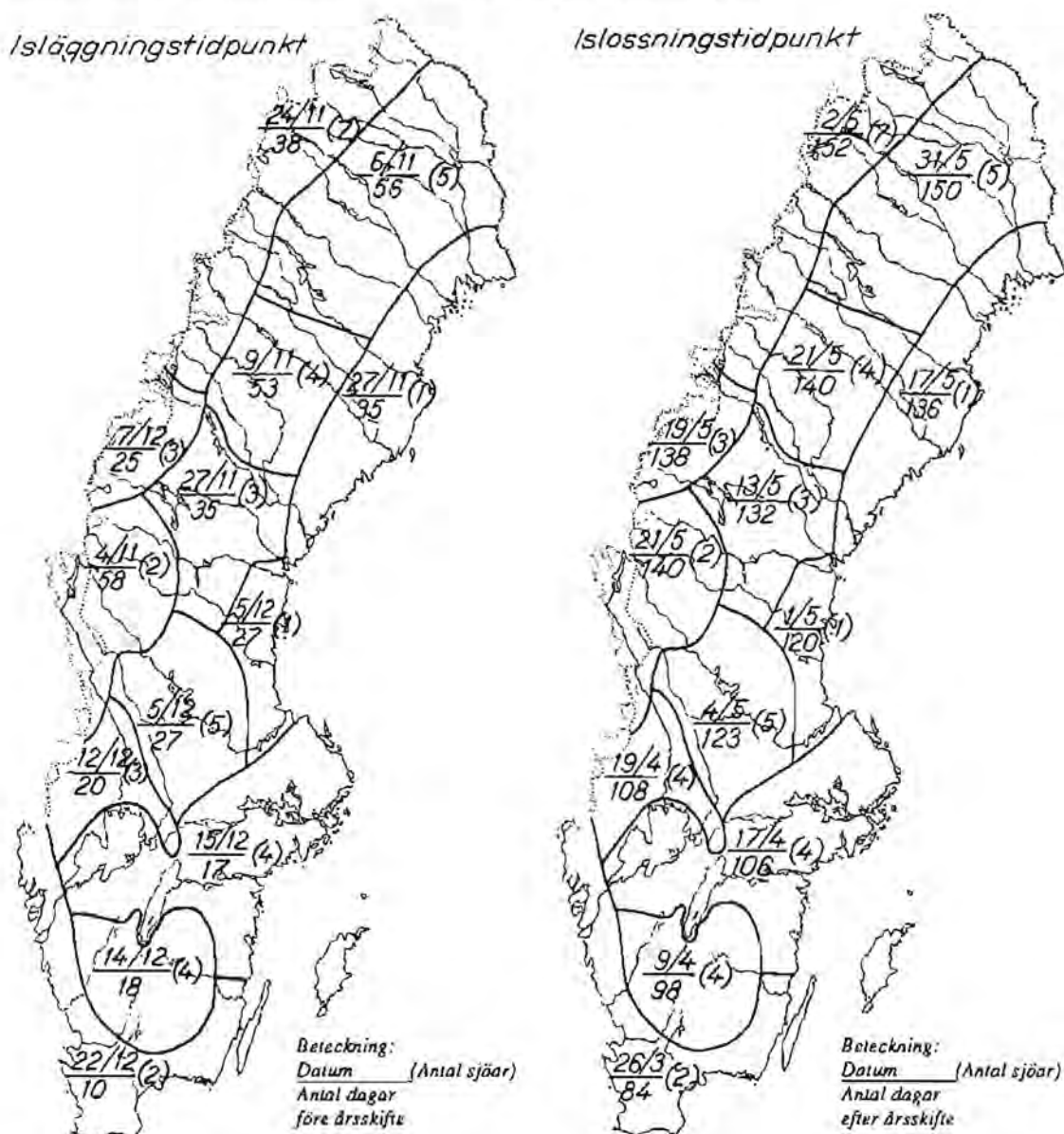


*Figur 9.4.
Översiktlig sammanställning av
vattentemperaturen på ca 50 cm
djup i medelstora sjöar i Sverige
under högsommaren. (Källa: Mo-
berg, 1981.)*

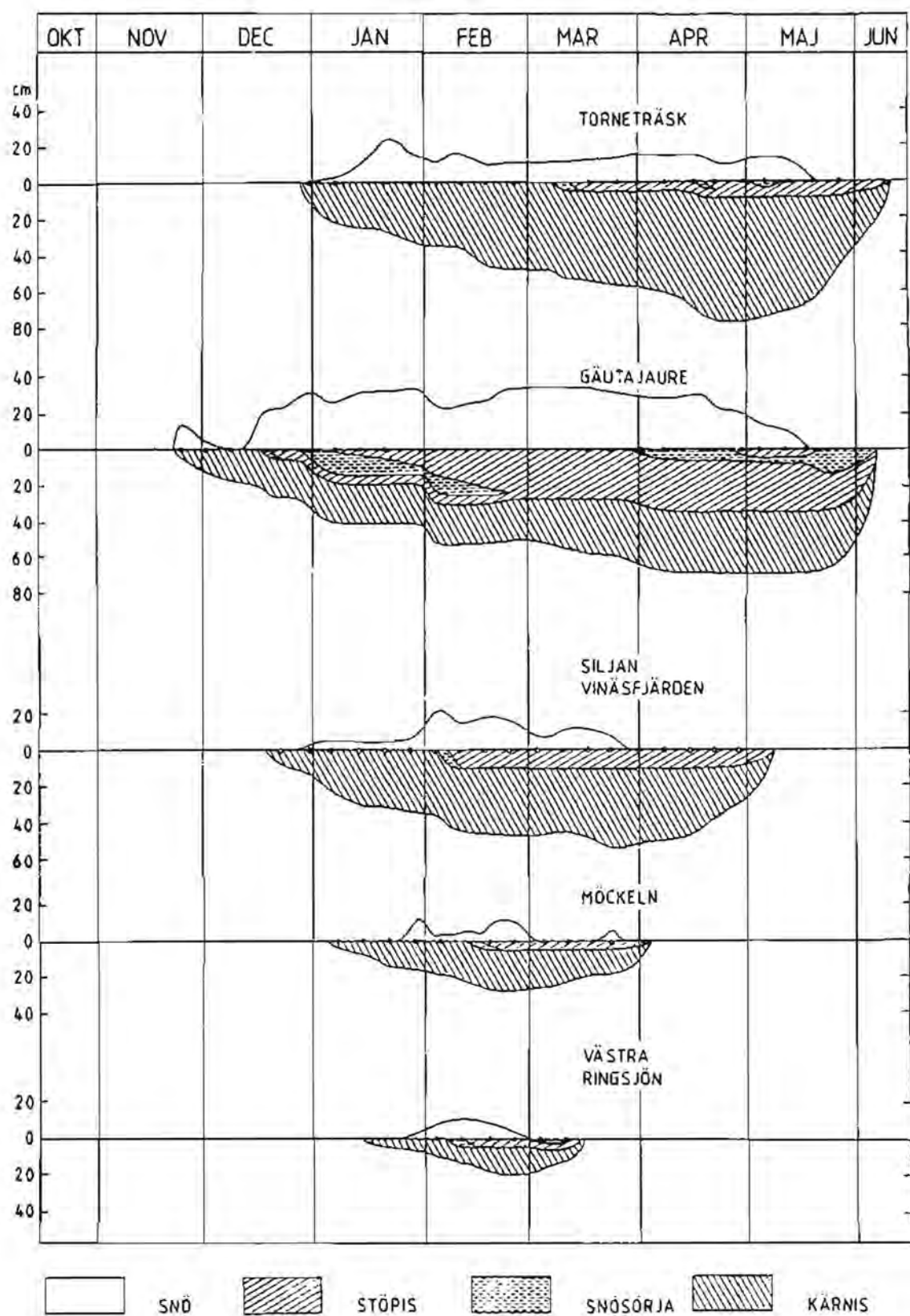
9.3 Is

Sjöars isförhållanden beror på deras storlek och djup och på den klimatregion, där de är belägna. Figur 9.5 visar en sammanställning av isläggnings- och islossningsdata gjorda av Moberg (1967). Paradoxalt nog innebär en kall höst med tidig isläggning, att sjön innehåller mer energi under vintern än den gör efter en mild blåsigt höst. Detta beror på att isen fungerar som ett lock, som minskar värmeavgången.

När isen börjar lägga sig, sker det i form av kärnis. Om det sedan faller snö på isen, kommer vatten att pressas upp. Det bildas då snösörja, som sedan fryser till stöpis. Isen får på detta sätt olika karaktär på olika nivåer. I figur 9.6 visas som exempel isförhållandena under en hel vinter, 1977/78, för några svenska sjöar.



Figur 9.5. Isläggnings- och islossningstidpunkter (medelvärden) i medelstora svenska sjöar. (Källa: Moberg, 1967.)

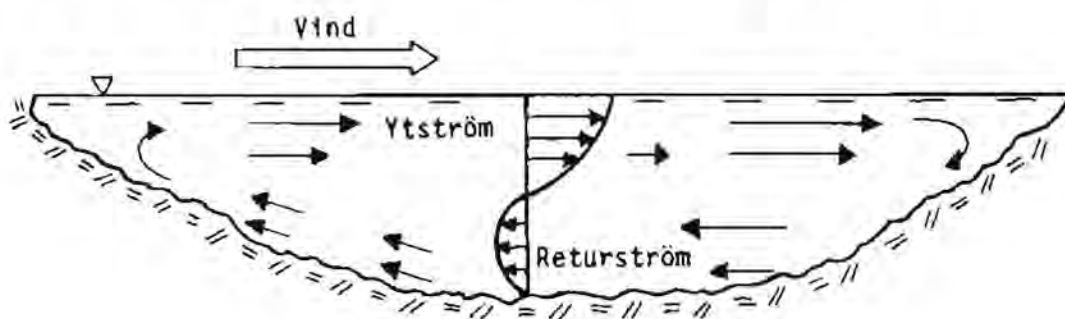


Figur 9.6. Isförhållandena i Torneträsk, Gäutajaure, Siljan, Möckeln och Västra Ringsjön under vintern 1977/78. (Källa: SMHI, 1980.)

9.4 Strömmar i sjöar

Strömmarna i en sjö drivs av vinden, lufttrycket, eventuell genomströmning samt värmebalansen vid ytan. Den viktigaste strömmen är oftast vindströmmen. Vinden alstrar vindvågor, som inducerar strömningar i vattenytan och successivt i djupare liggande vattenskikt. Kopplad till strömmarna är också en vindinducerad turbulens. Strömmar och turbulens är starkt bidragande till att åtminstone det övre skiktet har konstant temperatur i en sjö.

Vinden driver med sig ytvattnet i vindriktningen. På djupet förekommer en återgående returström. Principen för en oskiktad sjö är illustrerad i figur 9.7.



Figur 9.7. Principen för vinddriven strömning. Ytströmmen (några cm/s) går i vindens riktning. Genom turbulensens inverkan förs rörelsemängden och rörelseenergin ner i vattenmassan. Vattenytan snedställs svagt, så att en returström skapas. I sjöns mitt är en hastighetsprofil inritad. (Källa: NFR, 1986.)

Beräkningar har visat, att vinden bör ha en varaktighet på cirka 3 timmar för att en stationär, vindinducerad strömning ska upprättas i mindre sjöar (volym 0.2 - 0.5 km³). Nära stränderna går förloppet snabbare (~ 1 timme) (Bengtsson, 1973).

I sjöar leder en ihållande vind till snedställning av vattenytan. Vid förekomst av språngskikt medför en relativt ringa ändring i vattenytans läge en kraftig snedställning av språngskiktet. Då vinden avtar uppstår en obalans i sjön, och en storskalig svängningsrörelse hos vattenytan och speciellt hos språngskiktet uppkommer - s k seiche, i senare fallet intern seiche. Speciellt de interna seicherna är viktiga för spridningsförloppet.

Strömmar kan även uppkomma, om sjön genom t ex olika uppvärmning av skilda delområden råkar i obalans. Om en grund vik avkyls snabbare än övriga sjön, uppkommer en täthetsström från viken med tungt vatten, som söker sig längs botten eller där det återfinner vatten av sin egen densitet och en ytlig returström till viken. Täthetsströmmar är mycket långsamma rörelser. De uppkommer också utanför industri- och kylvattenutsläpp.

I och med att en sjö isläggs helt och hållet, kan inte vinden direkt påverka vattenytan och åstadkomma strömmar i sjön. Däremot kan vinden orsaka en snedställning av

istäcket, vilket i sin tur orsakar seicher i sjön. Dessa är emellertid mycket små och bidrar inte nämnvärt till spridningen av ett utsläpp under is. I sjöar med genomströmning bestäms spridningen under islagd tid i första hand av den medelhastighet, som genomströmningen orsakar i sjön. Vintertid påverkas strömmarna längs botten av värmeutbytet mellan vattnet och botten, det s k sedimentvärmnet. Sedimentvärmnet värmer det kalla sjövattnet (vars temperatur vintertid är lägre än 4 °C), som då blir tyngre och strömmar sakta längs botten, från sjöns grunda delar till djupare områden. Dessa bottenströmmar är emellertid mycket svaga.

9.5 Namn på sjöar

Sjöar har ofta namn, som anknyter till lokala förhållanden. I tabell 9.2 visas de vanligaste namnen på sjöar och i tabell 9.3 visas ett urval av mer egendomliga benämningar.

Av tabell 9.2 framgår, att det finns ett stort antal sjöar med samma namn. Av den anledningen har ett sjöregister byggts upp, där varje sjö identifieras med hjälp av koordinaterna för sjöns utloppspunkt (SMHI, 1983). På detta sätt har varje sjö fått ett personnummer, som kan användas för att hålla reda på mätningar och olika miljöförbättrande åtgärder i sjön.

Tabell 9.2. De vanligaste namnen på sjöar i SMHIs arkiv. (Källa: SMHI.)

Sjöar	Antal
Långtjärnen	504
Svarttjärnen	344
Stortjärnen	321
Abborrtjärnen	302
Lillsjön	228
Långsjön	177
Kroktjärnen	162
Mörttjärnen	159
Gäddtjärnen	157
Lomtjärnen	148

Tabell 9.3. Några egendomliga benämningar på sjöar i SMHIs arkiv. (SMHI, 1983.)

Avundstjärnen	Elaktjärnen	Gråtartjärnen	Lill-Killer
Benbrottstjärnen	Eländestjärnarna	Hoppet	Niagara
Blodgöl	Fredagen	Hungern	Ottopotto
Brännvinsgölen	Fusksjön	Hästdröptjärnen	Sadistträsket
Domedagsgölen	Graven	Kaffesjön	Ångersjön

Referenser

Bengtsson, L. (1973)

Modellstudier och cirkulationsprocesser i sjöar.
Bulletin Series A, No. 22, LTH, Lund.

Moberg, A. (1967)

Svenska sjöars isläggnings- och islossningstidpunkter 1911/12 - 1960/61.
SMHI, Notiser och Preliminära Rapporter, serie Hydrologi nr 4, Stockholm.

Moberg, A. (1981)

Mätningar av sjötemperaturen vid SMHI.
SMHI, HB-rapport nr 45.

NFR (1986)

Hydrologins nya ansikte.
IHP-rapport nr 61, NFRs Kommitté för Hydrologi, Stockholm.

Sahlberg, J. (1983)

A hydrodynamical model for calculating the vertical temperature profile in lakes during cooling.
Nordic Hydrology, 239 - 254.

Sahlberg, J. (1987)

A hydrodynamic model for heat contents calculations on lakes and sediments.
Byggforskningsrådet, Document D19:1987, Stockholm.

SMHI (1980)

Hydrologiska iakttagelser i Sverige.
Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Årsbok, band 60, del 3.1, Norrköping.

SMHI (1983)

Svenskt Sjöregister.
SMHI, Norrköping.

10. VATTENFÖRING

10.1 Vattenföring, tillrinning och avrinning

Vattenföring kallas den mängd vatten som rinner fram i ett vattendrag under en viss tidsperiod. Den brukar betecknas med Q . I små vattendrag är det praktiskt att använda sorten liter per sekund medan man vanligen använder m^3 per sekund i stora vattendrag.

Begreppet tillrinning avser det vatten som rinner till en sjö eller ett regleringsmagasin. I vattenkraftsammanhang anger man ofta tillrinningen i dygnsenheter. En dygnsenhet är detsamma som volymen av en tillrinning på $1 m^3/s$ under ett dygn, vilket motsvarar $86\,400 m^3$.

Ofta måste man ta hänsyn till nederbörden på ett sjömagasin och avdunstningen därifrån. Man får då fram den nyttiga tillrinningen, som uttrycks som följer:

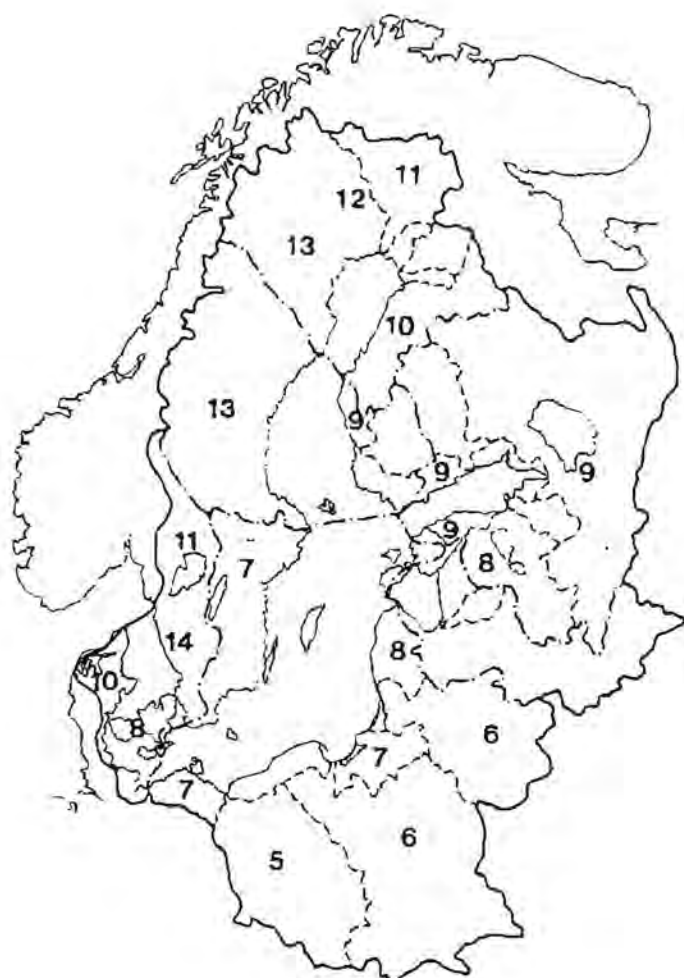
Nyttig tillrinning = tillrinning till sjön + nederbörd på sjön - avdunstning från sjön.

Om sjöns yta är stor, motsvarar till synes små nederbörds- eller avdunstningsmängder stora tillrinningsbelopp. Det är följaktligen inte alls ovanligt med negativa värden på den nyttiga tillrinningen till stora sjöar under långa torrperioder sommartid.

För att det skall bli lättare att jämföra observationer från olika vattendrag omräknas ofta vattenföringen till specifik avrinning eller bara avrinning, som den också kallas i många sammanhang. Detta sker genom att värdet divideras med avrinningsområdets areal och sorten blir följaktligen $l/(s \cdot km^2)$. I vissa sammanhang vill man relatera avrinningen till nederbörd och snösmältning och då är det lämpligt att ange den i mm per tidsenhet räknat över hela avrinningsområdets areal (se t ex figurerna 1.2 och 7.4). $1 l/(s \cdot km^2) = 86\,400 l/(dygn \cdot km^2) = 0.0864 mm/dygn$.

Den specifika avrinningens variationer beror främst på klimatförhållanden och markanvändning. Den är högst i de västra fjälltrakterna och lägst i sydöstra Götaland. Figur 10.1 visar den specifika avrinningens fördelning inom det totala avrinningsområdet till Östersjön och Bottniska Viken. Trots att en stor del av området ligger i öster och söder, bidrar Sverige med en avsevärd del av vattnet tack vare en betydligt högre specifik avrinning.

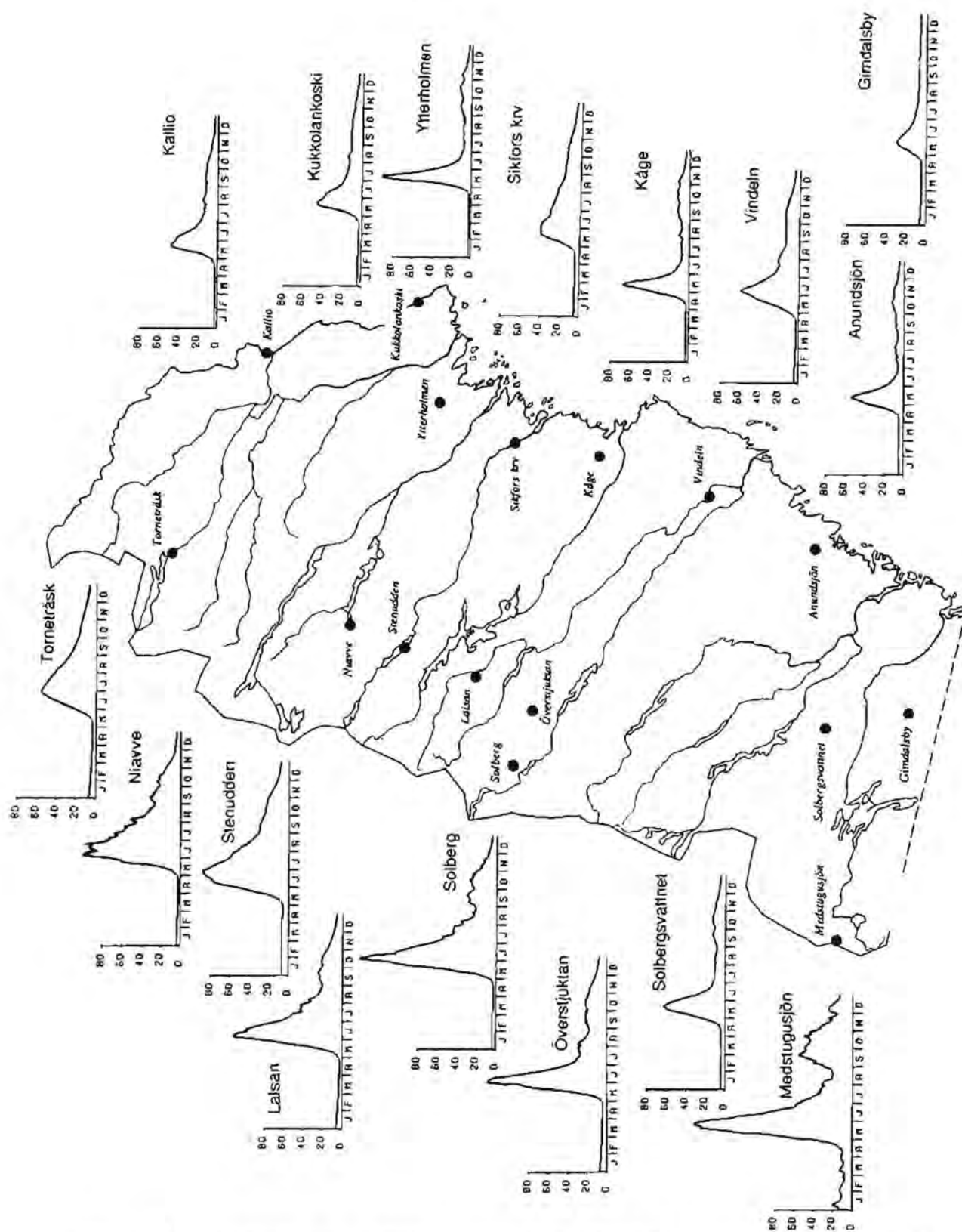
I tabell 8.1 redovisades medelvattenföringen under en lång tidsperiod i Sveriges största vattendrag i m^3/s . Den högsta momentana vattenföring som uppmäts i Sverige är $3\,262 m^3/s$. Detta värde uppmättes i Sollefteå i nedre Ångermanälven 1943. 1968 uppmättes $3\,667 m^3/s$ vid en finsk mätstation i Kukkolankoski på gränsen mellan Sverige och Finland i nedre Torneälven.



Figur 10.1. Specifik avrinning i $l/(s \cdot km^2)$ för områdena runt Östersjön och Bottniska Viken. (Källa: Carlsson, 1992.)

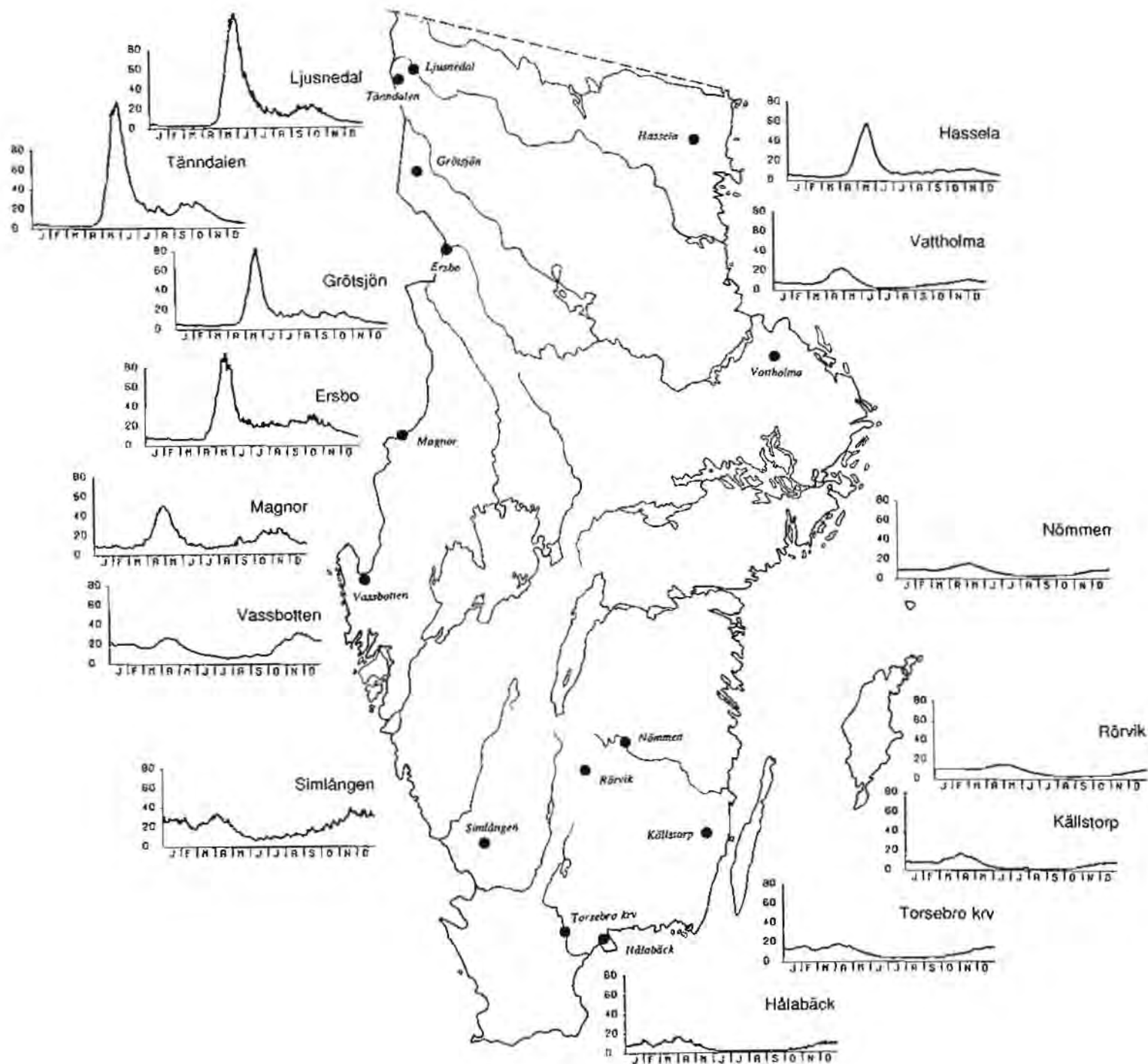
10.2 Vattenföringens dynamik

Varje vattendrag har sin egen rytm. Denna bestäms i första hand av klimatet i avrinningsområdet men även av geologiska och geomorfologiska förhållanden samt av markanvändning. De flesta stora och medelstora vattendrag i Sverige är dessutom påverkade av någon form av vattenreglering. I norra Sverige dominerar årsmedelflödet av snösmältningen under våren. Längre söderut gör sig höstflöden alltmer gällande och långt i söder sker merparten av avrinningen vintertid (se figur 10.2).



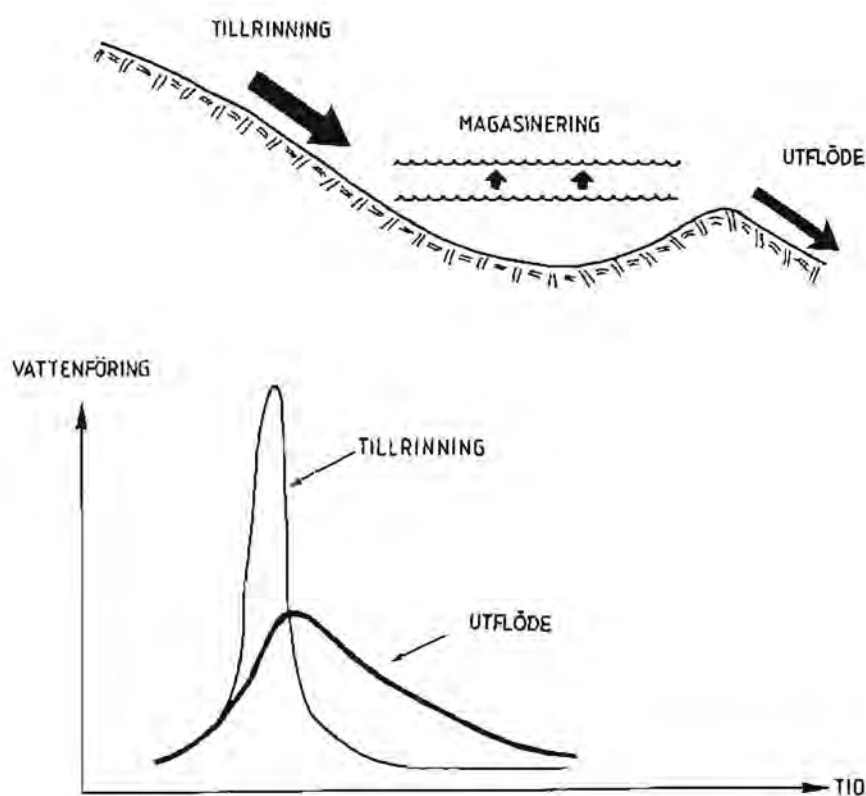
Figur 102. Avrinningens variation under året vid några vattenföringsstationer för perioden 1961-90. Sorten är $l/(s \cdot km^2)$ och vattendragen är praktiskt taget opåverkade av sjöregleringar. Observera att avrinningen är högst i fjälltrakterna och att säsongsdynamiken varierar kraftigt från norr till söder.

Figur 10.2. Forts.



En sjö dämpar flöden genom att vatten magasineras i sjön, eftersom sjöns avbördningsförmåga begränsar utflödet. Detta förlopp medför, att tillrinningen till sjön uppvisar betydligt högre extremvärden än vattenföringen vid dess utlopp, som visas i figur 10.3.

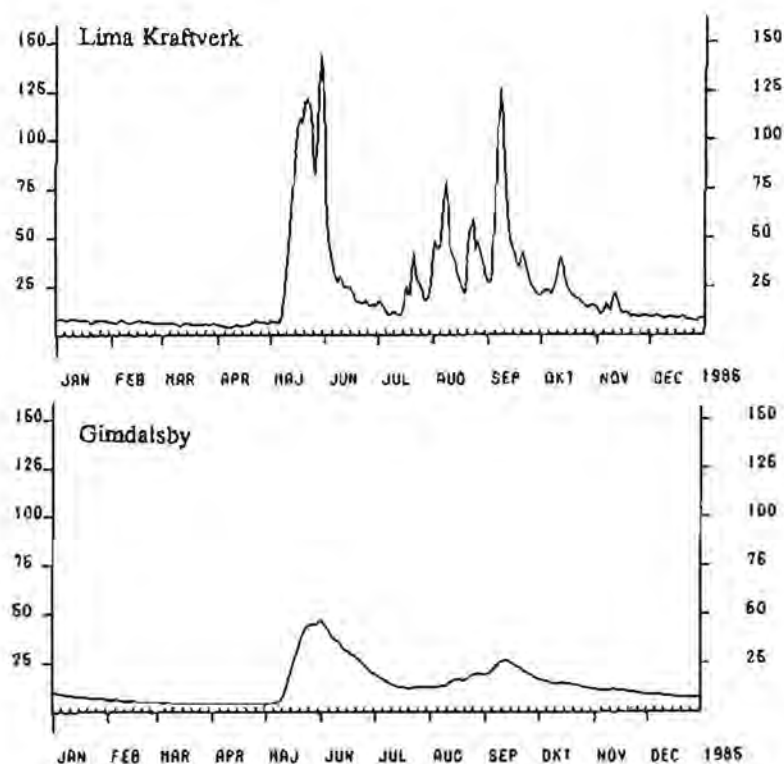
Man kan säga, att sjöarna fungerar som vattendragssystemets stördämpare. Sjöns areal och avbördningsförmåga avgör hur stor dämpningen skall bli. Man talar i detta sammanhang om ett områdes sjöprocent, som är andelen sjöyta i procent av hela avrinningsområdets yta. I figur 10.4 visas en jämförelse mellan vattenföringens dynamik i den sjöfattiga Västerdalälven och den sjörika Gimån. Det är viktigt, att sjöarnas dämpning inte byggs bort, när ett vattendragssystem byggs ut, för då kan utbyggnaden leda till kraftigare extremvärden än vad som var fallet under oreglerade förhållanden.



Figur 10.3. En sjös dämpande effekt på vattenföringen i ett oreglerat system.

En tidsserie över vattenföringen brukar kallas hydrogram (även hydrograf). Om vi tittar närmare på ett isolerat flödestillfälle, ser vi att det består av en snabb uppgång och ett långsammare avklingningsförlopp. Det senare brukar kallas recession och kan ofta beskrivas av ett par, tre exponentialfunktioner. Recessionsförloppet är ett grundläggande begrepp när det gäller att beskriva en vattenföringsseries dynamik. Snabb recession får vi om avrinningsområdet har liten förmåga att magasinera vatten och långsam om magasinerna är stora. I exemplet i figur 10.4 har Västerdalälven snabbare recession än Gimån.

Figur 10.4 redovisar dygnsmedelvärdet av vattenföringen, vilket är det värde som vanligen är av intresse. I många fall, speciellt i små avrinningsområden eller i vattendrag med snabba förlopp, är det momentana maximivärdet under ett dygn betydligt större än dygnsmedelvärdet, något som man bör ta hänsyn till vid dimensioneringsberäkningar i mindre system. I stora naturliga vattendrag är skillnaderna små, men vattenreglering kan även här skapa stora momentana extremvärden.

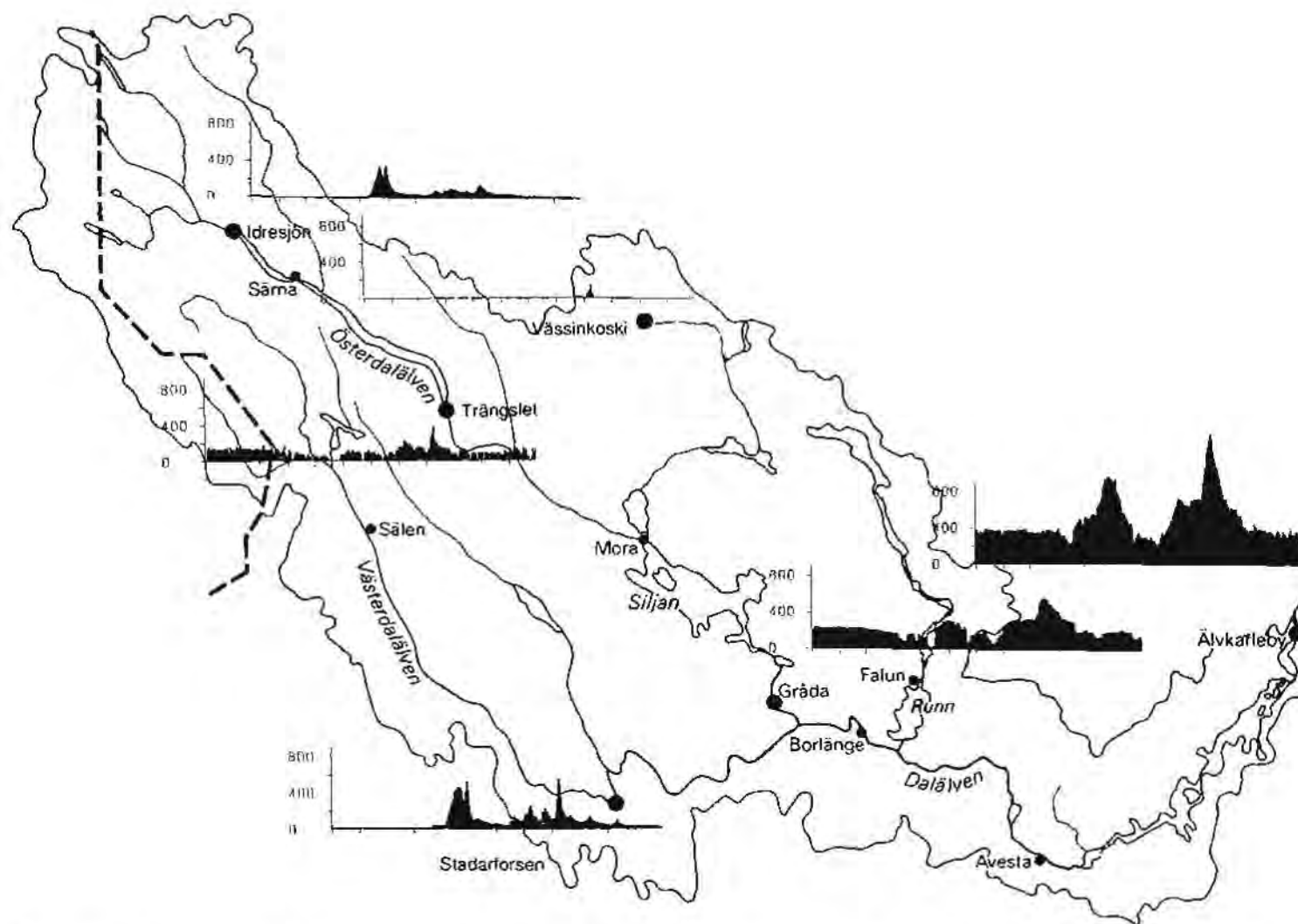


Figur 10.4. Jämförelse mellan vattenföringens dynamik i Västerdalälven vid Lima Kraftverk (2.2 % sjöar) och Gimån vid Gimdalsby (12.8 % sjöar). Avrinnningen är angiven i $l/s \cdot km^2$.

10.3 Längs Dalälven

Låt oss liksom Selma Lagerlöf (1907) följa Dalälven (figur 10.5) från de övre delarna av Österdalälven och ner till havet och se hur flödesdynamiken förändras. Året 1985 har valts, eftersom det är av stort hydrologiskt intresse. I september det året inträffade det ett extremt flöde i delar av älven, som ledde till översvämningar och dammrar, speciellt i biflödet Oreälven.

Vi börjar med vattenföringen uppe vid Idre, där Österdalälven ännu är oreglerad. Flödet domineras här av vårfloden och är måttligt dämpat av sjöar. Nästa tidsserie visar, att effekten av Trängslet-magasinet och vattenkraftproduktionen blir ett oregelbundet reglerat flöde. Som synes, fångas hela vårfloden upp medan en del av höstflödet släpps förbi. Vi kan även se en veckorytm, som orsakas av mindre efterfrågan på elkraft under helger.

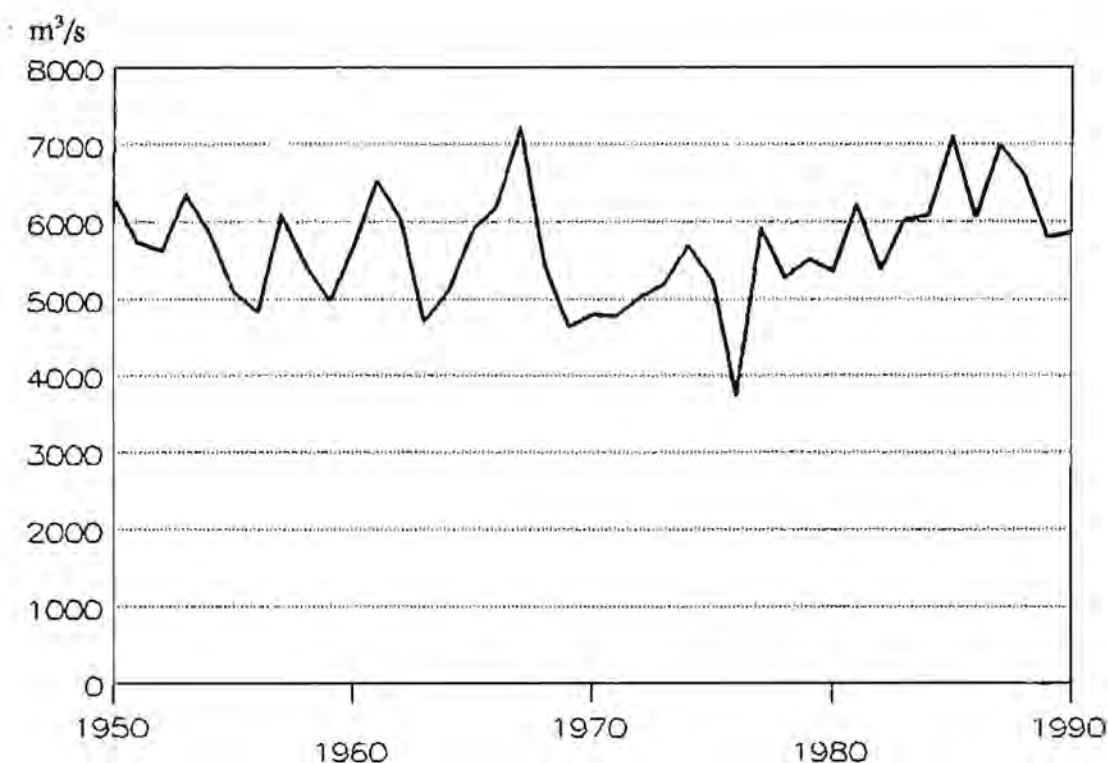


Figur 10.5. Översiktskarta över Dalälven samt vattenföringarna vid Idresjön ($2\,370\text{ km}^2$), Trängslet ($4\,522\text{ km}^2$), Gråda ($12\,271\text{ km}^2$), Stadarforsen ($4\,502\text{ km}^2$), Älvkatleby ($28\,931\text{ km}^2$) samt Vässinkoski (340 km^2) under år 1985. Vattenföringen är angiven i m^3/s .

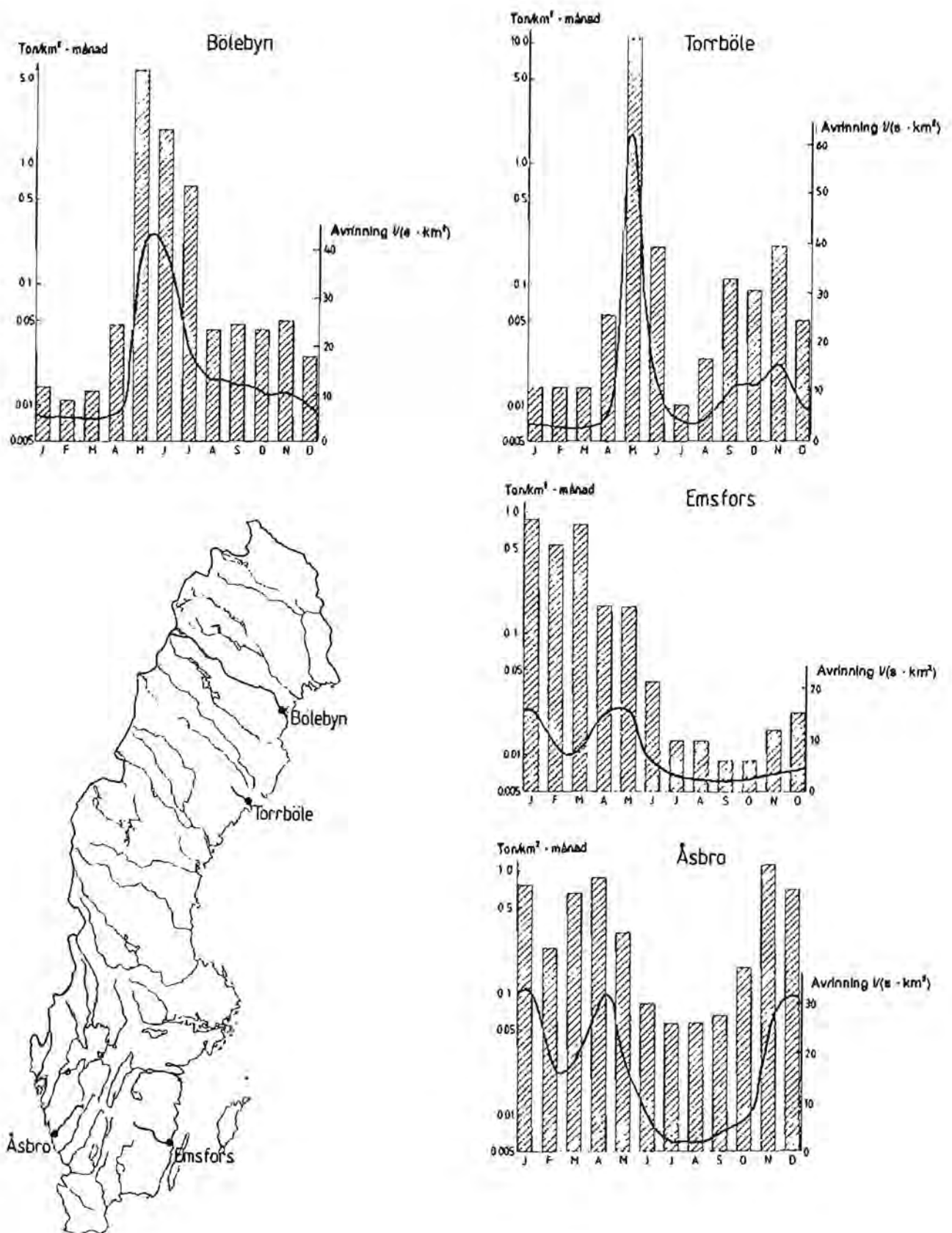
Längre ner vid Gråda kraftverk vid Siljans utlopp ger Siljans reglering ger ett utjämnat flöde. Strax nedströms tillkommer det praktiskt taget oreglerade flödet från Västerdalälven, här representerat av mätstationen Stadarforsen, och slutligen visas vattenföringen vid Älvkarleby strax före utflödet i Bottenhavet. Då syns effekterna av det kraftiga regnet i de nedre delarna tydligt på det kraftiga septemberflödet. Detta flöde blev mest uppmärksammat i biflödet Oreälven, där det förorsakade flera dammrar, av vilka det i Noppikoski blev mest uppmärksammat. Som tidsserien från Vässinkoski visar, är dock Oreälvens tillskott till flödet i Älvkarleby ganska blygsamt.

10.4 Transport med vattnet

Varje sekund rinner i genomsnitt nästan 6000 m³ vatten av från Sverige till omgivande hav (figur 10.6). Med detta vatten transporteras stora mängder lösta och suspenderade ämnen (figur 10.7). Transporten påverkas i huvudsak av geologiska förhållanden, markanvändningen i avrinningsområdet, hydrologiska och klimatologiska förhållanden samt biologiska processer.



Figur 10.6. Årsvärden på avrinningen från Sverige till omgivande hav under tidsperioden 1950 - 1990. Beräkningen inkluderar hela Torneälven inklusive det vatten, som kommer från Finland, samt vattendrag från mindre områden i Norge, vilka rinner genom Sverige, exempelvis Trysilälva, som rinner av via Klarälven och Göta älv. Observera de stora skillnaderna mellan våtår och torrår! (Data från Bengt Carlsson, SMHI.)



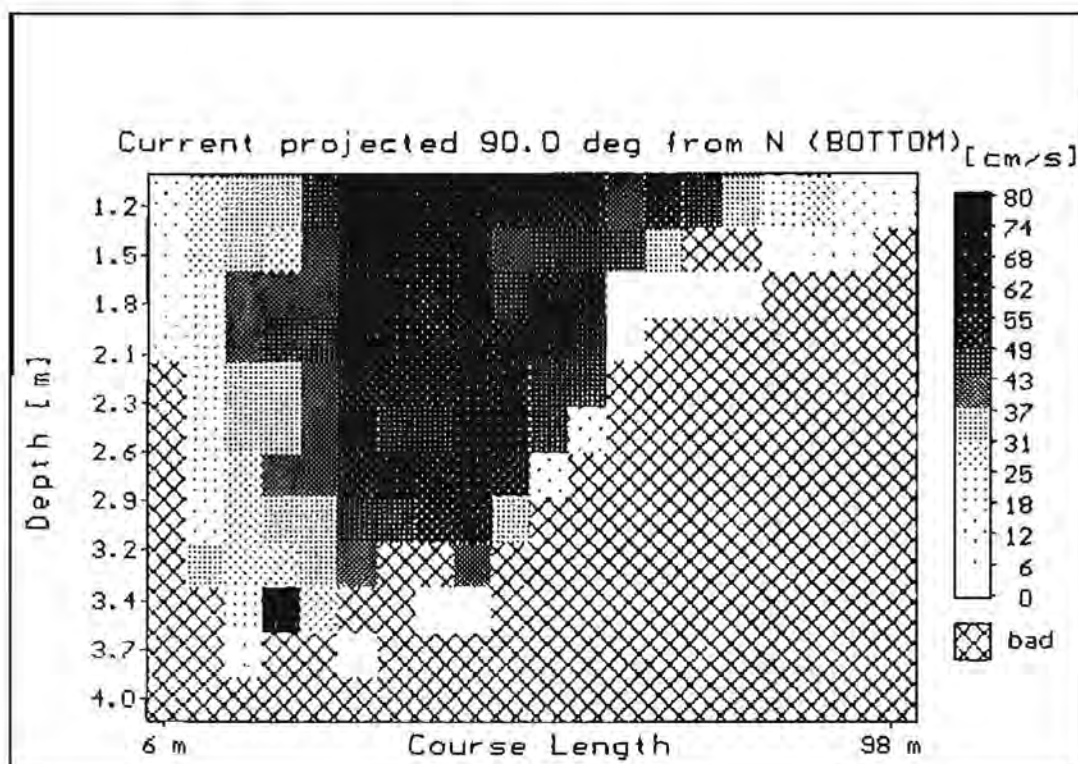
Figur 10.7. Månadsvärden på sedimenttransporten 1986 vid fyra mätstationer i oreglerade vattendrag. Observera att skalan för sedimenttransport är logaritmisk. (Källa: Brandt, 1990.)

Sjöar och vattenmagasin har stor betydelse för transporten av lösta och suspenderade ämnen genom att stora mängder material sedimenterar när vattenhastigheten är låg. I sjöarna sker också biologiska processer, som påverkar vissa ämnen. Ett exempel är nitrat, som ofta uppvisar låga koncentrationer sommartid, medan koncentrationen ökar under vintern i takt med minskad biologisk aktivitet i vattnet. I södra Sverige är dessutom avrinningen som högst under vintern, vilket sammantaget ger en kraftigt ökad belastning av nitrat på landets södra kustvatten under denna årstid.

Andra ämnen uppvisar andra årstidsberoenden. Allmänt kan sägas, att koncentrationen av ett ämne i ett större eller medelstort vattendrag normalt varierar mindre än flödet av vatten och att en stor del av transporten av olika ämnen sker under högflödesperioder. Det är därför nödvändigt med uppgifter om vattenföringen om den totala transporten av ett ämne skall bestämmas.

10.5 Mätning av vattenföring

I strömmande vatten utvecklas en hastighetsprofil, som beror på friktionen mot botten och stränder och andra lokala förhållanden (figur 10.8). Denna profil måste man ta hänsyn till när man mäter vattenföringen.



Figur 10.8. Hastighetsprofil vid en mätning i Motala Ström, Norrköping, vid vattenföringen 95,6 m³/s. Mätningen är genomförd med en profilerande ultraljudsmätare. Observera skillnaden mellan bredd- och djupskala! (Data från Nils Sjödin, SMHI.)

Man brukar dela in metoderna för vattenföringsmätning i direkta och indirekta metoder (SMHI/SNV, 1979, tabell 10.1). Direkta metoder innebär att vattenföringen mätes på platser vid ett visst tillfälle medan indirekta metoder innebär att en annan mätbar variabel registreras som sedan omräknas till vattenföring.

Tabell 10.1. Sammanställning av metoder för vattenföringsmätning.

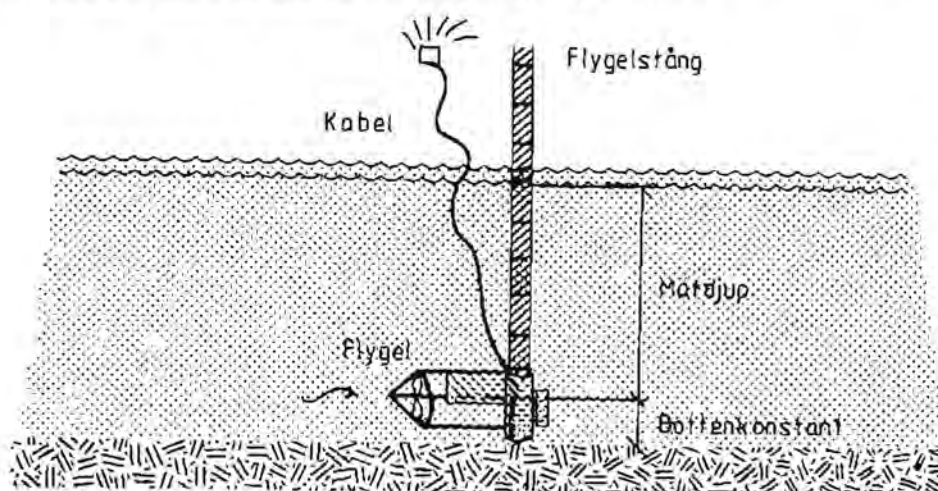
Direkta metoder	Indirekta metoder
Volym-tidmetoden	Naturlig bestämmande sektion
Strömhastighetsmätare	Anlagd mätsektion
Utspärningsmetoder	Vattenkraftverk

Volym-tidmetoden

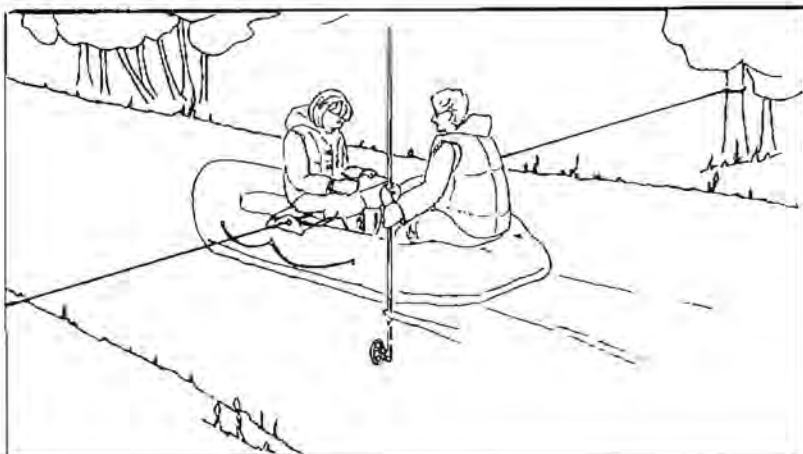
Denna metod innebär att vattnet helt enkelt samlas upp i en behållare med känd volym, V , samtidigt som man mäter tiden, T . Vattenföringen, Q , beräknas sedan som kvoten V/T . Metoden är lättast att använda om man har en fri vattenstråle och den är i praktiken begränsad till vattenföringar mellan 0 och ca 15 l/s.

Strömhastighetsmätare

Metoden innebär att vattenhastigheten mätes i ett antal punkter i ett tvärsnitt av vattendraget varefter vattenföringen beräknas som produkt av vattenhastighet och tvärsnittsarea genom någon form av integrering. För fältmätningar i vattendrag är propeller- eller rotorströmmätare vanligast, s k flyglar (figur 10.8). Flygelmätningar kan exempelvis ske från någon bro över vattendraget eller från båt (figur 10.9). Under senare år har mättekniken utvecklats och akustiska instrument, som bygger på ultraljud och den s k dopplereffekten, kommit alltmer i användning (figur 10.8).



Figur 10.9. Flygel för strömhastighetsmätning i vattendrag.



*Figur 10.10.
Flygelmätning av
vattenföringen
från gummibåt.*

Flygelmätningar är den vanliga metoden för mätning av vattenhastigheten i Sverige. Den är begränsad till vattenhastigheter mellan ca 0,2 och 2,0 m/s.

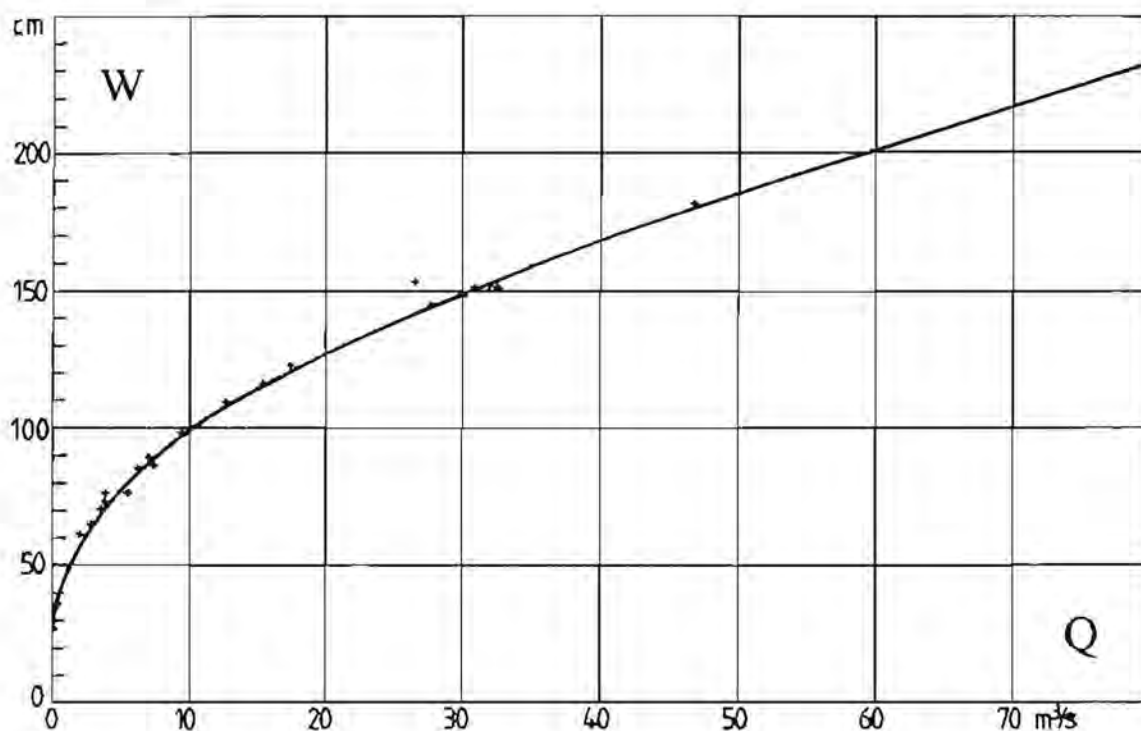
En enkel metod som kan användas vid översiktlig mätning är att mäta den tid som ett föremål (flottör) behöver för att flyta en viss sträcka. Osäkerheten i denna metod återspeglas i att den empiriska korrektion som behövs för att omräkna hastigheten till flöde ligger mellan 0,5 och 0,9 (se SMHI/SNV, 1979)

Utspärningsmetoder

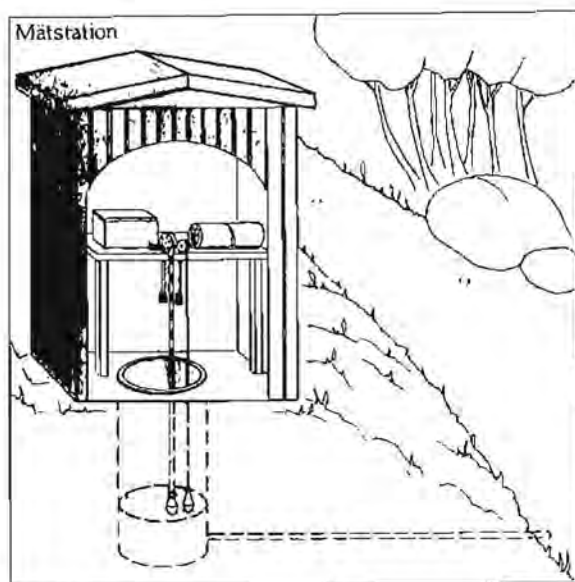
Om vattnet är kraftigt turbulent är det svårt att använda flyglar. Då kan man mäta vattenföringen genom att tillsätta ett spårämne med känd koncentration och analysera utspärningen vid en sektion längre nedströms. Metoden är dock ganska komplicerad att tillämpa och utnyttjas sällan i Sverige.

Naturlig bestämmande sektion

Vid en vattenföringsstation av detta slag utnyttjas sambandet mellan vattenföring och vattenstånd i ett vattendrag, avbördningskurvan (figur 10.10). Man registrerar vattenståndet kontinuerligt med en pegel (vattenståndsmätare, figur 10.11) och räknar sedan om detta till vattenföring. För att kunna göra detta krävs att avbördningskurvan är fastställd, något som vanligen sker genom fältmätning med någon av de direkta metoderna, vanligen flygelmätningar.



Figur 10.11. Exempel på avbördningskurva för vattenföringsstationen Assmebro i Assman, som är ett biflöde till Ätran. W = vattenstånd, Q = vattenföring. Punkterna visar de vattenföringsmätningar, som ligger till grund för kurvan.



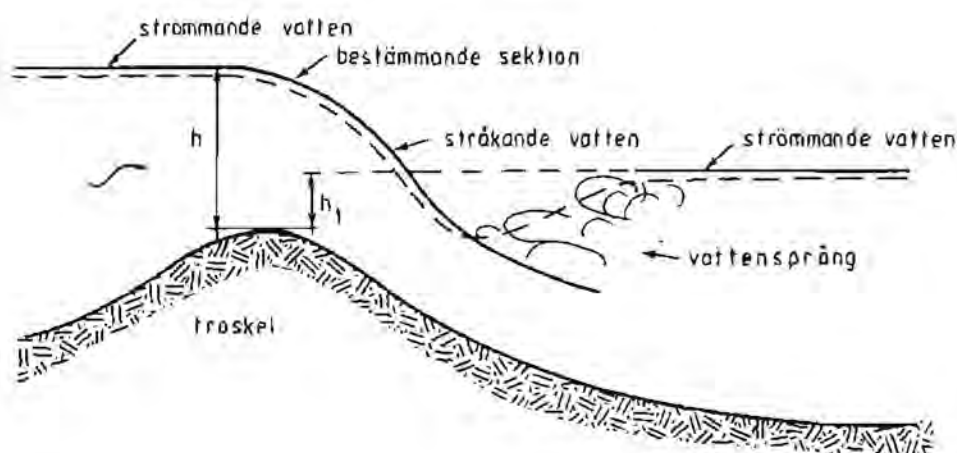
Figur 10.12.
Pegelstation för kontinuerlig registrering av vattenstånd.

För att få ett entydigt samband mellan vattenstånd och vattenföring krävs en bestämmande sektion där vattnet övergår från att vara strömmande till stråkande. Det innebär, att man inte får någon dämning nedströms, som påverkar flödet. Naturliga bestämmande sektioner finns bl. a. i trånga sektioner av vattendraget och vid vissa sjöutlopp och utnyttjas i hög grad vid uppbyggnaden av det hydrologiska stationsnätet (figur 10.13).

Avbördningskurvan för en naturlig sektion har ofta den allmänna form, som visas i figur 10.11. Det innebär, att en vattenståndsförändring har större påverkan på flödet vid höga flöden än vid lågvatten. Avbördningskurvor kan ofta beskrivas matematiskt med ett uttryck av formen:

$$Q = K \cdot (W - W_0)^P \quad (10.1)$$

där Q = vattenföringen,
 W = vattenståndet,
 W_0 = tröskelvärde på vattenståndet,
 K och P = empiriska koefficienter.



Figur 10.13. Bestämmande sektion. (Källa: SMHI/SNV, 1979.)

Den bestämmande sektionen i ett vattendrag förändras efter hand genom erosion och sedimentation. Därför krävs en kontinuerlig kontroll av avbördningskurvan genom återkommande flygelmätningar. Dessa problem är speciellt stora i vattendrag, som flyter i lösa jordar och berg av dålig kvalitet. Is och vegetation i vattendraget påverkar också den bestämmande sektionen. Därför sker vid SMHI ett omfattande arbete med kontroll och korrigering av de registrerade vattenstånden innan data lagras.

Anlagd mätsektion

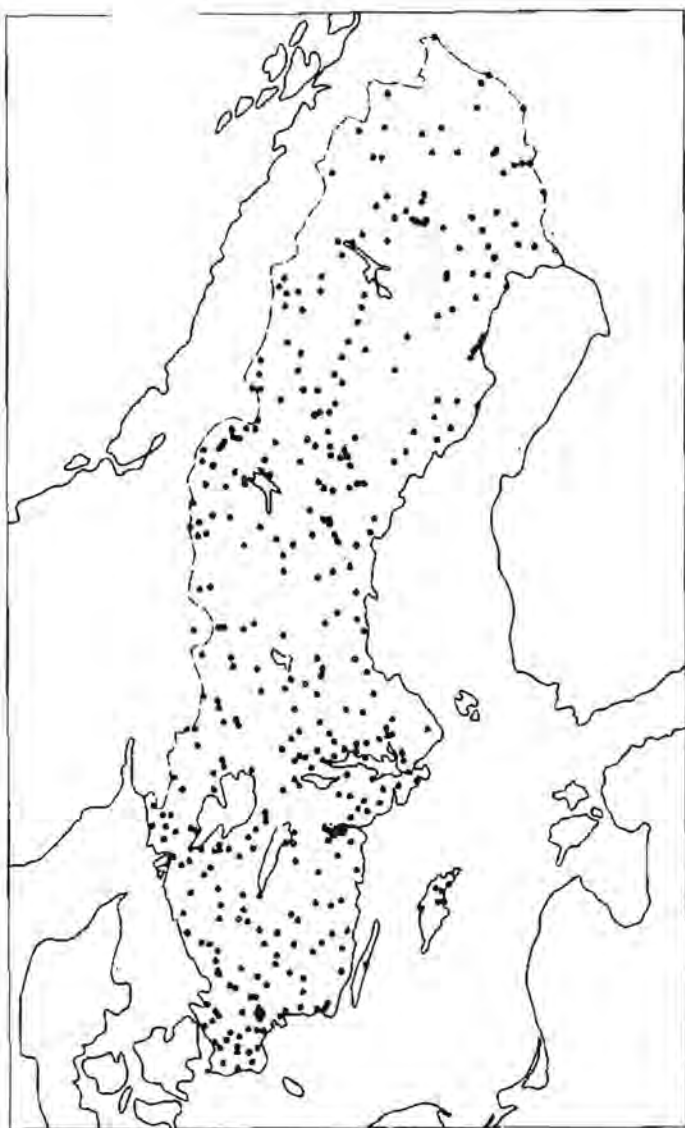
För att erhålla en bestämmande sektion måste man ofta bygga överfallsdammar eller andra konstgjorda sektioner. Detta kan man bara göra i mindre vattendrag. Vanligast är att använda ett triangulärt överfall, s k Thomson-överfall. Avbördningskurvan för detta kan beräknas teoretiskt, men i praktiken bör den kalibreras med hjälp av fältmätningar eftersom de hydrauliska förhållandena varierar efter utförandet.

Vattenkraftverk

I många fall utnyttjas uppgifter om produktionen vid vattenkraftverk för att bestämma vattenföringen. En förutsättning är att verkningsgraden för kraftverkets turbiner är känd och att tappningen förbi kraftverket via dess utskov registreras. Metoden utnyttjas i stor utsträckning av det svenska hydrologiska stationsnätet som därmed i viss utsträckning är knutet till vattenkraftsystemet.

Mätstationer i Sverige

SMHI ansvarar för det svenska stationsnätet för mätning av vattenföring. Det omfattar för närvarande ca 400 mätplatser i landet (se figur 10.14). Ungefär en fjärdedel av dessa är vattenkraftverk. Övriga mätstationer är inrättade enbart med syfte att mäta vattenföringen och bygga upp statistik och långa tidsserier. Den längsta vattenföringsserien i landet är från Vänerms utlopp. Där inleddes mätningarna år 1807.

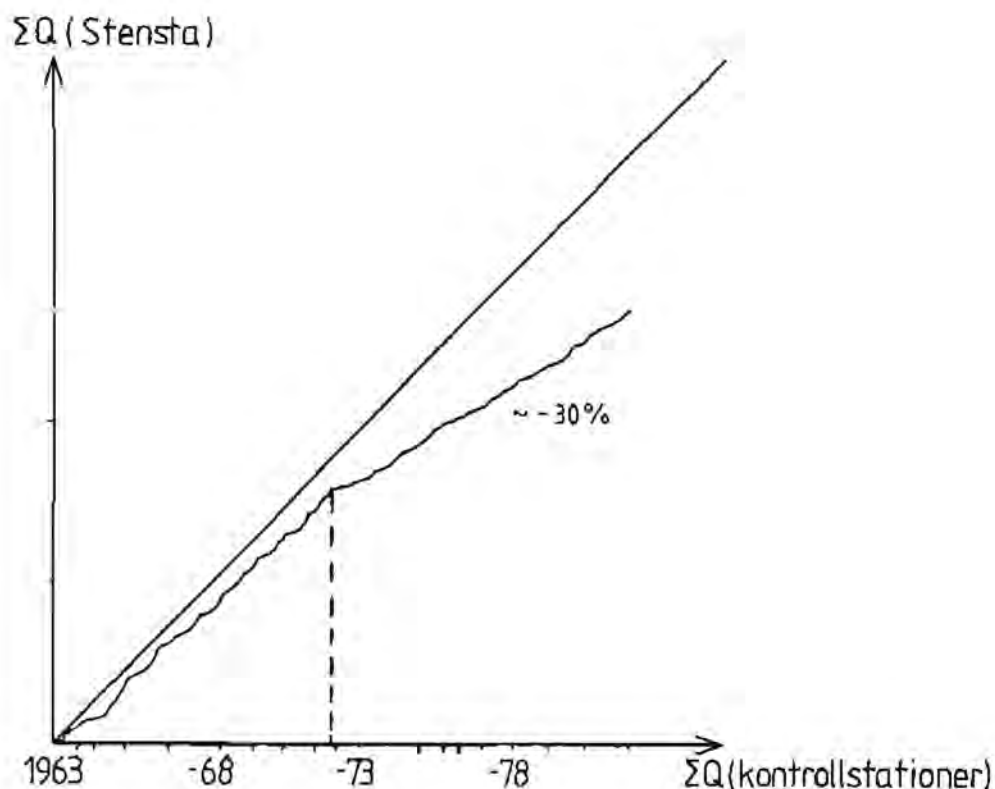


*Figur 10.14.
SMHI:s stationsnät för vattenföringsmätning. (Källa: SMHI, 1992.)*

10.6 Kontroll av mätseriens homogenitet

En vattenföringsserie påverkas av en mängd felkällor, som kan leda till systematiska eller slumpmässiga fel. Serien kan också vara inhomogen, vilket innebär att värdena systematiskt har förändrats från något givet datum. Homogenitetskontroll är därför ett viktigt moment vid hydrologisk analys, speciellt om man försöker använda mätserien för att studera förändringar i de hydrologiska förhållandena, t. ex. effekterna av förändrad markanvändning i ett avrinningsområde.

Det finns olika statistiska metoder för att kontrollera en series homogenitet. Ett enkelt sätt är att jämföra den med mätningar från intilliggande stationer genom s k Double-mass-plottning (se t ex Westman, 1982). Tekniken går ut på att ackumulerade värden av den serie, som skall kontrolleras, ritas upp mot motsvarande summerade värden för ett antal intilliggande stationer. En inhomogenitet kommer då att visa sig som ett tydligt brott på det uppritade sambandet (figur 10.15). Metoden visas här för lokalisering av systematiska fel i vattenföringsdata, men den är också användbar för andra typer av data, exempelvis nederbördsobservationer. Mer avancerade metoder kan dock krävas för andra typer av fel.



Figur 10.15. Exempel på homogenitetskontroll av vattenföringen vid stationen Stensta i Uppland. Jämförelse med fem kontrollstationer i regionen visar ett tydligt homogenitetsbrott, som troligen inträffade omkring 1972 och som orsakat ca 30 % lägre uppmätt vattenföring vid Stensta.

Referenser

Brandt, M. (1990)

Generation, transport and deposition of suspended and dissolved material. Examples from Swedish rivers.

Geografiska Annaler, 72 A, (3 - 4), 1990.

Carlsson, B. (1992)

Sötvattenavrinning till Östersjön från omgivande landområden.

Nordisk Hydrologisk Konferens, Alta, Norge, 4 - 6 augusti 1992.

Lagerlöf, S. (1907)

Nils Holgerssons underbara resa genom Sverige, Kap. 29: Dalälven.

Albert Bonniers Förlag, Stockholm.

SMHI (1979)

Vattenföringen i Sverige.

Liber Förlag - Allmänna Förlaget.

SMHI (1992)

Svenskt vattenarkiv. Hydrologiska stationsnät.

SMHI, Hydrologi nr 36, Norrköping.

SMHI/SNV (1979)

Vattenföringsbestämning vid vattenundersökningar.

SMHI/Naturvårdsverket

Westman, S.-E. (1982)

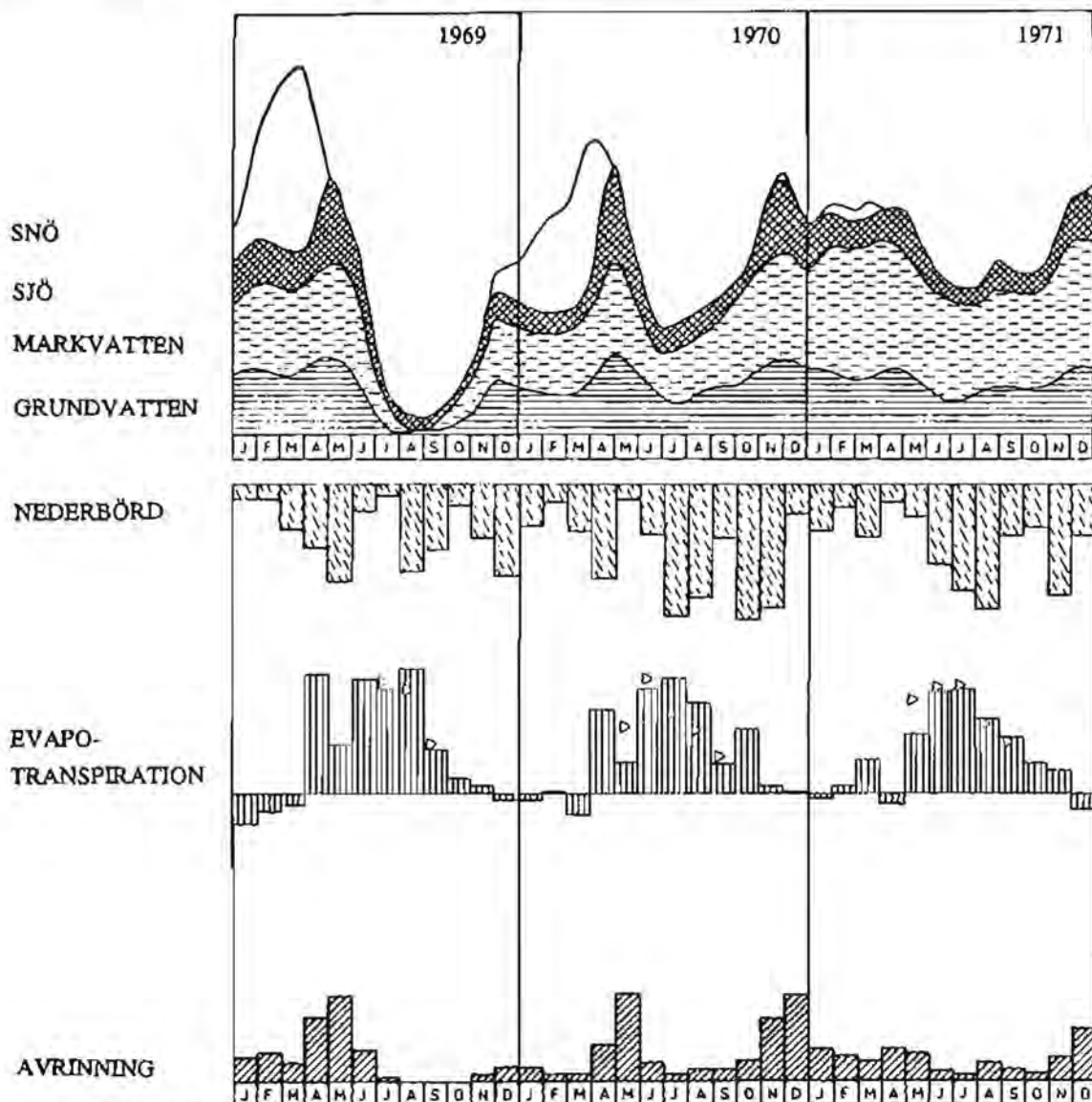
Metod för homogenitetskontroll av meteorologiska och hydrologiska observationsserier.

SMHI, rapport HO nr 1.

11. MARKANVÄNDNING, VATTENBALANS OCH AVRINNING

11.1 Naturliga variationer

Det finns ett starkt samband mellan mänskliga aktiviteter i ett avrinningsområde och hydrologiska förhållanden. Vissa effekter är ganska självklara medan andra kan vara mer svåra att förutsäga. Till den senare kategorin hör markanvändningens inverkan. Analysen försvåras av att klimatet fluktuerar vilket gör att vi ofta skyller klimatbetingad förändring på ett mänskligt ingrepp och tvärtom. Detta exemplifieras i figur 11.1, som visar naturliga variationer i vattenomsättningen i ett mindre forskningsområde i Västergötland (Velen-området) under några år på 1970-talet.



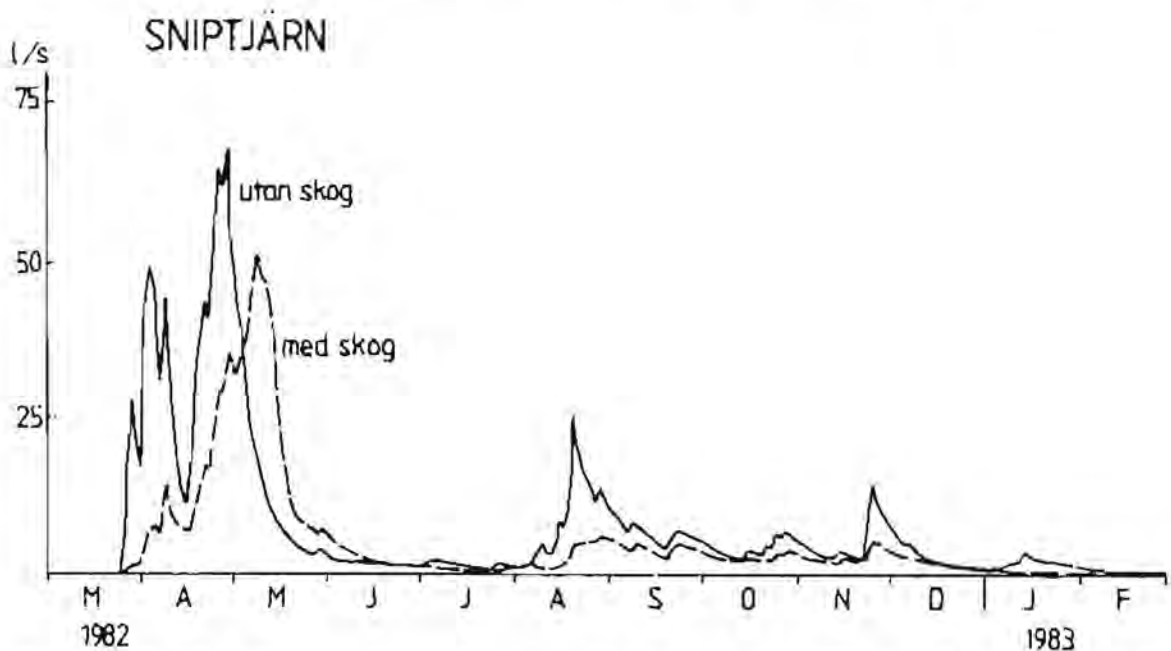
Figur 11.1. Vattenomsättningen i Nolsjöns avrinningsområde i Velen-området under perioden 1969 - 1971. Det övre diagrammet visar magasineringens variationer och det nedre visar nederbörd, avdunstning och avrinning. Avdunstningen är beräknad som en restterm. Triangelarna visar enskilda avdunstningsmätningar. (Källa: Waldenström, 1977.)

Observera speciellt skillnaden mellan de båda åren 1969 och 1971. Vintern 1969 var kall och sommaren var torr, medan 1971 hade en mild vinter och en blöt sommar.

Markanvändningen påverkar vattenbalansen och avrinningens tidsförlopp (dynamik) men också vattnets kvalitet. Vattenkvaliteten är kanske den mest aktuella frågan och den som gett anledning till störst oro. I de följande avsnitten kommer vi dock att koncentrera oss på de två första frågeställningarna.

11.2 Effekterna av skogsavverkning

Det storskaliga skogsbruket har ofta utpekats orsaken till översvänningsproblem både i Sverige och utomlands. Det får också anses klarlagt att en skogsavverkning medför en stor förändring av vattenbalansen på själva avverkningsplatsen. Utan träd minskar evapotranspirationen och interceptionsförlusterna samtidigt som snösmältningen blir mer intensiv eftersom energiutbytet med atmosfären underlättas. Resultatet blir förhöjd markfuktighet, högre grundvattenstånd med risk för försumpning, tidigare och något större vårflod samt högre flöden på sommar och höst. Påverkan på den lokala avrinningen har analyserats av Brandt m fl (1988) och visas schematiskt i figur 11.2.

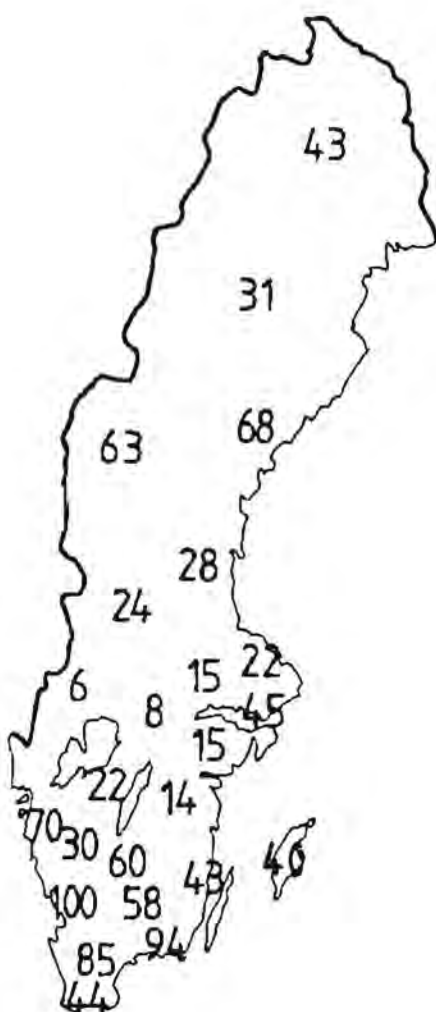


Figur 11.2. Beräkning av avverkningens effekter på vattenföringen från ett 0,4 km² stort avrinningsområde som avverkas till 100% (Källa: Brandt m fl, 1988.)

Figur 11.2 kan synas dramatisk men den avser lokala förhållanden. Området var 0,4 km² stort. Effekterna på flödena i medelstora och stora vattendrag blir små eftersom den andel av avrinningsområdet som avverkas oftast är liten (någon eller några procent per år). Området innehåller därför alltid en blandning av skog av olika åldrar med olika vattenförbrukning i området. När det gäller vårflöden så kan avverkningen t o m leda till lägre flöden i vattendraget om snösmältningen kommer i otakt genom att kalhyggerna smälter av innan snösmältningen kommit igång i skogen.

11.3 Skogstillväxtens inverkan

Under 1900-talet har virkesförrådet i den svenska skogen ökat kraftigt, trots förekomsten av stora kalavverkade ytor (figur 11.3). I Hallands län, som ligger i topp, har virkesmängden fördubblats sedan 1940-talet. Anledningen är ett mer aktivt skogsbruk och, i viss mån, minskad åkerareal. Dessa förhållanden har väckt farhågor för vattentillgången i våra vattendrag, eftersom såväl interception som transpiration borde påverkas av den ökande beskogningen. De studier, som hittills genomförts, har dock ännu inte kunnat påvisa någon entydig effekt för vattentillgången. Förändringarna tycks ligga inom ramen för det naturliga variationsmönstret och den noggrannhet, med vilken vi kan bestämma vattenbalansen med dagens mätmetoder (se exempelvis Brandt, 1992).



Figur 11.3. Procentuell förändring av skogsbiomassan i olika län under perioden 1945 - 1987. (Data från riksskogstaxeringar redovisade i Jurman m fl, 1989.)

11.4 Skogs- och myrdikning

Liksom avverkning har dikningens hydrologiska effekter diskuterats livligt inom hydrologin (se t ex Simonsson, 1987, och Lundin, 1984). Denna fråga är dock betydligt svårare att reda ut, främst beroende på att det är olika typer av mark som dikas och att dikningen utföres på olika sätt. Dikningsverksamheten har dock varit omfattande i Sverige speciellt inom skogsbruket under 1980-talet (Miljödepartementet, 1991).

Allmänt kan man säga att dikningen medför sänkta grundvattenstånd i det dikade området. Detta är ju själva avsikten. Därmed sker en momentan ökning av avrinningen när grundvattenmagasinet töms. Denna avstannar dock efter en tid. Därmed har ett nytt system skapats med en mäktigare omättad zon och gynnsammare betingelser för skogstillväxt. Följden blir att den direkta avdunstningen från det som tidigare var blöt mark minskar men att transpirationen från den nya växtligheten ökar efterhand. Den samlade effekten på vattenbalansen beror på vilken av dessa effekter som dominerar.

Effekten på vattenföringens dynamik beror på dikningens utformning. Grunda glest placerade diken har troligen liten effekt medan djupa diken ger snabbare flödesförlopp och därmed högre och kortvarigare flöden under tidsperioder med hög markfuktighet. Här sker alltså ett samspel med dikningens påverkan på vattenbalansen.

Det har visat sig svårt att genom direkta mätningar påvisa några dramatiska effekter på avrinningen av den typ av dikning som göres i Sverige. Liksom är fallet efter avverkning är det troligt att effekterna är lokala och att dessa jämnas ut för ett större vattendrag. Påverkan på vattenkvaliteten kan dock bli betydande.

11.5 Jordbrukets roll

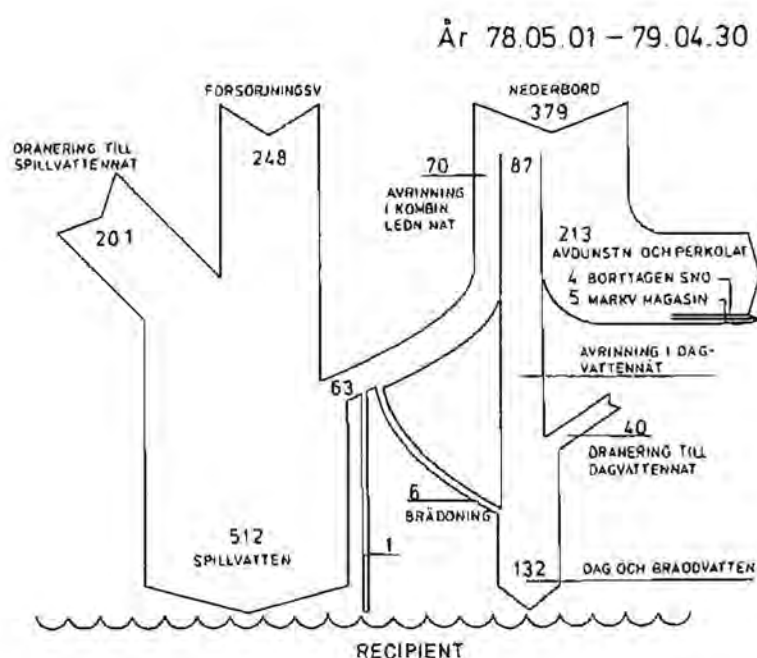
Jordbruket har inneburit en omdaning av landskapet. Stora arealer har dikats, sjöar och våtmarker har torrlagts och vattendrag har rätats ut och kulverterats. Stora odlingsarealer ligger idag lägre än närliggande sjöar och vattendrag, och odlingen är därför beroende av att vattnet pumpas bort. Dessa arealer skyddas av invallningar, som kräver tillsyn och underhåll.

När det gäller jordbrukets roll inom hydrologin i Sverige har vattenkvalitetsfrågor och då speciellt frågan om läckage av växtnäringssämnen till sjöar och kustområden diskuterats mest. Påverkan på avrinningen är mindre uppenbar men ändå av intresse, speciellt under torrår. Jordbrukets bevattningsbehov ökar under dessa år vilket leder till ännu lägre vattenföringar i de vattendrag som utnyttjas, och därmed till sämre vattenkvalitet eller vattenbrist. Om grundvatten användes påverkas grundvattenmagasinen och därmed kan vattenförsörjningen äventyras för intilliggande brukare av samma akvifer.

Jordbrukets vattenförbrukning är också beroende av vilka grödor som odlas och därmed av Sveriges jordbrukspolitik. Speciellt kan övergången till vattenkrävande energiskogsodling leda till stor belastning på vattentillgångarna.

11.6 Tätorter

Tätorter och vägar är stora ingrepp i naturen och medför att det hydrologiska systemet ändras dramatiskt. Stora ytor asfalteras, bebyggelse anlägges och dräneras, vattendrag kulverteras och leds bort, pumpstationer anlägges, snö transporteras bort och avloppssystem leder vattnet helt nya vägar från vattentäkten till avloppsreningsverket. Följden blir en kraftig påverkan på såväl vattenkvalitet som vattenbalans och flödets dynamik. Figur 11.4 visar schematiskt vattenomsättningen för Lunds tätort under ett år.



Figur 11.4. Vattenomsättningen i Lund. (Källa: Hogland och Niemczynowicz, 1979).

Den stora andelen hårdgjorda ytor i en tätort leder till minskad avdunstning och därmed högre avrinning. Avrinningsförloppen blir också snabbare. Det finns en rad dimensioneringsproblem inom tätortshydrologin (den urbana hydrologin) då dessa snabba förlopp är av intresse och då krävs data med högre tidsupplösning än dygnet.

Dräneringen och ytavrinningen på hårdgjorda ytor leder till minskad grundvattenbildning vilket i sin tur kan leda till svåra sättningar och därmed stora skador på bebyggelsen och andra anläggningar. Under senare år har man försökt motverka detta genom att låta dagvattnet infiltrera i stället för att leda bort det. Därmed minskar också belastningen på reningsverken.

Referenser

- Brandt, M. (1992)
Skogens inverkan på vattenbalansen.
SMHI, Hydrologi nr 37, Norrköping.
- Brandt, M., Bergström, S., och Gardelin, M. (1988).
Modelling the effects of clearcutting on runoff - Examples from central Sweden.
Ambio, 17, 5, 307 - 313.
- Hogland, W. och Niemczynowicz, J. (1979)
Kvantitativ och kvalitativ vattenomsättningsbudget för Lunds centralort.
LTH, Teknisk vattenresurslära, Rapport nr 3029, Lund.
- Jutman, T., Bergström, S., and Eriksson, B. (1989)
Long term variations of the water balance in Sweden - a preliminary study.
Proceedings, WMO Conference on Climate and Water, Helsingfors. The publications of the Academy of Finland, 9/89.
- Lundin, L. (1984)
Torvmarksdikning - Hydrologiska konsekvenser för Docksmynen.
Uppsala Universitet, Naturgeografiska institutionen, Avdelningen för Hydrologi, Rapport serie A, 1984:3, Uppsala.
- Miljödepartementet (1991).
Hur mår Sverige? - en rapport om miljösituationen.
Bilaga A till Regeringens proposition 1990/91:90.
- Simonsson, P. (1987).
Skogs- och myrdikningens miljökonsekvenser.
Naturvårdsverket, Rapport 3270.
- Waldenström (1977)
Slutrapport över hydrologiska undersökningar i Velens representativa område.
SMHI, HB-rapport nr 28, Norrköping.

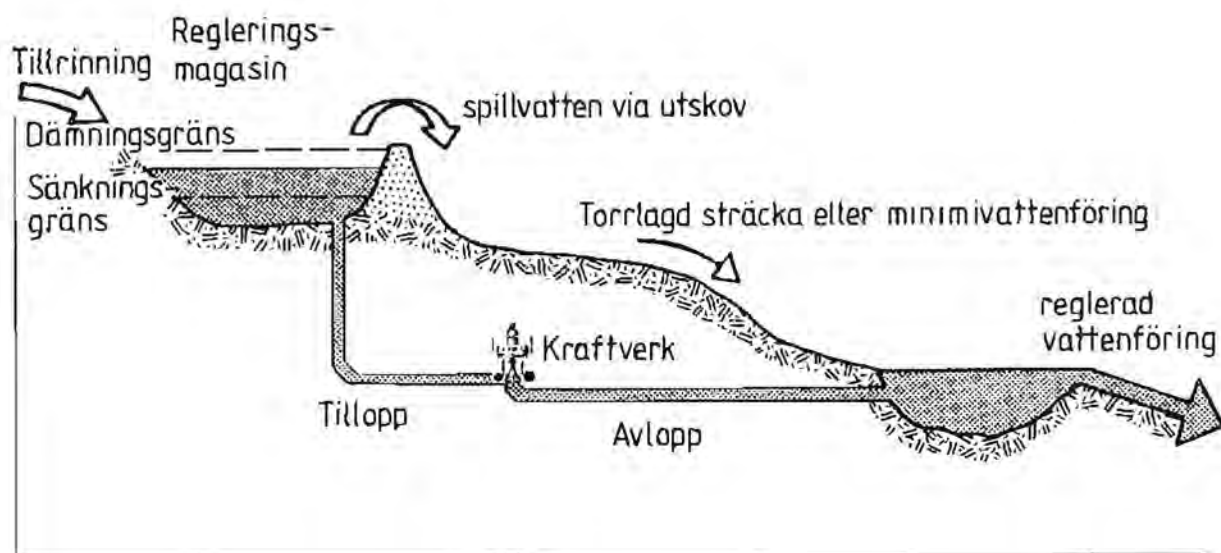
12. VATTENREGLERING OCH VATTENKRAFT

De flesta av Sveriges stora och medelstora vattendrag är påverkade av någon form av reglering. Oftast är det sjöarna i systemet, som försetts med dammar för att vatten skall kunna sparas eller släppas på efter behov, men det finns även många exempel på dammar som byggts för att skapa helt nya vattenmagasin.

Globalt sett är vattenförsörjning och bevattning den viktigaste anledningen till att regleringsmagasin byggs. I Sverige är huvudanledningen att förse vattenkraftsystemet med rätt vattenmängder året om, så att efterfrågan på elkraft kan tillgodoses, eller att höja vattenståndet för att få erforderlig fallhöjd för vattenkraftverk. Dammar har också anlagts för att underlätta timmerflottning. Flera av dessa finns kvar, trots att flottningen nu upphört. Slutligen har dammar och invallningar också anlagts för att skydda över-
svämningskänsliga områden.

12.1. Vattenkraftsystemet

Principen för vattenkraftutvinning är enkel. Det rinnande vattnet får passera en turbin, som genererar elström (figur 12.1). Detta innebär att lägesenergin hos det vatten, som samlas upp i avrinningsområdet, omvandlas till elektricitet.



Figur 12.1. Principerna för vattenkraftutbyggnad.

Avrinningsområdets roll är att koncentrera energiinnehållet i det hydrologiska kretsloppet till en punkt. Regleringsmagasinet används för lagring av energi och utskovet är systemets säkerhetsventil, som utnyttjas om vatten måste släppas förbi kraftverket.

Effekten i ett vattenkraftverk kan beskrivas med följande formel:

$$E = g \cdot \rho \cdot h \cdot Q \cdot \mu \quad 12.1$$

där E = effekten,
 g = tyngdaccelerationen,
 ρ = vattnets täthet,
 h = fallhöjden,
 Q = vattenföringen,
 μ = turbinens verkningsgrad.

Ekvationen innebär, att produktionen är proportionell mot såväl fallhöjd som vattenföring. Samma effekt kan alltså utvinnas med en måttlig vattenföring och stor fallhöjd eller med hög vattenföring och måttlig fallhöjd. Som exempel kan nämnas att lägesenergin hos 10 m³ vatten på en höjd av 40 m motsvarar ca 1 kilowattimme (kWh).

Vattenkraftutbyggnaden är utan tvekan det störst mänskliga ingreppet i de svenska vattendragen. Utbyggnaden har skapat ett komplicerat system av vattenmagasin och kraftverk. I figur 12.2 visas en sammanställning av de svenska vattenkraftverk, som har en effekt större än 10 MW. Mest invecklad är bilden i Ångermanälven med biflöden, som visas i figur 12.3.

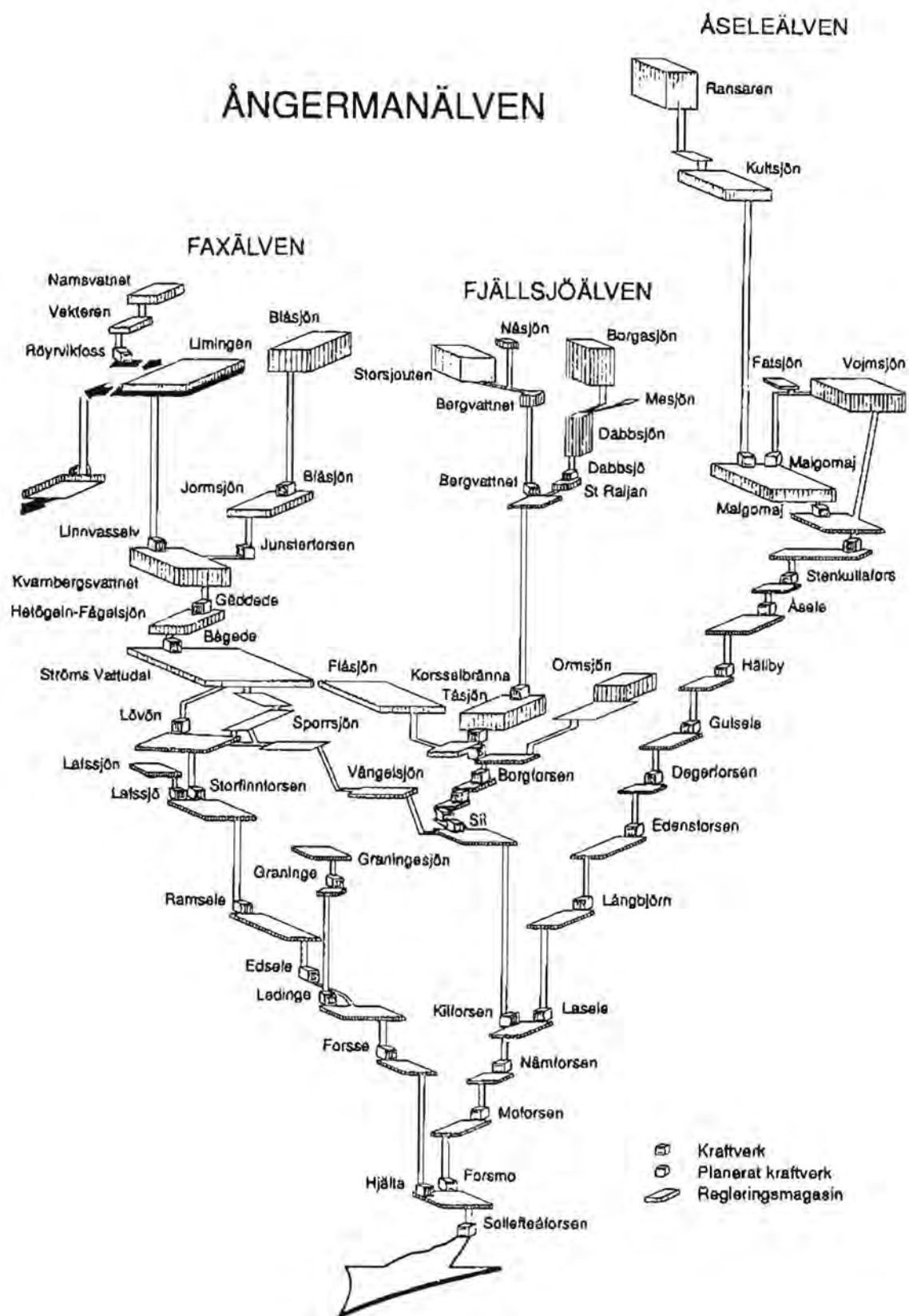
Förutsättningen för ett effektivt utnyttjande av vattenkraften är att vatten kan lagras i regleringsmagasin. Nivån i dessa kommer att variera under året mellan fastställda gränser. Den nedre gränsen kallas sänkningsgräns och den övre dämningsgräns, och skillnaden mellan dessa är regleringens amplitud. Beroende på regleringsmagasinets storlek och utnyttjande brukar man skilja på korttidsmagasin, årstidsmagasin och flerårsmagasin. Med regleringsgrad avses hur stor andel av årsvattenföringen, som kan magasineras i vattendragets regleringsmagasin.

Vattenkraftverkens lokala påverkan är betydande. Vid utbyggnaden däms ofta stora områden över och de skapade regleringsmagasinen har ofta regleringsamplituder på tiotals meter. Torrlagda sträckor skapas också mellan intaget till kraftverket och dess utlopp. För att minska miljökonsekvenserna av vattenkraftutbyggnaden fastställs, genom vattendomar, regler för vattenhushållningen. Dessa kan t ex omfatta gränser för tillåtna vattenståndsvariationerna i magasinen under olika årstider eller krav på minsta godtagbara tappningar (minimitappningar) förbi kraftverket.

Huvuddelen av det svenska vattenkraftssystemet har byggts ut efter 1940 till att idag ge en årsproduktion på ca 63 miljarder kWh (63 TWh) om man räknar med medelvattentillgången för perioden 1950-80. Mellanårsvariationerna är dock stora. Under 1990 uppgick årsproduktionen av elkraft till drygt 142 TWh av vilka vattenkraften svarade för 71,5, kärnkraften för 65,3 och annan värmekraft för 5,4. Vattenkraften intar här en särställning genom att produktionen snabbt kan regleras. Den spelar därför en viktig roll för att anpassa den totala elkraftproduktionen till kortsiktiga variationer i efterfrågan från samhället.



Figur 12.2. Svenska vattenkraftverk större än 10 MW. (Källa: Svenska Kraftverksföreningen och Vattenfall, 1987.)



Figur 12.3. Schematisk skiss av vattenkraftsystemet i Ångermanälven med biflöden.

Fördelningen av vattenkraftproduktion mellan älvarna och regleringsgraden för varje älv framgår av tabell 12.1.

Tabell 12.1. Vattenkraftproduktionen i Sverige och regleringsgrad under ett normalår, fördelad på älvar och uttryckt i GWh (1 GWh = 1 miljon kWh). (Källa: Svenska Kraftverksföreningen, 1992.)

Älv	Produktion (GWh)	Regleringsgrad (%)
Luleälven	13 600	72
Skellefteälven	4 000	62
Umeälven	7 700	27 ^{*)}
Ångermanälven	11 000	43
Indalsälven	9 600	40
Ljungan	2 300	29
Ljusnan	3 900	22
Dalälven	4 100	26
Klarälven	1 500	20
Göta älv	1 500	72
		^{*)} inkl. Vindelälven

I tabell 12.2 redovisas landets största kraftverk, i tabell 12.3 de största regleringsmagasinen, i tabell 12.4 de högsta fallhöjderna och i tabell 12.5 de högsta dammarna. De högst dammarna i världen är mer än dubbelt så höga som Trängslet. Den högsta, Nurek i f.d. Sovjetunionen, är hela 310 m! Bortsett från Victoriasjön, där magasinet är integrerat med sjön, är det största regleringsmagasinet Kachovskaja i f.d. Sovjetunionen med 182 miljarder m³ vatten. Assuan-dammen i Egypten innehåller 135 miljarder m³ och är alltså ungefär 23 gånger större än Suorva-magasinet (NE, 1990). I Sverige finns 141 dammar, som är högre än 15 m (Damsäkerhetsnämnden, 1992) och ca 220 regleringsmagasin med en volym större än 10 miljoner m³. (Källa: Sprinchorn, Vattenfall).

Innehållet i ett regleringsmagasin representerar ett stort värde om det omräknas till produktion i älvens vattenkraftverk. Som exempel kan nämnas, att Torröns magasin i övre Indalsälven, vid ett kraftpris av 20 öre/kWh, har ett värde av ca 220 miljoner kronor.

I de flesta av våra större älvar finns det vattenregleringsföretag. Dessa har till uppgift att bygga, förvalta och svara för driften av vattenregleringsmagasinen, och de har bildats enligt vattenlagens bestämmelser. Delägare i företagen är de kraftproducenter, vilkas kraftverk genom regleringarna får ökad kraftproduktion.

Tabell 12.2. Landets största vattenkraftverk (1 GWh = 1 miljon kWh). (Källa: Vattenfall, 1990.) Observera att årsproduktionen är beroende av såväl den effekt som kraftverket har, som årsmedelvattenföringen och möjligheterna att reglera vattendraget.

Station	Älv	Effekt (MW)	Produktion (GWh) 1990
Harsprånget	Luleälven	940	2 439
Stornorrfors	Umeälven	581	2 973
Porjus	Luleälven	1 530	1 345
Messaure	Luleälven	456	2 070
Letsi	Luleälven	419	2 257

Tabell 12.3. Landets största regleringsmagasin. (Källa: Svenska Kraftverksföreningen, 1992.)

Magasin	Älv	Reglerbar volym (miljoner m ³)	Regleringens amplitud (m)
Vänern	Göta älv	9 400	1.7
Suorva	Luleälven	6 000	30.0
Tjaktjajaure	Luleälven	1 675	34.5
Storsjön	Indalsälven	1 250	2.75
Satisjaure	Luleälven	1 240	19.0
Torrön	Indalsälven	1 180	12.4
Storuman	Umeälven	1 100	7.0

Tabell 12.4. De högsta utbyggda fallhöjderna i Sverige. (Källa: Kraftverksföreningen och Vattenfall.)

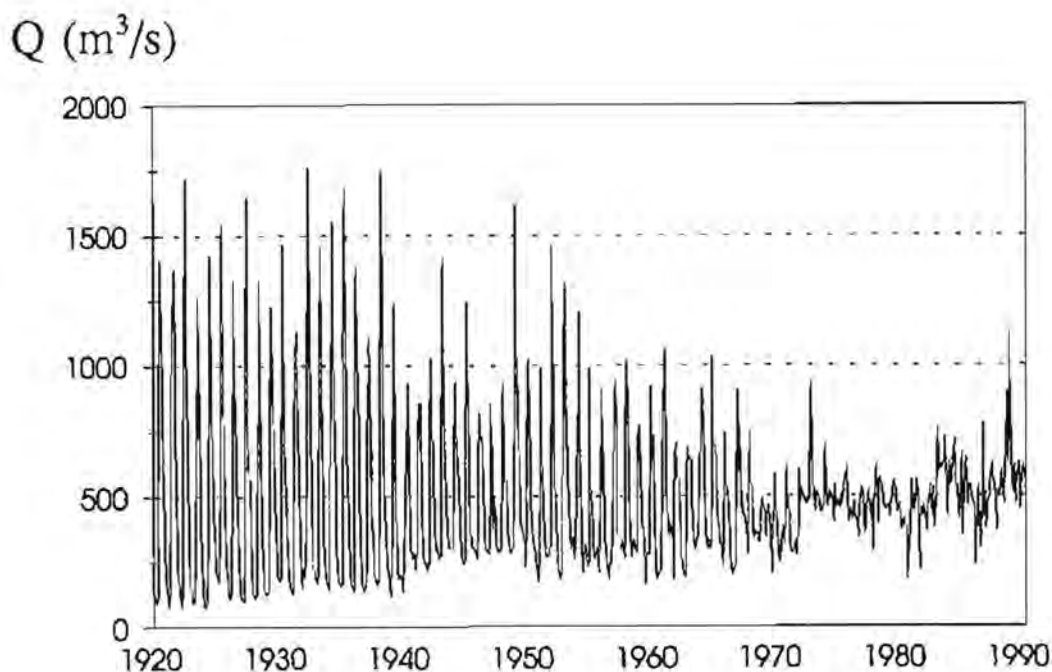
Station	Älv	Fallhöjd (m)
Stensjöfallet	Indalsälven	306
Juktan	Umeälven	275
Tåsan	Klarälven	269
Olden 1	Indalsälven	254
Gejnmån	Umeälven	248

Tabell 12.5. Landets högsta dammar. (Källa: Svenska Kraftverksföreningen och Vattenfall, 1987.)

Damm	Vattendrag	Höjd (m)
Trängslet	Österdalälven	125
Seitevara	Lilla Luleälv	106
Messaure	Stora Luleälv	101
Letsi	Lilla Luleälv	85
Höljes	Klarälven	80

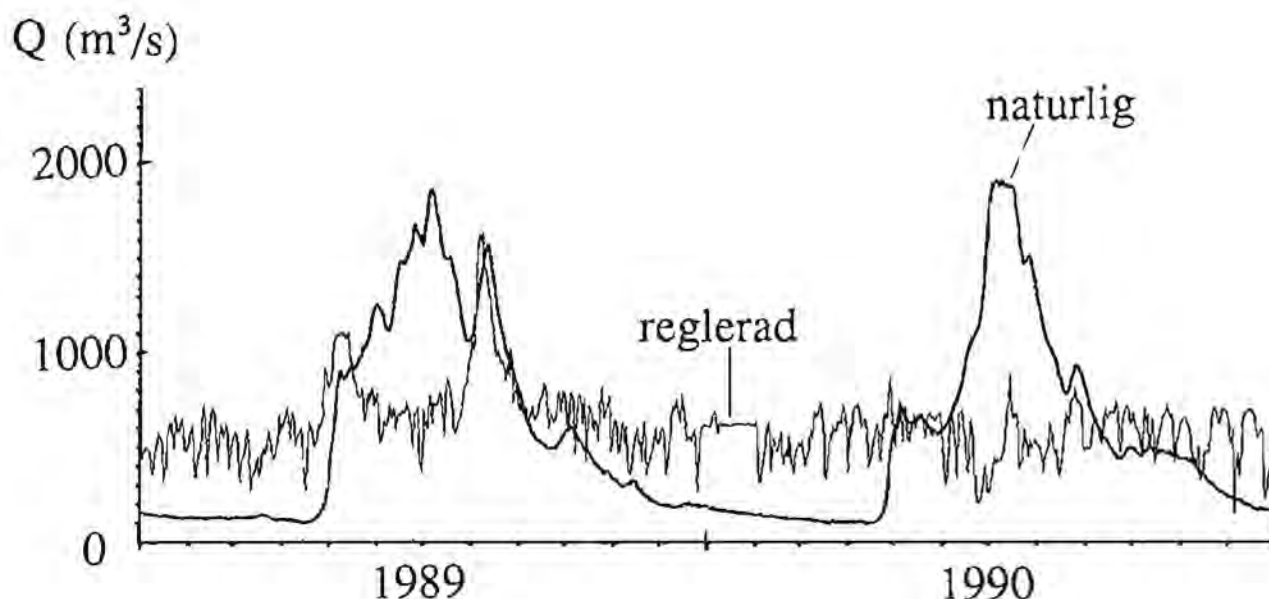
12.2. Vattenkraftens påverkan på vattenföringen

Vattenkraftproduktionen innebär en kraftig omfördelning av vattenföringen i våra älvar, eftersom vatten sparas från vår, sommar och höst för att utnyttjas vintertid och för korttidsreglering. Figur 12.4, som är hämtad från Luleälven, visar hur detta har påverkat vattenföringens rytm under utbyggnadsepoken. Figuren visar, att månadsmedelvärdena successivt jämnats ut efter hand som regleringsgraden ökat.



Figur 12.4. Månadsmedelvärden på den reglerade vattenföringen i Luleälvens nedre delar under utbyggnadsepoken 1920 - 1990.

Figur 12.5 visar en jämförelse mellan den utbyggda reglerade vattenföringen i Luleälven och en rekonstruerad naturlig serie för åren 1989 - 1990.



Figur 12.5. Jämförelse mellan den reglerade vattenföringen i Luleälvens nedre lopp och rekonstruerad naturlig vattenföring för åren 1989 och 1990.

Som synes har vattenkraftutbyggnaden i Luleälven i stort sett en utjämnande effekt på de högsta flödena i vattendragen samtidigt som korttidsvariationerna ökar. Det innebär att extremflödena minskar i de flesta fall. Undantag finns dock. Eftersom systemet i hög grad kontrolleras av människan och inte av naturen, kan flöden som är större än de naturliga skapas genom oförsiktig reglering. Speciellt kritisk är situationen efter långa blöta perioder då alla regleringsmagasin är fyllda och eventuella tillskott måste tappas förbi flera magasin samtidigt. Tappningarna kan då samverka och ge upphov till mycket höga flöden. Figur 12.5 visar en situation på sommaren 1989 med ett högt flöde i Luleälven som orsakats av tappning från det fyllda Sourva-magasinet och lokala tillrinningar nedströms. Detta flöde väckte stor uppmärksamhet och överskred det rekonstruerade oreglerade något. Det blev dock betydligt lägre än det vårfloede som erhållits utan reglering av älven.

12.3. Hydrologi och drift av vattenkraft

Hydrologin har stor betydelse för driften av vattenkraftsystemet. Tillrinningarna till de olika regleringsmagasinen i systemet varierar kraftigt och tappningar vid ett magasin påverkar tillrinningen till de som ligger nedströms. De olika vattenkraftverken har

dessutom olika utbyggnadsvattenföring, vilket är den vattenföring som kan ledas till turbinerna för produktion. Om tillflödet till kraftverket överskrider utbyggnadsvattenföringen och eventuellt vattenmagasin är fullt måste vattnet spillas förbi via dammens utskov och stora mängder energi går förlorade. Detta spillvatten kan dessutom förorsaka skador nedströms. Som en slutlig komplikation varierar kraftpriset efter tillgång och efterfrågan på elkraft. Det är högst på senvintern inför vårfloden och lägst under industrisemestern på sommaren.

Vid driften av vattenkraften gäller det att optimera vattenflöden för att få ut så mycket kraft som möjligt vid den tidpunkt då efterfrågan är som störst och att undvika spill. Det är också viktigt att detta sker på ett säkert sätt utan att äventyra dammarna och att de regler som fastställs i vattendomar efterlevs. Ett viktigt inslag i denna optimering är hydrologiska prognoser över förväntad tillrinning under kommande dygn och kommande månader. Dessa prognoser bygger på enkla statistiska samband mellan vinternederbörd och vårflod eller mer avancerad hydrologisk modellteknik (se avsnitt 14.2).

12.4 Dammsäkerhet och dimensionerande flöden

Frågan om dammars säkerhet är av stort intresse över hela världen. En oroande stor andel, ca 1 %, av världens stora dammar har rasat, varav en del med förödande konsekvenser. Den viktigaste enskilda orsaken till dessa dammras är att det dimensionerande flödet varit för lågt beräknat och att dammen därför inte kunnat avbörda eller magasinera det tillrinnande vattnet under ett oväder (ICOLD, 1992).

Under 1980 talet inträffade ett antal flödessituationer i Sverige, som ledde till diskussioner om våra dammars förmåga att magasinera och avbörda vatten i Extremsituationer. Frågans betydelse underströks när dammen i Noppikoski havererade 1985 på grund av höga flöden i kombination med problem vid lucköppningen. En kommitté fick i uppdrag att föreslå nya riktlinjer för flödesdimensionering och dessa blev klara 1990 (Flödeskommittén, 1990). För närvarande pågår en översyn av det svenska vattenkraftsystemets förmåga att klara extrema flöden enligt Flödeskommitténs riktlinjer (se t ex Norstedt m fl, 1992) och avsnitt 14.2.

12.5 Vattenkraft och isförhållanden

Driften av vattenkraftsystemet har stor påverkan på isförhållandena i sjöar och vattendrag. Korttidsregleringar försvagar isen, men samtidigt bidrar vattenkraftsystemet till att riskerna för isdämmor och översvämningar i samband med islossningen minskar. Sådana problem är vanliga i den oreglerade Torneälven (se avsnitt 13.4).

Om strömmande vatten utsätts för låga temperaturer, bildas nålformiga iskristaller, som har mycket stor vidhäftningsförmåga. Detta kallas *kravis* och kan vålla stora problem, eftersom isen fastnar på de intagsgrindar, som skall skydda turbinerna för drivande föremål av olika slag. I värsta fall kan vattenflödet helt blockeras och i andra fall minskar genomströmningen, vilket orsakar fallförluster och ger kraftverket lägre verkningsgrad. För att undvika kravisbildning försöker man anpassa vattenhastigheten så, att

ett stabilt istäcke utvecklas uppströms kraftverket. Kravisen kan även fastna på botten av vattendraget och orsaka bottenis, och det finns flera drastiska exempel på fall, där stenar och andra föremål lyfts och flutit iväg genom isens flytkraft.

Referenser

Dammsäkerhetsnämnden (1992)

Information om dammsäkerhet.

Dammsäkerhetsnämndens meddelanden, nr 1/1992.

Flödeskommittén (1990).

Riktlinjer för bestämning av dimensionerande flöden för dammanläggningar. Slutrapport från Flödeskommittén.

Statens Vattenfallsverk, Svenska Kraftverksföreningen, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut.

ICOLD (1992)

Selection of design flood - current methods.

International Commission on Large Dams, Bulletin 82.

Kraftverksföreningen och Vattenfall (odaterad)

Vattenkraft.

Informationsbroschyr.

NE (1990).

Nationalencyklopedin, band 4.

Bokförlaget Bra Böcker, Höganäs.

Norstedt, U., Brandesten, C.-O., Bergström, S., Harlin, J., and Lindström, G. (1992)

Re-evaluation of hydrological dam safety in Sweden.

International Water Power and Dam Construction, June 1992.

Svenska Kraftverksföreningen (1992)

Några data om Sverige och elenergin 1992.

Informationsbroschyr.

Svenska Kraftverksföreningen och Vattenfall (1987).

Hydropower in Sweden.

Stockholm.

Vattenfall (1990)

Vattenfall i siffror. Produktions- och försäljningsstatistik.

13. STATISTISK BESKRIVNING, SANNOLIKHET OCH RISK

13.1. Traditionell metodik

Det finns ett antal enkla begrepp, som ofta använts inom hydrologin för att karaktärisera en mätserie och som fått namnet karaktäristiska värden. Av dessa kan speciellt följande nämnas:

HHW och HHQ

Högsta vattenstånd (W) respektive vattenföring (Q) under en mätperiod.

MHW och MHQ

Medeltal av varje års högsta vattenstånd respektive vattenföring under perioden.

MW och MQ

Medelvattenstånd respektive medelvattenföring under perioden.

MLW och MLQ

Medeltal av varje års lägsta vattenstånd respektive vattenföring under perioden.

LLW och LLQ

Lägsta vattenstånd respektive vattenföring under perioden.

De karaktäristiska värdena är en mycket grov beskrivning av tidsserien. Mer nyanserad blir bilden om man analyserar varaktighetskurvan (figur 13.1). Denna visar hur stor del av tiden (ofta angiven som delar av ett år), som tidsserien överskridit ett visst värde, och ger möjlighet att ta fram värden med godtycklig varaktighet.

Den traditionella metodiken att karaktärisera en mätserie kan lätt leda till missstolkningar, eftersom siffervärdena är starkt beroende av mätseriens längd och mätperiodens speciella klimatologiska förhållanden. HHQ innebär ju bara mätperiodens högsta värde och inte det högsta tänkbara värdet. Också varaktighetskurvan lider av att den är knuten till mätperioden.

Vid beräkning av dimensionerande flöden kan man stöta på begreppen PMP (Probable Maximum Precipitation) och PMF (Probable Maximum Flood). Dessa brukar definieras ungefär på följande sätt (fritt översatt från NRC, 1985):

PMP: Teoretiskt den största nederbörds mängd för en given tidsperiod som är fysikaliskt möjlig över ett givet område vid en given tid på året.

PMF: Det flöde som kan väntas från den värsta kombinationen av kritiska meteorologiska och hydrologiska förhållanden som rimligen kan tänkas i regionen.

Även dessa begrepp är något otydliga men används i en rad länder vid beräkning av dimensionerande flöden för stora dammanläggningar (se t ex ICOLD, 1992, eller Harlin, 1992).

AVRINNING L/(S*KM2)

53000 - 2423 ÄLVKARLEBY KRV

N: 28959.0 SJÖ%: 6.2

STARTÅR: 1976 SLUTÅR: 1991

QMEDEL = 12.13

5% = 26.00

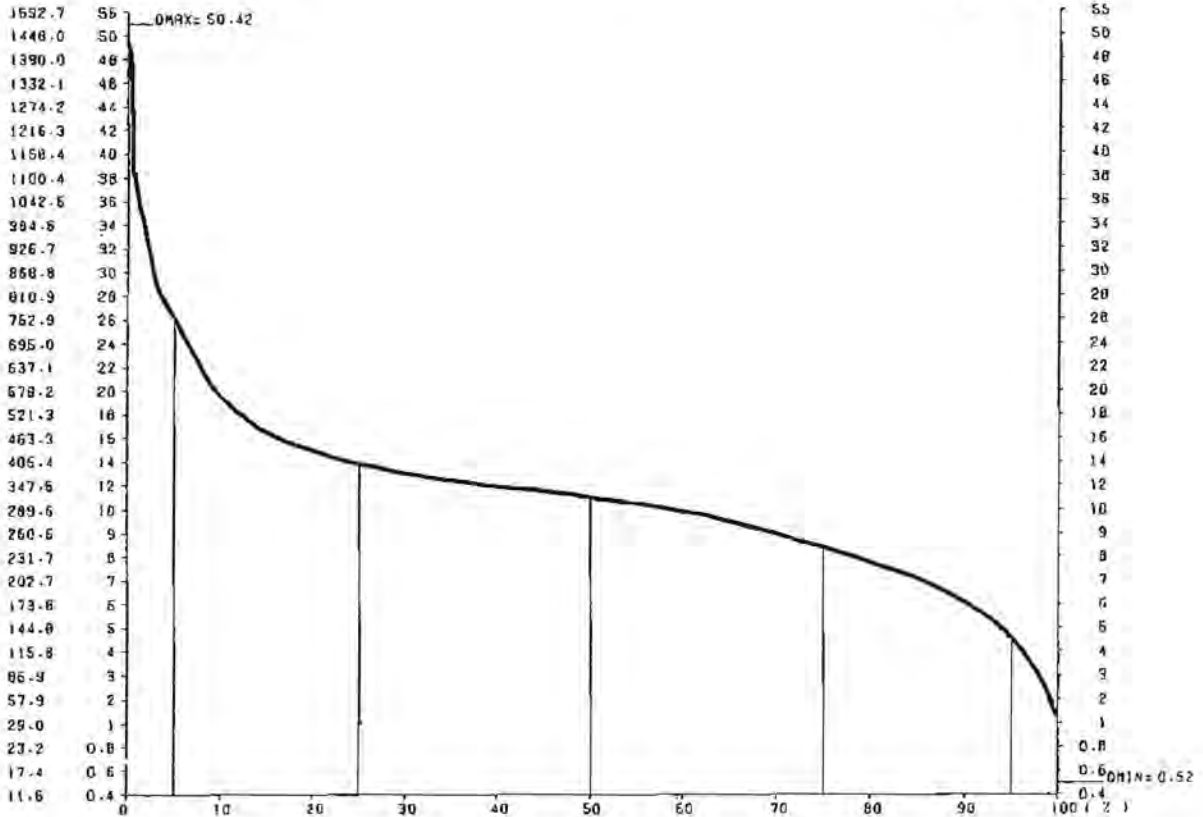
25% = 13.78

50% = 10.89

75% = 8.32

95% = 4.63

MS/S



Figur 13.1. Varaktighetskurva över vattenföringen i Dalälvens mynning vid Älvkarleby för perioden 1976 - 1991. Vattenföringen är angiven i m^3/s och $l/(s \cdot km^2)$. Observera att skalan på y-axeln är variabel.

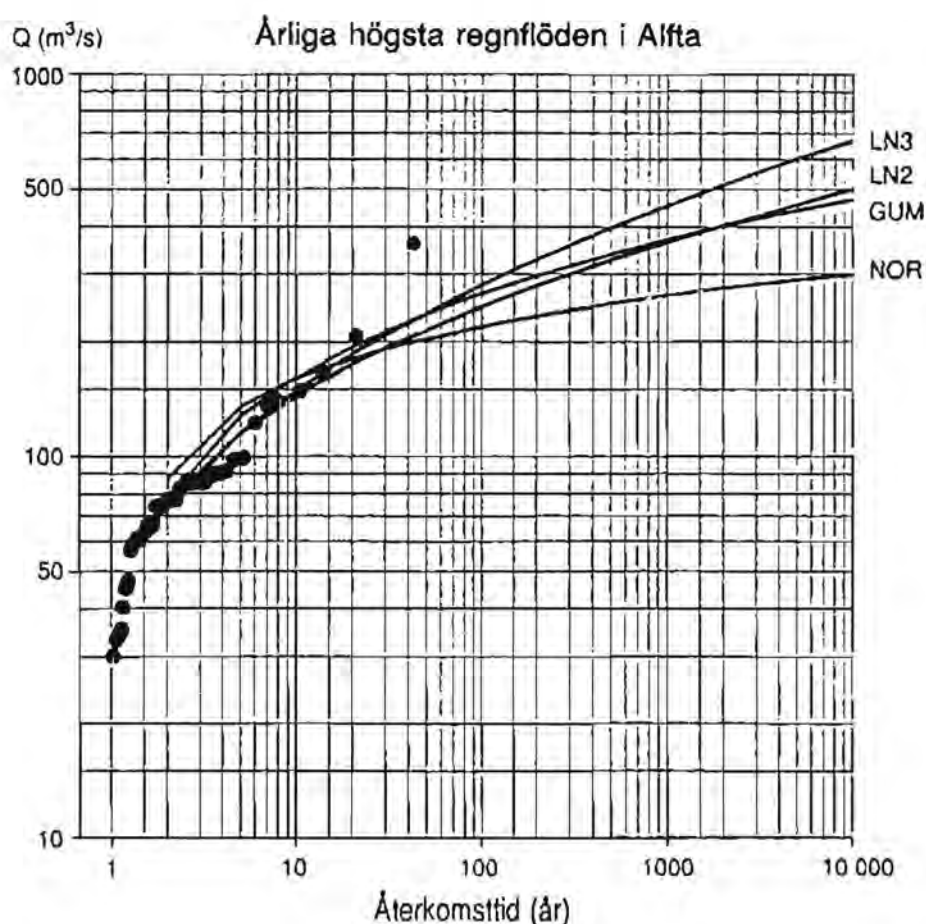
13.2. Frekvensanalys, sannolikhet och risk

Frekvensanalys är en statistisk metod för att beräkna sannolikheten för en händelse och som bygger på tidigare händelser i en tidsserie. Tekniken är ganska enkel och kan användas för såväl nederbörd som vattenföring samt en rad andra variabler. De observerade värdena sorteras i storleksordning och en teoretisk kurva anpassas till materialet (figur 13.2). Ur denna kurva kan man avläsa sannolikheten för att ett visst värde skall överträffas. Man använder ofta begreppet återkomsttid i detta sammanhang. Med återkomsttid menas den tid i år det i genomsnitt skulle ta för att ett givet värde skall överträffas. Återkomsttiden är det inverterade värdet av sannolikheten för händelsen i fråga under ett år.

$$p = \frac{1}{T} \quad (13.1)$$

där p = sannolikheten för att ett värde överskrides under ett år,
 T = händelsens återkomsttid.

Vid dimensionering av en anläggning kan det vara förrädisk att använda begreppet återkomsttid om man inte översätter det till risk och då speciellt risk för att något inträffar under anläggningens livstid. Sannolikheten, som vi får fram vid en analys av det slag som visas i figur 13.2, avser årlig risk.



Figur 13.2. Exempel på frekvensanalys av de årliga högsta regnflödena i Alfta i Voxnan för perioden (1951 - 1991) med de fyra olika fördelningsfunktionerna Lognormal med två respektive tre parametrar, Gumbel och Normalfördelningen. (Källa: Harlin, 1992).

Om en anläggning står under längre tid, ökar risken betydligt och en till synes betydande återkomsttid blir en högst avsevärd risk. Detta illustreras av tabell 13.1, som är en beräkning av sannolikheten för att ett flöde med en viss återkomsttid överskrides under olika livstid hos en anläggning. Denna tabell är framräknad enligt formel 13.1,

som bygger på att risken är lika med 1 minus sannolikheten för komplementärhändelsen. Denna i sin tur är produkten av sannolikheten för att ingenting händer för vart och ett av åren.

$$P_n = 1 - (1 - p)^n \quad (13.2)$$

där P_n = sannolikheten för att ett värde överskrides under hela perioden,
 p = sannolikheten för att ett värde överskrides under ett år,
 n = antal år i perioden.

Ur tabell 13.1 kan vi utläsa att en återkomsttid på 1000 år, som säkert låter betryggande för många, innebär en risk på 10 % för en anläggning som står i 100 år. En sådan risk kan man bara ta om skadorna och förlusterna vid ett haveri är små.

Tabell 13.1. Sannolikheten i procent för överskridande av ett flöde med återkomsttiden T år under en period av n år. (Källa: NVE, 1982.)

Återkomsttid T	Periodlängd n					
	10	50	100	200	500	1000
10	65	99	100	100	100	100
50	18	64	87	98	100	100
100	10	40	63	87	99	100
200	5	22	39	63	92	99
500	2	10	18	33	63	86
1000	1	5	10	18	39	63

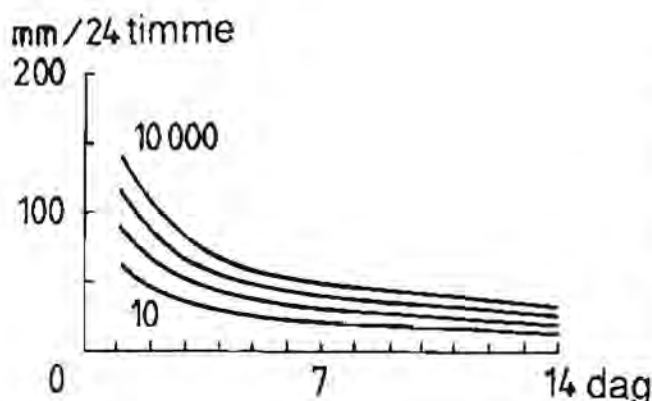
Det finns en hel rad olika teoretiska fördelningsfunktioner att välja på för frekvensanalysen, och det är en av svårigheterna. Olika fördelningsfunktioner ger olika resultat, speciellt vid extrapolation till låga sannolikheter. Det finns också olika sätt att anpassa fördelningsfunktionerna till materialet, vilket leder till olika resultat. Slutligen är frekvensanalysen, liksom dess släkting, varaktighetsdiagrammet, beroende av hur representativ mätperioden är. Av dessa anledningar är det inte att rekommendera att använda frekvensanalys av ovan beskrivet slag för att beräkna återkomsttider, som är längre än ca den dubbla mätperiodens längd.

Som nämnts i kapitel 12, har en översyn av de svenska metoderna för beräkning av dimensionerande flöden för dammanläggningar nyligen genomförts. Den slutrapport (Flödeskommittén, 1990), som lades fram, rekommenderade att frekvensanalys bara bör användas för dimensionering av anläggningar, där konsekvenserna av ett haveri är måttliga, d.v.s. där relativt hög risk kan accepteras. Om konsekvenserna av ett dammras blir stora, krävs andra metoder (se avsnitt 14.2).

13.3 Intensitets/varaktighetsdiagram

Intensitets/varaktighetskurvan är en metod för beskrivning av nederbördens statistiska egenskaper. Den har, trots namnet, inte mycket gemensamt med vattenföringens varaktighetskurva, som den beskrevs i avsnitt 13.1.

En intensitets/varaktighetskurva visar den genomsnittliga nederbördsintensitet, beräknad för olika tidsperioder, som med en given sannolikhet överträffas på en given plats eller över en given areal (se figur 13.3). Ur diagrammet kan man exempelvis utläsa risken för att nederbörden under en vecka överskrider ett visst värde. Metoden bygger på frekvensanalys av nederbördssummor över olika tidsperioder, och kurvan är följaktligen beroende av val av frekvensfördelning, anpassningsmetod och mätperiodens representativitet. Ett intensitets/varaktighetsdiagram sammanfattar en stor informationsmängd på ett enkelt och översiktligt sätt.



Figur 13.3.

Intensitets/varaktighetsdiagram för arealnederbörd. Diagrammet har beräknats för sommar- och höstregn för fyra tillrinningsområden till regleringsmagasin i de västra fjälltrakterna. De olika kurvorna representerar de olika återkomsttiderna 10, 100, 1 000 respektive 10 000 år. (Källa: Brandt m fl, 1987.)

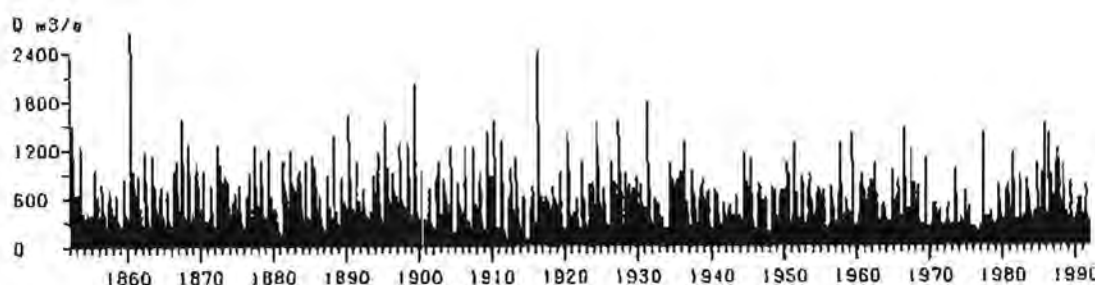
13.4. Extrema flöden och extrem torka

Även om Sverige, sett i ett internationellt perspektiv, är förskonat från dramatiska hydrologiska händelser så kan översvämningar och torrperioder ställa till med stora skador. Ofta uppstår problemen så sällan, att vi invaggats i tron, att det aldrig inträffar. Därmed saknas beredskap när den behövs. Det är tack vare analys av långa tidsserier, som vi får perspektiv på vad som sker.

I Sverige har vi endast ett fåtal tidsserier, som sträcker sig över en längre tidsperiod än 100 år. Det finns därför en uppenbar risk för att vi underskattar den totala variationsbredden hos de hydrologiska förhållandena. Ett mycket belysande exempel på detta kan vi hämta från Norge, där det finns tillförlitliga noteringar om de allra värsta vattenstånden i Glommas dalgång. Det allra värsta flödet inträffade under tiden för franska revolutionen 1789. Detta flöde fick namnet Storofsen (Østmoe, 1985) och krävde ett 60-tal människoliv. 1900-talets flöden förefaller relativt blygsamma i relation till de flöden, som inträffade under 1600- och 1700-talen, och det finns egentligen ingen grund för att tro att de inte kan inträffa igen.

Även i Sverige finns en del historiska observationer, t ex i Dalälven (Harlin, 1989). Dessa är dock inte så väl belagda som det norska fallet. En titt på Dalälvens observationsserie visar dock, att vi måste vara beredda på överraskningar (figur 13.4).

I modern tid har vi i Sverige upplevt flera anmärkningsvärda hydrologiska händelser. Under 1976 inträffade en omfattande torka med vattenbrist på många håll. Denna situation följdes av en kraftig vårflood i Bergslagen 1977 med stora skador som följd. 1985 var det dags igen med regnflöden i september i norra Dalarna och Hälsingland, varvid ett flertal mindre dammar raserades. Det mest uppmärksammade raset drabbade Noppikoski-dammen i Oreälven. 1992 inträffade rekordtorka i sydöstra Götaland. Samtliga dessa händelser ingår dock i ett naturligt mönster och kan förklaras av de naturliga variationerna i klimatologiska och hydrologiska förhållanden.



Figur 13.4. Vattenföringen i Dalälven vid Fäggeby 1852 - 1991, en av Sveriges längsta serier. Denna serie är påverkad av reglering sedan 1920. (Källa: SMHI.)

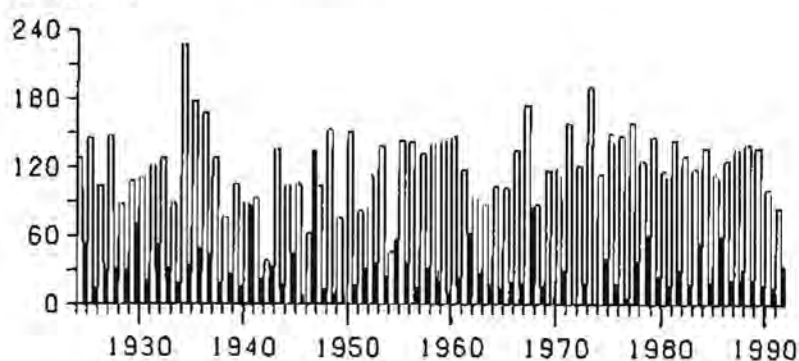
Det finns även tidigare beskrivningar av översvämningar och dammbrott. En levande skildring av översvämningarna i Umeälven våren 1938 kan man finna i STF:s årsbok 1993 (Falk, 1992). Ibland har människan ställt till det som vid det klassiska genombrottet, som orsakades av Vildhussens försök att anlägga en flottningsränna vid Ragundasjön i Indalsälven 1796. Ragundasjön tömdes och älven bytte fåra. Den mäktiga Storforsen blev till dagens turistattraktion Döda Fallet.

I Sverige orsakas höga flöden antingen av snösmältning på våren eller av kraftiga regn i kombination med hög markfuktighet på hösten. I södra Götaland är dock flödena kraftigast på vintern. Tack vare att marken torkar ur under sommaren och fungerar som buffert för de intensiva sommarregnen, blir flödena vid denna tid endast måttliga. Mest kritisk blir situationen om kraftigt regn faller just som vårsmältningen eller ett långvarigt höstregn fyllt upp magasinen i mark och sjöar (se t ex Lindström, 1990).

I figur 13.5 visas en sammanställning av årets högsta höstflöden respektive vårflooden för Råneälven uppe vid Polcirkeln, övre Ljusnan i södra Norrland och Helgeå vid Kristianstad. Observera att höga vårflooden i allmänhet är vanligast, men att det finns höstflöden av samma storleksordning. Dessa höstflöden kan vara extra förrädiska, eftersom de inträffar sällan och är svåra att förutsäga. Dessutom är regleringsmagasinen i ett utbyggt system ofta fyllda vid dessa tillfällen, vilket gör det svårt att dämpa flödena genom reglering.

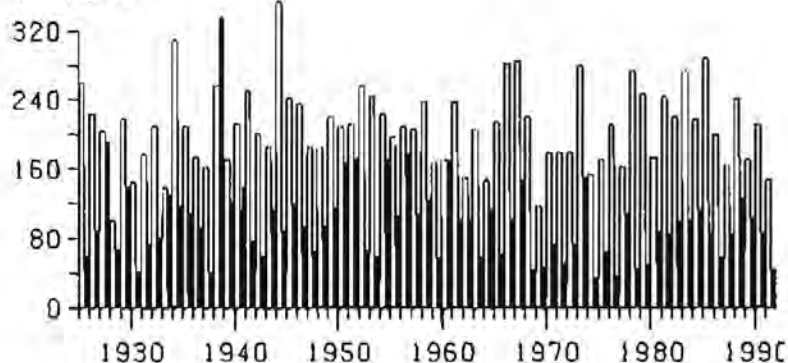
RÅNEÄLVEN, Ytterholmen

$Q \text{ l/s km}^2$



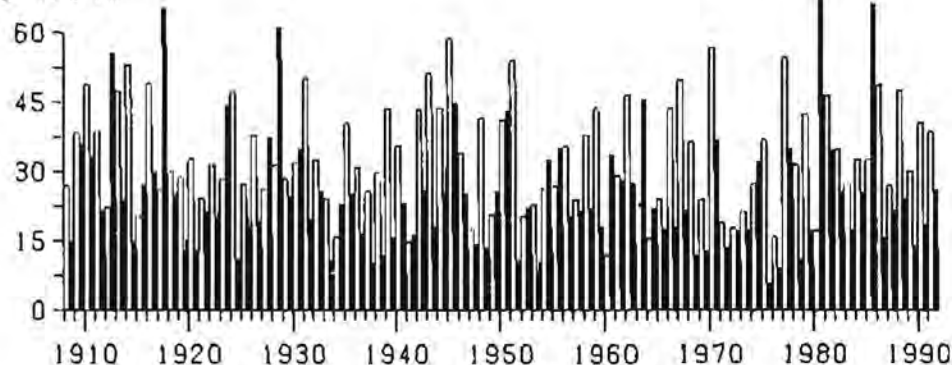
LJUSNÄN, Ljusnedal

$Q \text{ l/s km}^2$



HELGEÅN, Torsebro

$Q \text{ l/s km}^2$



Figur 13.5. Sammanställning av de högsta dygnsvärdena under höstfloden (svart stapel) respektive vårfloden (vit stapel) för tre oreglerade vattenföringsstationer i norra Norrland, södra Norrland respektive södra Götaland. (Källa: Lindström, 1993.)

Ett speciellt problem utgör de översvämningar, som orsakas av isdämning under vårfloden. Dessa blir besvärande, om vårfloden kommer igång snabbt innan istäcket försvagats tillräckligt. Problemet är vanligt i norra Kanada och norra Ryssland men har även drabbat Sverige, speciellt i Torneälven under mitten av 1980-talet (Zachrisson, 1989).

Vissa områden är mer översvämningsskänsliga än andra. I Sverige är det främst de oreglerade eller måttligt reglerade vattendragen med låg sjöprocent, som brukar ställa till med problem. Mest kända i detta avseende är Västerdalälven, Voxnan och Emån.



Figur 13.4. Stämningsbild från översvämningarna i Gävleborgs län våren 1977. (Foto: Gefle Dagblad.)

Referenser

- Brandt, M., Bergström, S., Lindström, G., och Gardelin, M. (1987)
Modellberäkning av extrem effektiv nederbörd.
SMHI, Hydrologi nr 14, Norrköping.
- Falk, G. (1992)
Spölands-katastrofen.
Norrlandsälvar, STF:s årsbok 1993, Uppsala.

- Flödeskommittén (1990)
Riktlinjer för bestämning av dimensionerande flöden för dammanläggningar. Slutrapport från Flödeskommittén.
Statens Vattenfallsverk, Svenska Kraftverksföreningen, Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut.
- Harlin, J. (1989)
Proposed Swedish spillway design guidelines compared with historical flood marks at Lake Siljan.
Nordic Hydrology, Vol. 20, 293 - 304.
- Harlin, J. (1992)
Hydrological modelling of extreme floods in Sweden.
SMHI, RH No. 3, Norrköping.
- Lindström, G. (1990)
Hydrological conditions for extreme floods in Sweden.
Uppsala Universitet, Naturgeografiska Inst., Avd. för Hydrologi. Report Series A, No. 48, Uppsala.
- Lindström, G. (1993)
Floods in Sweden - trends and occurrence.
SMHI, RH No. 6, Norrköping.
- Melin, R. (1970)
Hydrologi i Norden.
Svenska Utbildningsförlaget Liber AB, Stockholm.
- NRC (1985)
Safety of dams. Flood and earthquake criteria.
National Academy Press, Washington D.C., USA.
- NVE (1982)
Foreskrifter for dammer.
Universitetsforlaget, Larvik.
- Zachrisson (1989)
Svåra islossningar i Torneälven. Förslag till skadeförebyggande åtgärder.
SMHI, Hydrologi nr 25, Norrköping.
- Østmoen (1985)
Storofsen 1789.
Oversiktsregistret, Ski.

14. MODELLERING AV DET HYDROLOGISKA KRETSLOPPET

Inom hydrologin har stort intresse ägnats åt försök att knyta ihop det hydrologiska kretsloppet med hjälp av matematiska modeller. Anledningen till detta är dels forskningens behov, dels behovet av beräkningsredskap för prognosering, dimensionering och andra ändamål.

Länge arbetade man med enkla empiriska modeller, som t ex den s k enhetshydrografen. Denna metod bygger på tanken, att varje enhetsregn ger ett enhetsflöde, enhetshydrografen. Det totala flödet byggs sedan upp genom att man lägger ihop dessa enhetsflöden. Metoden kräver, att en beräkning av den effektiva nederbörden först genomföres med ytterligare något empiriskt samband.

I Sverige fick enhetshydrografen bara begränsad användning, men det är än idag en mycket vanlig metod i stora delar av världen.

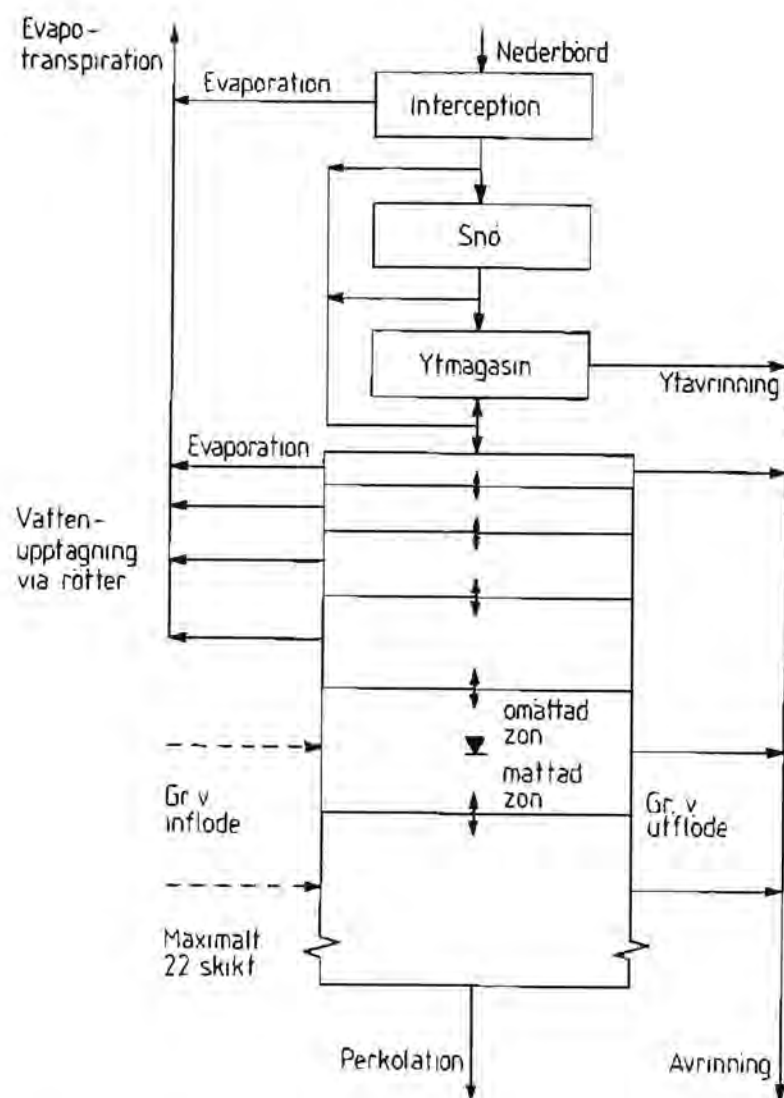
Tack vare tillgången på datorer från början av 1970-talet började modeller tas fram. Denna modellutveckling kom att ta olika vägar beroende på problemställningen. Det utvecklades ett antal, relativt enkla, halvempiriska modeller (begreppsmässiga) med direkta tillämpningar som mål och mer fysikaliskt beskrivande modeller för forskningsändamål. Nu, i början av 1990-talet, kan vi se tillbaks på en fantastisk utveckling där de matematiska modellerna har kommit att genomsyra en stor del av den traditionella hydrologin och öppnat nya möjligheter för såväl forskningen som den tillämpade hydrologin. För närvarande är de mest använda modellerna i Sverige den fysikaliskt inriktade SOIL-modellen (Jansson och Halldin, 1979; Jansson, 1991) och de mer empiriskt inriktade HBV- och PULS-modellerna (Bergström och Forsman, 1973; Bergström, 1976 resp. 1992; Bergström m fl, 1985). Även inom tätortshydrologin har modellutvecklingen varit omfattande. Här har det behövts modeller för dimensionering av dagvattensystem m.m. Den mest använda modellen idag är MOUSE-modellen (DHI, 1985). I de följande avsnitten skall vi dock koncentrera oss på modeller för naturliga förhållanden och då speciellt SOIL- och HBV-modellerna.

14.1. SOIL-modellen

SOIL-modellen är en matematisk modell, som används för att beräkna flöden och lagring av vatten i systemet mark-växt-atmosfär. Den har utvecklats vid Sveriges Lantbruksuniversitet i Ultuna och bygger på fysikaliska principer och mer eller mindre kända kunskaper om fysikaliska processer (Jansson, 1991).

Modellstrukturen

I SOIL-modellen delas marken upp i ett antal skikt, som behandlas separat för vatten och värme (figur 14.1). För att beskriva gränsytorna till marken behandlar den också vegetation, snötäcke och eventuell vattenanhopning på markytan. Marken inkluderar både den omättade och den mättade delen av markprofilen.



Figur 14.1. SOIL-modellens struktur. I alla boxar beräknas mängden vatten och pilarna visar flödena av vatten. För markprofilens skikt beräknas dessutom temperatur och värmeflöden. (Källa: Per-Erik Jansson, Sveriges Lantbruksuniversitet.)

Modellen utgår från de partiella differentialekvationer, som beskriver vatten- och värmeflöden i en markprofil. Ekvationen löses med en numerisk teknik, där derivator med avseende på djupet och på tiden approximeras med små differenser. Två markfysikaliska samband måste vara kända för att ekvationen skall kunna lösas, nämligen pF-kurvan och den mättade och omättade konduktiviteten.

I en matematisk modell av detta slag tas inte hänsyn till alla detaljer i vattenflödet från mark till atmosfär, utan man har valt en förenkling, som innebär att endast de viktigaste delarna av flödesbanan är beaktade. Det potentiella eller möjliga flödet beräknas med en matematisk formel för avdunstning. Den utgår ifrån det arbete, som Penman utförde under 40- och 50-talen i England. Begränsningar i flödet, som uppkommer genom motstånd i marken, i roten, i växten eller vid vattnets övergång från växt till atmosfär är sammanfattade i olika empiriska reduktionsfaktorer.

För att efterlikna olika typer av vegetationstäckan kan man ange de olika egenskaperna, som finns medtagna i modellen, genom olika parametervärden. De viktigaste parametrarna för att förklara skillnader mellan olika vegetationstäckan är de som ger bladytans storlek och ytresistensens värde. Även rotfördelningen är viktig, men den inverkar främst genom att det totala förrådet av växttillgängligt vatten påverkas.

Potentiell avdunstning beräknas med en kombinationsformel, som tar hänsyn till den energi, som finns tillgänglig för vattnets fasomvandling och till den grad av effektivitet, med vilken borttransport av vattenånga kan ske. Denna används på olika sätt för att beräkna tre bidrag till den totala avdunstningen:

- avdunstning av på växten interceperat vatten,
- avdunstning av vatten från markytan,
- transpiration genom växten.

Avrinningen från en markprofil kan beräknas på flera olika sätt allt efter vilken information, som finns om marken och vilka lokala geologiska dräneringsförhållanden, som råder på den plats, som skall efterliknas. En stor förenkling, som är gjord, är att modellen ej tar hänsyn till horisontella skillnader i vattenhalter och vattenflöden. Modellen kan i detalj beskriva hur vattnet fördelar sig vertikalt genom att den partiella differentialekvationen löses med avseende på markdjup och tid. Ett horisontellt vattenflöde beräknas endast som ett netto i modellen (d v s skillnaden mellan in- och utflöde för en given nivå). Ett flöde till ett dike eller till ett grundvattenrör betraktas därför i ekvationen som en sänkterm på samma sätt som rötterna. Den stora skillnaden är att sänktermen för dränering endast är aktuell i den mättade zonen av marken, medan sänktermen för vattenupptagning via rötter är aktuell för den omättade zonen.

För att få det totala flödet till exempelvis dräneringsledningar summerar man bidragen från alla mättade nivåer. Vertikala flöden mellan mättade skikt beräknas så, att endast det skikt som gränsar till den omättade zonen kommer att få en förändrad vattenhalt.

Indata

Det krävs förhållandevis detaljerad information om markens fysikaliska egenskaper för att man skall kunna använda SOIL-modellen. Exempel är:

- markens vattenhållande förmåga beskriven genom pF-kurvor,
- markens omättade och mättade hydrauliska konduktivitet,
- markens värmekapacitet och ledningsförmåga,
- fördelningen av rötter i marken,
- ytresistensen, d v s motståndet mot flöde från vegetationen till atmosfären.

Dessa fysikaliska egenskaper kan i många fall beräknas från mer begränsad information, som exempelvis markens porositet, kornstorleksfördelning och halt av organiskt material. För vetenskapligt bruk av modellen är det dock en stor fördel om de flesta egenskaperna kan bestämmas med så exakta mätmetoder som möjligt.

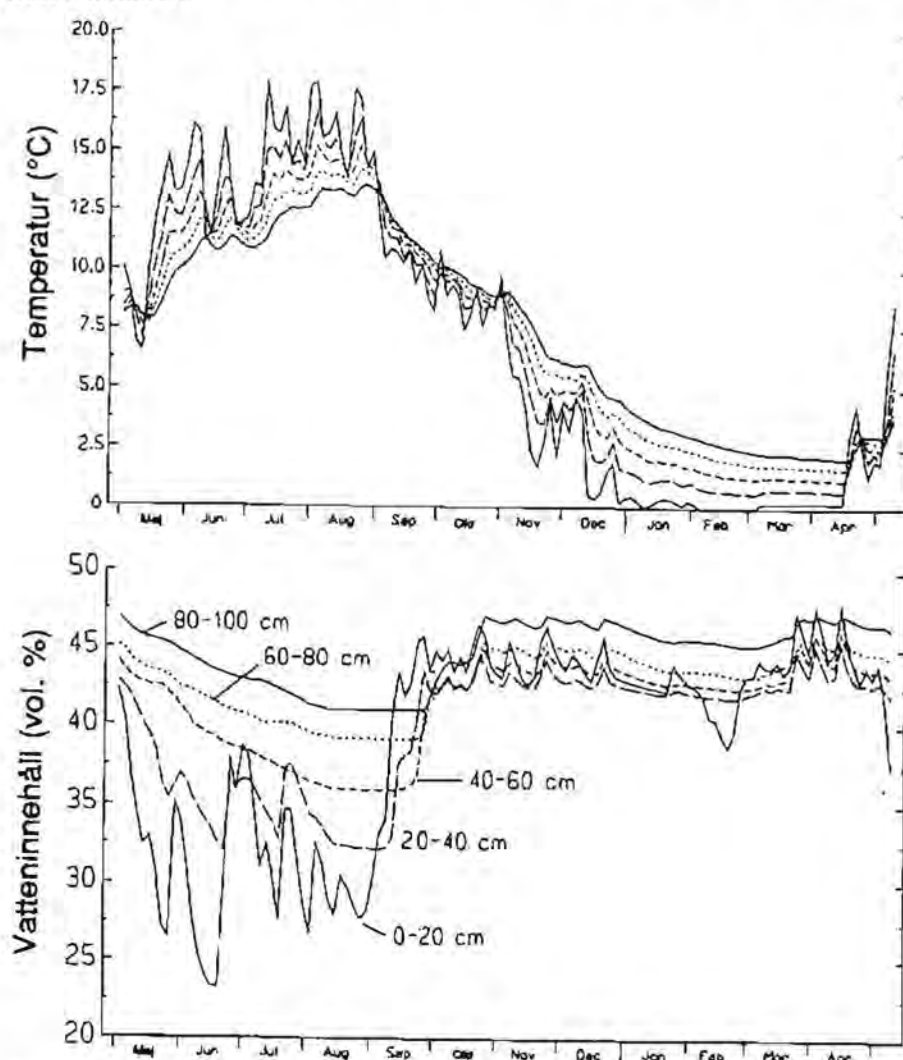
Meteorologiska data, som normalt används, är nederbörd, lufttemperatur och faktorer, som styr avdunstningen, t ex luftfuktighet, vindhastighet, molnighet eller strålningsförhållanden. I vissa fall kan meteorologiska data begränsas till temperatur och nederbörd.

Urdata

Resultaten av en simulering med SOIL-modellen är tidsserier av förhållandena i olika lager i marken. Dessa är exempelvis:

- markens temperatur,
- innehåll av fruset och ofruset vatten,
- rötternas upptag av vatten,
- vertikala och horisontella flöden av värme och vatten,
- lagring av vatten och värme.

Dessutom beräknas snömagasinet, avrinning och perkolation för hela jordprofilen. Figur 14.2 visar ett exempel på en simulering av markfuktighet och temperatur på olika nivåer med SOIL-modellen.



Figur 14.2. Simulering av marktemperatur och markvattenhalt för olika djup i en markprofil, genomförd med SOIL-modellen. (Källa: Jansson, 1991.)

Tillämpningar

SOIL-modellen har funnit ett stort antal tillämpningar i Sverige och utomlands. Speciellt intressant är den i forskningssammanhang, när vatten och energiförhållanden skall studeras i detalj. Modellen har även vidareutvecklats till en version för beräkning av växtnäringförhållanden i marken (SOILN-modellen). Exempel på tillämpningar av SOIL-modellen finns t ex i Johansson (1982), Jansson och Thoms-Järpe (1986), Espeby (1989), Lundin (1989), Nordén (1989), Thunholm (1990), Jansson (1991), Johnsson och Jansson (1991) Eckersten och Jansson (1991) eller i Jansson m fl (1992).

14.2. HBV-modellen

HBV-modellen utvecklades i början av 1970-talet vid SMHI. Avsikten var i första hand att få fram ett redskap för omräkning av meteorologiska observationer till vattenföring som skulle kunna användas för hydrologiska prognoser. Modellen är halvempirisk vilket innebär att den innehåller ett antal koefficienter (parametrar) som fastställs genom kalibrering mot en observerad mätserie. Den användes 1975 för första gången för prognoser i övre Faxälven. Sedan dess har antalet tillämpningar vuxit raskt och modellen har vidareutvecklats åt olika håll även om själva grundprincipen är densamma. Idag finns exempel på tillämpningar från ett trettiotal länder (Bergström, 1992) och ett flertal modellversioner har vidareutvecklats såväl inom som utanför SMHI.

Modellstrukturen

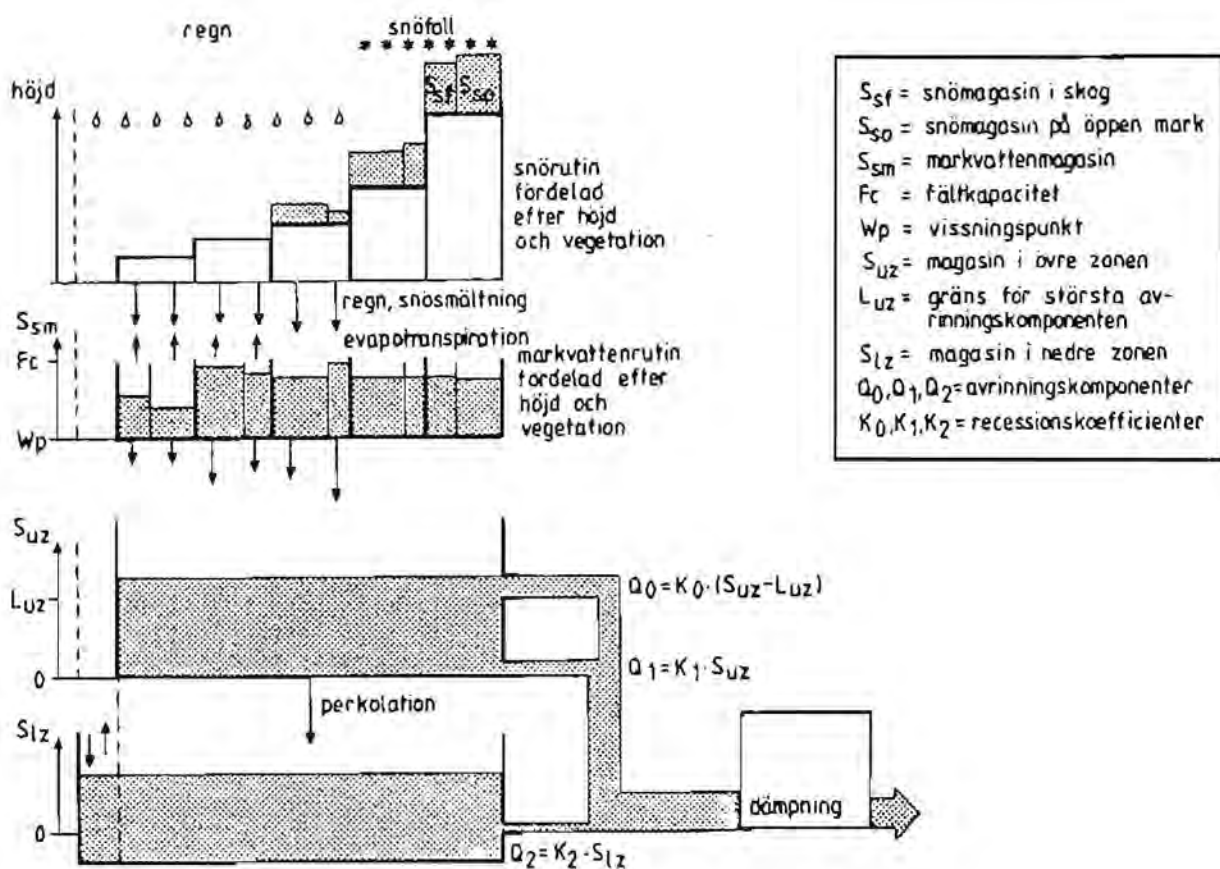
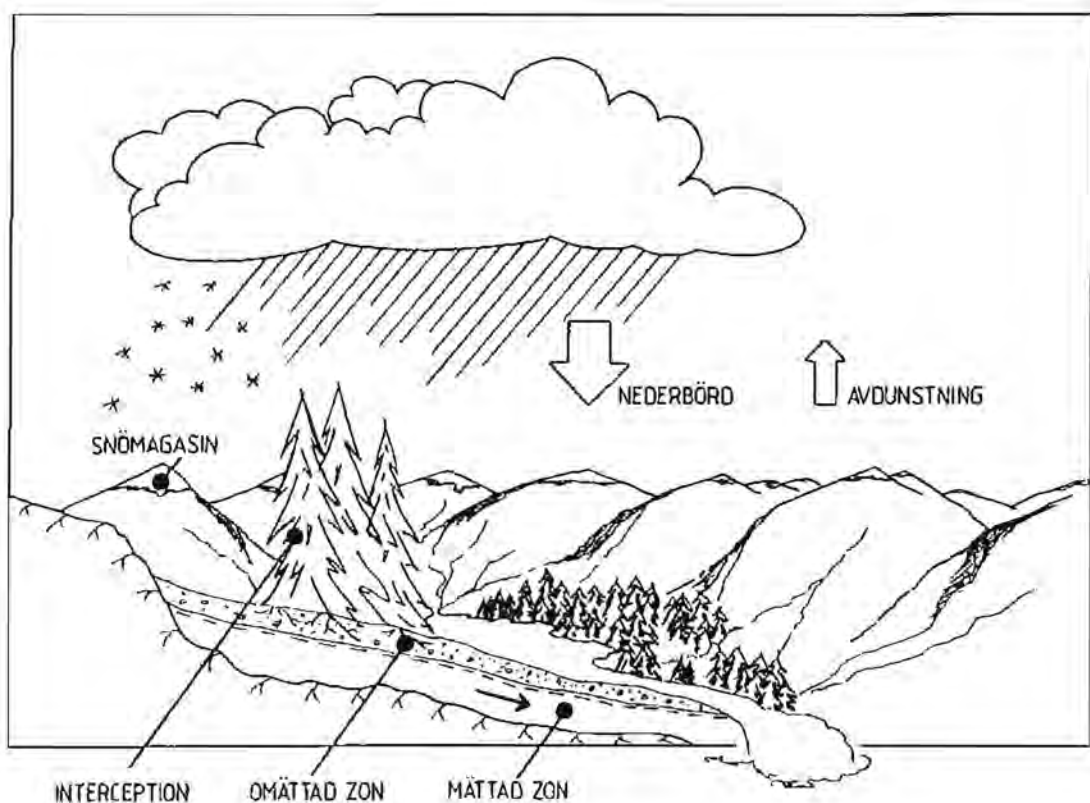
HBV-modellens grundstruktur är relativt enkel, åtminstone i jämförelse med motsvarande modeller på andra håll i världen. Den kan sammanfattas med bilden i figur 14.3.

I modellen göres ett försök att avbilda de väsentligast processerna och att ta hänsyn till areella förhållanden i avrinningsområdet. Som framgår av figuren göres en fördelning av avrinningsområdet efter höjdzoner och i varje höjdzon fördelas snöförhållandena efter andelen skog och öppen mark. Därefter följer beräkningar av snöackumulering och smältning, evapotranspiration och markfuktighet samt effektiv nederbörd och vattenföring. Dessa beräkningar bygger till stor del på de principer, som redovisats i kapitlen 2 till 10 ovan. Snösmältningsberäkningen i HBV-modellen sker enligt den enkla ekvationen:

$$\text{MELT} = C \cdot (T - T_0) \quad (14.1)$$

där MELT = snösmältningen (mm/dygn),
C = graddagfaktorn (mm/°C · dygn),
T = dygnsmedeltemperaturen (°C),
T₀ = en tröskeltemperatur (°C).

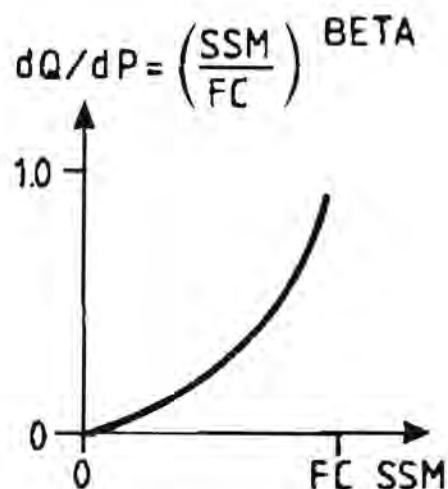
C uttrycker följaktligen hur mycket snö, som avsmälter under ett dygn vid en given lufttemperatur. I modellen genereras dock ingen tillrinning förrän snöns antagna vattenhållande förmåga överskrides.



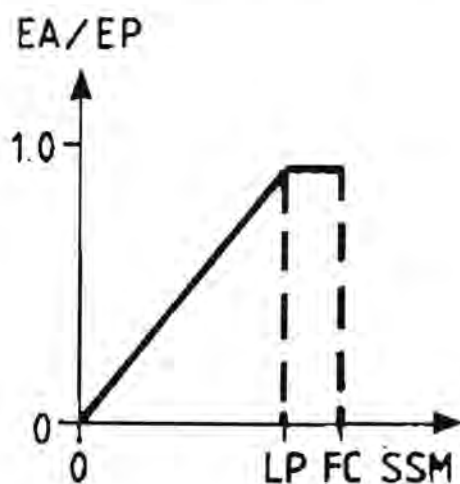
Figur 14.3. Skiss av HBV-modellens allmänna struktur.

Markfuktigheten i modellen styrs av två enkla samband och de tre parametrarna FC, BETA och LP enligt figurerna 14.4 och 14.5, där följande beteckningar gäller:

dQ = tillskottet till avrinning,
dP = regn- eller snösmältningstillskottet,
SSM = modellens beräknade markfuktighet,
EA = verklig evapotranspiration,
EP = potentiell evapotranspiration,
FC, BETA och LP = modellparametrar.



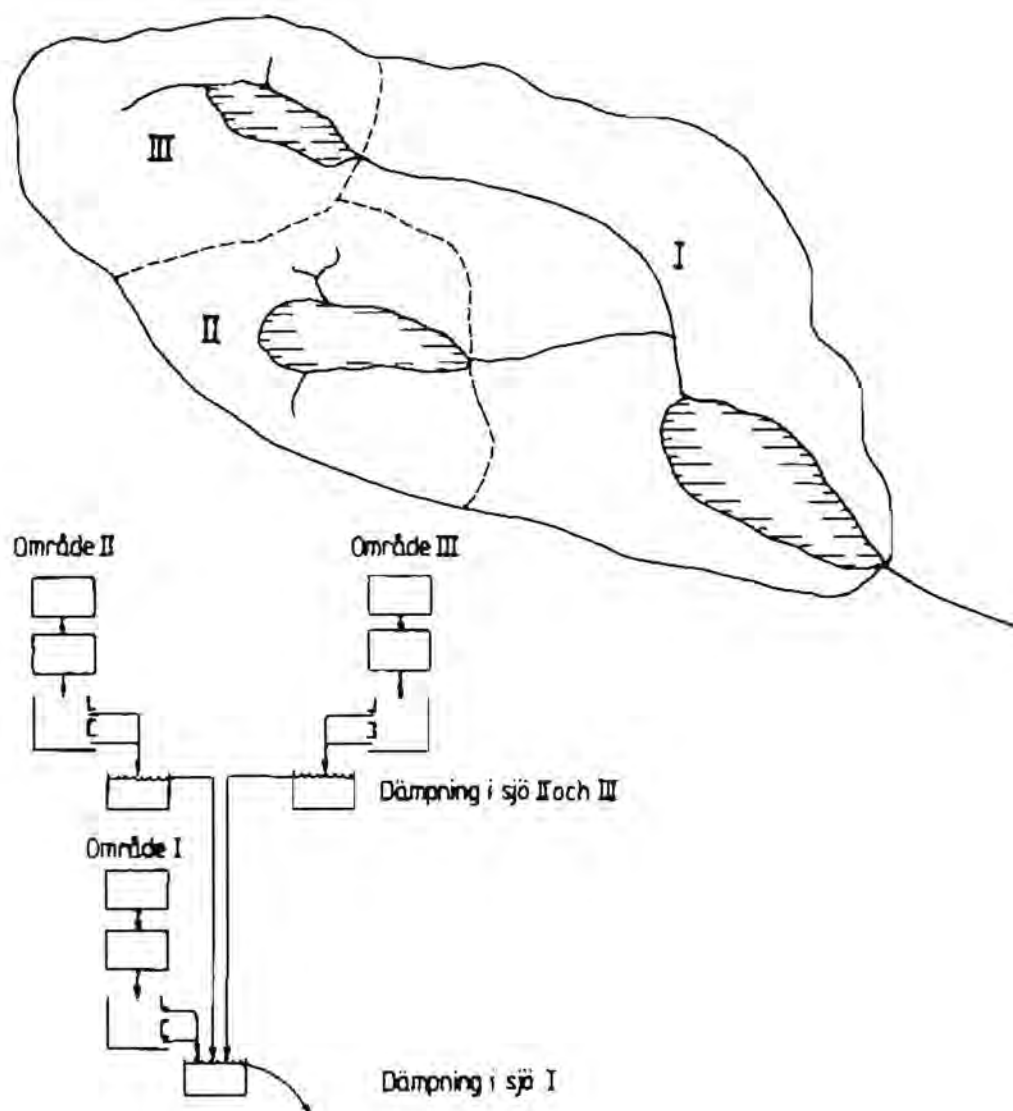
Figur 14.4. Samband som beskriver bidraget till avrinning (dQ) från regn och snösmältning (dP) vid olika markfuktighet (SSM). Jämför med figur 5.5!



Figur 14.5. Sambandet mellan verklig (EA) och potentiell (EP) evapotranspiration i HBV-modellen vid olika markfuktighet (SSM). Jämför med figur 4.1!

Modellen saknar i sin nuvarande form beräkningsrutin för interception (nederbörd, som fastnar i vegetationen). Denna antas implicit omhändertas av modellens markrutin vid kalibrering av modellen.

Figur 14.3 visar ett relativt enkelt fall med endast en delmodell och utan sjöar. I större och mer heterogena områden delas modellen in i delmodeller och vattenföringens dämpning i större sjöar behandlas separat (figur 14.6).



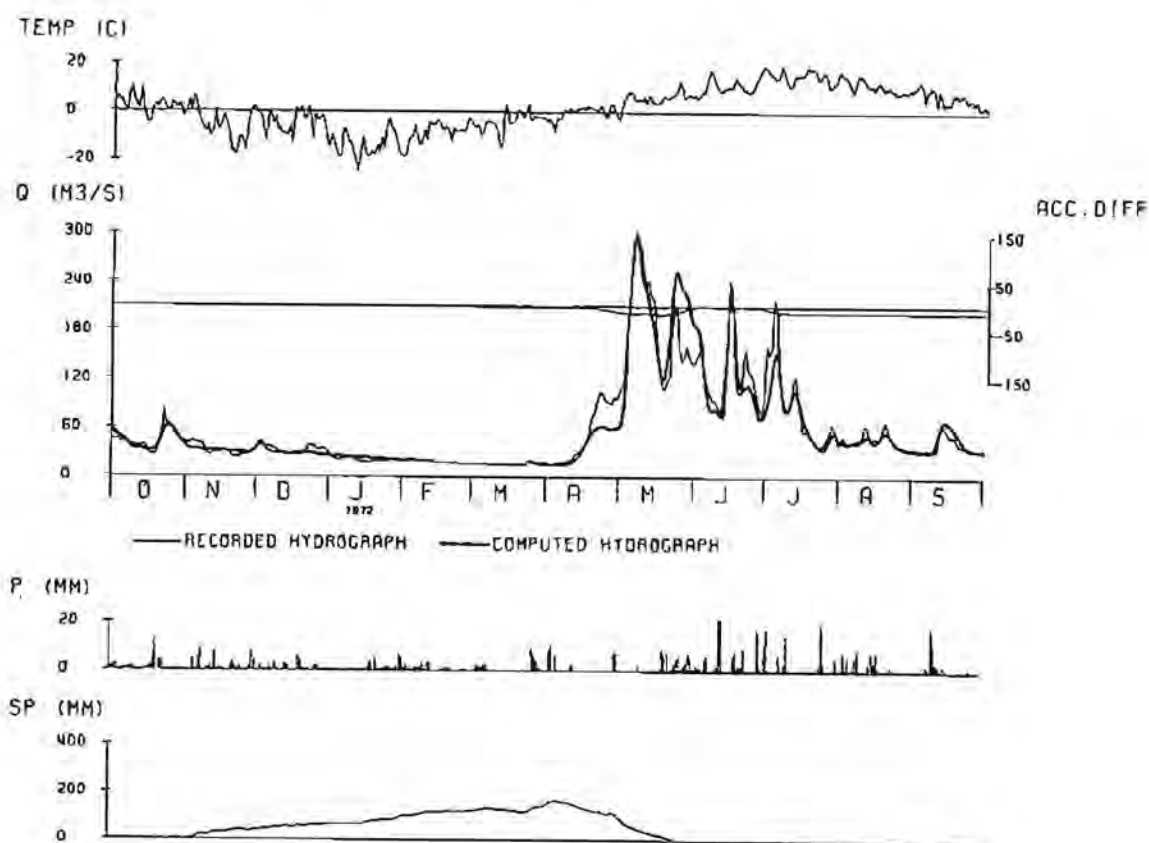
Figur 14.6. Indelning av HBV-modellen i delmodeller vid tillämpning i ett större, sjörikt avrinningsområde.

Indata

Tanken bakom HBV-modellen var att få fram en generellt användbar modell. Därför har indatakravet begränsats till de data som normalt finns tillgängliga vid våra klimatologiska stationer. Det har till och med visat sig att alla tillgängliga data inte är nödvändiga för modellen. God arealtäckning med representativa stationer har visat sig vara viktigare än detaljerade indata på en mätstation. Detta är ett problem, speciellt i fjälltrakterna där den areella variabiliteten dessutom är som störst. För närvarande körs modellen vanligen med dygnsmedelvärden på lufttemperaturen, dygnsnederbörd och månadsvärden på den potentiella evapotranspirationen som indata.

Utdata

HBV-modellen genererar utdata som kan användas som mått på snömagasinet, markens fuktighet, m.m. men det viktigaste är den genererade vattenföringen. I figur 14.7 visas en simulering för ett års vattenföring vid Stadarforsen i Västerdalälven.



Figur 14.7. Exempel på grafisk presentation av en simulering av vattenföringen vid Stadarforsen i Västerdalälven. TEMP = lufttemperatur, ACC. DIFF. = ackumulerat volymfel, Q (tunn) = uppmätt vattenföring, Q (tjock) = beräknad vattenföring, P = nederbörd och SP = beräknat snömagasin.

Tillämpningsområden

HBV-modellen används idag inom en rad områden. Bland tillämpningarna kan nämnas hydrologisk prognosering, kvalitetskontroll och förlängning av vattenföringsserier samt vattenbalansstudier av olika slag.

Hydrologiska prognoser är av störst intresse för driften av vattenkraftssystemet, men prognoser behövs också för vattendrag, som är speciellt utsatta för översvämningsproblem. Om man vill veta hur flödet i ett vattendrag kommer att utveckla sig under några dagar framöver, använder man en meteorologisk prognos över nederbörd och temperatur som indata till modellen.

I många fall vill man veta flödesutvecklingen under en längre tidsperiod än vad som täcks av en tillförlitlig väderprognos. Detta gäller t ex prognoser över den totala tillrinningen till ett regleringsmagasin under hela senvintern och våren. I dessa fall gör man en serie simuleringar med utgångspunkt från dagens hydrologiska situation men med tidigare års väderutvecklingar. På detta sätt får man ett antal tänkbara utvecklingar, som kan bearbetas statistiskt för bedömning av tillrinningen och risken för översvämningsar (figur 14.8).

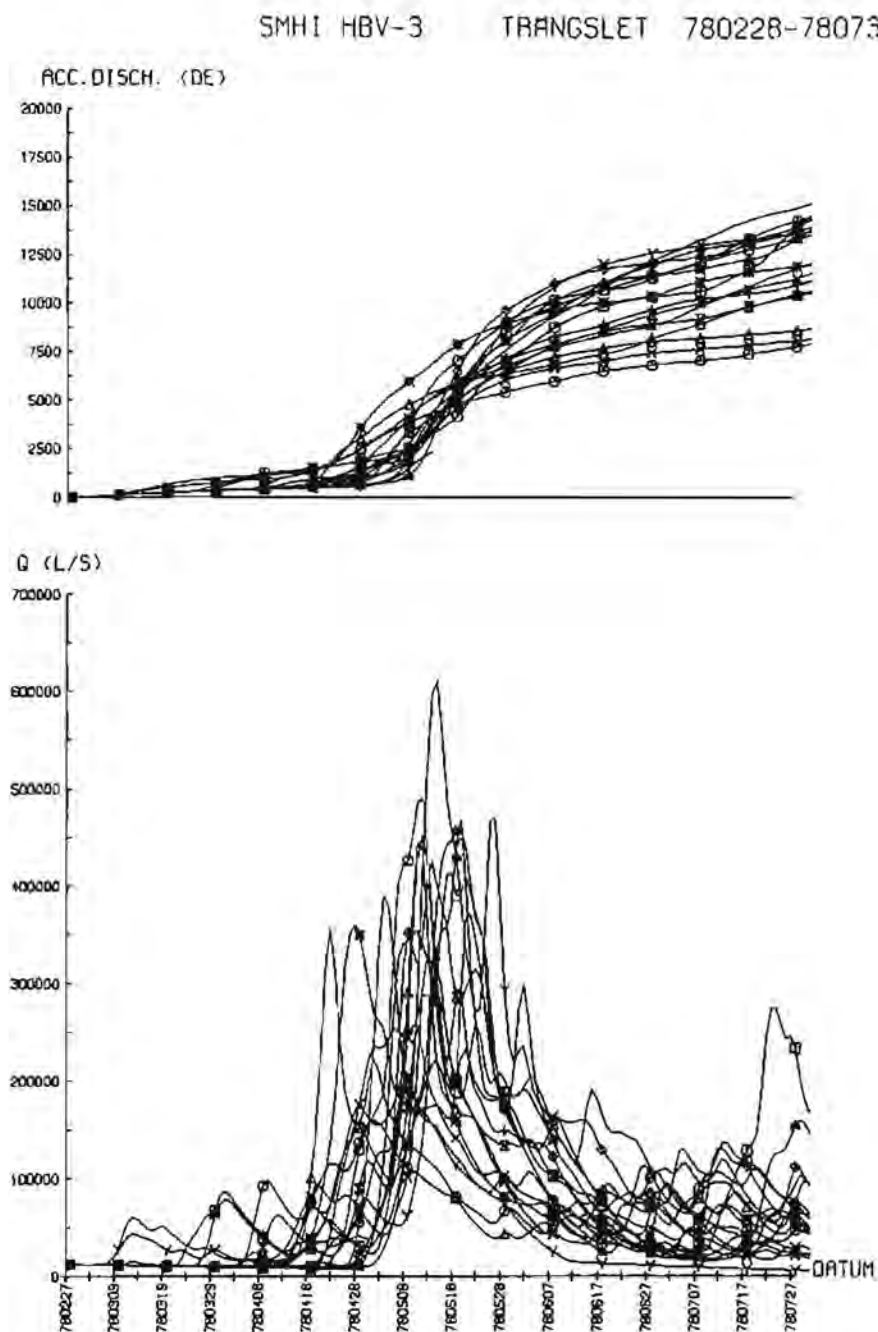
Vid SMHI ligger HBV-modellen till grund för en synoptisk vattenbalanskarta, som framställs dagligen och utgör underlag för översiktlig kontroll av den hydrologiska situationen i landet. Denna kartframställning har vidareutvecklats till en hydrologisk prognoskarta, som började användas under våren 1993 (Figur 14.9). Kartan visar ett stapeldiagram över de senaste fem dygnens beräknade avrinning samt en prognos för de kommande fem dygnen, byggd på den meteorologiska väderprognosen. I kartan lämnas också information om det senaste dygnets lufttemperatur och nederbörd, aktuellt snömagasin (vattenekvivalent) samt beräknat markfuktighetsunderskott. Kartan i figur 14.9 visar hur vårflo den utvecklade sig i Norrland i slutet av april 1993.

HBV-modellen har även kommit att spela en central roll i det arbete med översyn av de svenska dammarnas flödesdimensionering, som berördes i avsnitt 12.4. Modellen utnyttjas i detta fall för beräkning av en dimensionerande tillrinningssituation utifrån vissa fastställda förutsättningar. Beräkningen sker med en iterativ metod, där den mest kritiska kombinationen av klimat, hydrologi och reglering för hela systemet systematiskt letas fram. Principen visas schematiskt i figur 14.10.

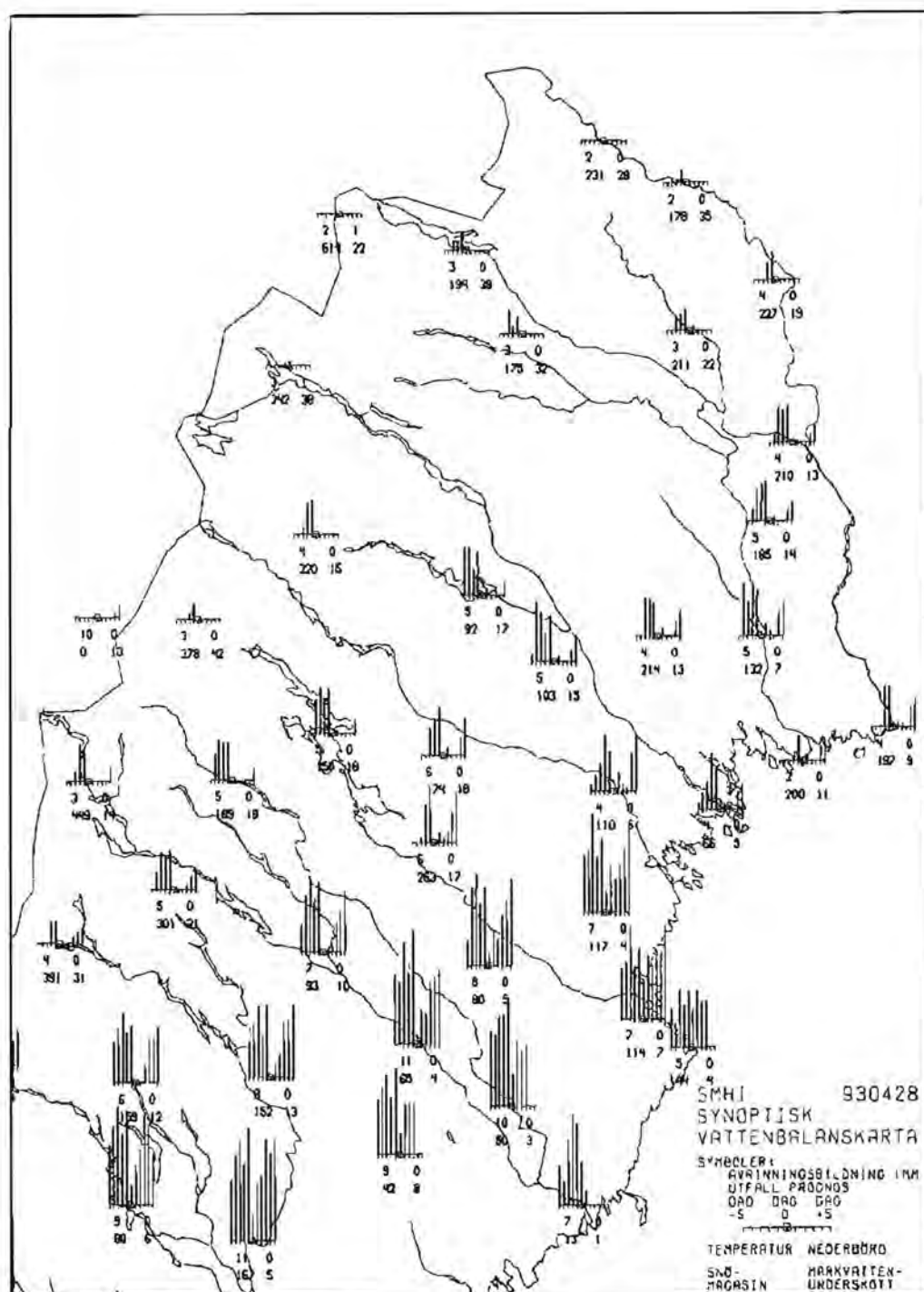
PULS-modellen

PULS-modellen är en vidareutveckling av HBV-modellen inriktad mot tillämpningar inom miljösektorn. Stora delar är identiska men den har en bättre beskrivning av det ytliga grundvattnet och har visat sig kunna återbilda grundvattenståndets variationer i öppna akviferer (Bergström och Sandberg, 1983). Den har därefter vidareutvecklats för simulering av alkalinitet och pH i ett vattendrag (Bergström m fl, 1985) samt för studier av växtnäringssläckage (Brandt, 1990). PULS-modellen har också kommit till stor användning för beräkning av vattenföring i punkter där mätningar saknas (Johansson, 1992). Detta är egentligen en ganska svår uppgift för halvempiriska modeller eftersom

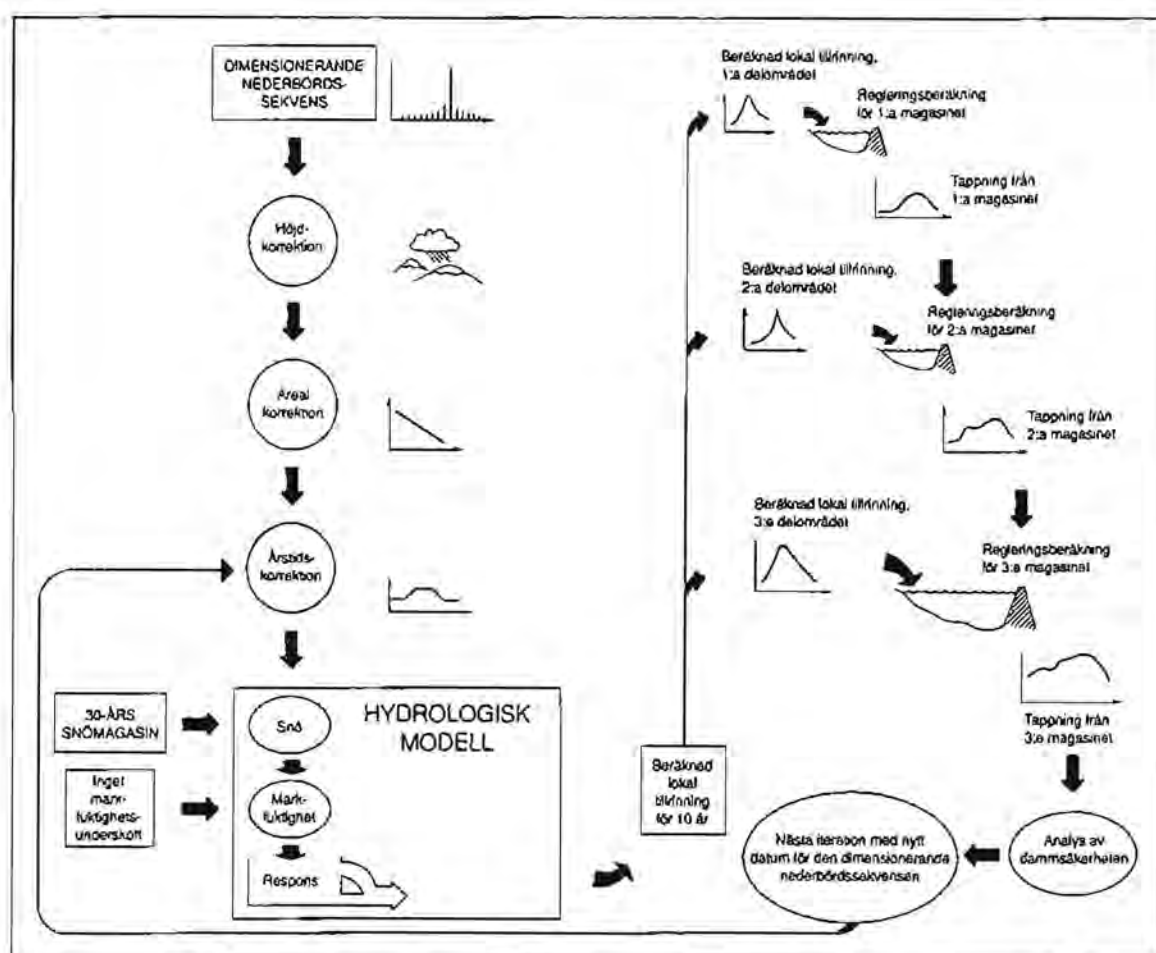
dessa kräver kalibrering mot en mätserie för att gå riktigt bra. I detta fall utnyttjas dock erfarenheter från kalibreringar för närliggande avrinningsområden. Resultaten blir sämre än för en kalibrerad modell och ytterligare sämre än för mätningar men de är ändå av värde och kan framställas till en jämförelsevis låg kostnad.



Figur 14.8. Exempel på prognos över vårflodens utveckling för Trängslets regleringsmagasin. Den nedre kurvskaran representerar alternativa simuleringar och ger en bild av risken för höga flöden. Den övre kurvskaran visar motsvarande ackumulerade värden och kan användas för bedömning av den totala tillrinningen under perioden.



Figur 14.9. Kartframställning av den hydrologiska situationen i norra Sverige i slutet av april 1993. De fem första staplarna (tjocka linjer) visar den beräknade avrinningen under de senaste fem dygnet i närheten av SMHIs synoptiska klimatstationer. De tunna staplarna visar en femdygnsprognos över utvecklingen. Vårfloden har kommit igång och väntas fortsätta i en stor del av området, men längst i norr är det fortfarande full vinter med snömagasin på några hundra mm. Marken är praktiskt taget mättad till fältkapacitet i hela området.



Figur 14.10. Principskiss över beräkningsgången vid tillämpning av Flödeskommitténs riktlinjer för beräkning av dimensionerande flöden för dammanläggningar.

Referenser

Bergström, S. (1976)

Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. SMHI, Report RHO 7, Norrköping.

Bergström, S., Carlsson, B., Sandberg, G., and Maxe, L. (1985)

Integrated modelling of runoff, alkalinity and pH on a daily basis. Nordic Hydrology, Vol. 16, 89 - 104.

Bergström, S., and Forsman, A. (1973)

Development of a conceptual deterministic rainfall-runoff model. Nordic Hydrology, 4, 147 - 179.

- Bergström, S. (1992)
The HBV model - its structure and applications.
SMHI, RH No. 4, Norrköping.
- Bergström, S., and Sandberg, G. (1983)
Simulation of groundwater response by conceptual models. Three case studies.
Nordic Hydrology, 14, 71 - 84.
- Brandt, M. (1990)
Simulation of runoff and nitrate transport from mixed basins in Sweden.
Nordic Hydrology, 21, 13 - 34.
- DHI (1985)
MOUSE - Brugervejledning.
Dansk Hydroteknisk Institut, Hørsholm.
- Eckersten, H., and Jansson, P.-E. (1991)
Modelling water flow, nitrogen uptake and production for wheat.
Fertilizer Research, 27, 313 - 329.
- Espeby, B. (1989)
Water flow in a forested till slope - field studies and physically based modelling.
Ph. D. thesis, Royal Institute of Technology, Dept. of Land and Water Resources, Rep.
Trita-Kut No. 1052, 33 pp.
- Jansson, P.-E., and Halldin, S. (1979)
Model for annual water and energy flow in a layered soil.
In: Comparison of Forest Water and Energy Exchange Models (ed. S. Halldin),
International Society for Ecological Modelling, Copenhagen, 145 - 163.
- Jansson, P.-E. (1991)
Simulation model for soil water and heat conditions. Description of the SOIL model
model.
Sveriges Lantbruksuniversitet, Inst. för Markvetenskap. Rapport 165, Uppsala.
- Jansson, P.-E., Blombäck, K., Eckersten, H., och Lewan, L. (1992)
Simuleringar med en matematisk modell. Kompendium i dränering och bevattning.
Sveriges Lantbruksuniversitet, Inst. för Markvetenskap, Uppsala.
- Jansson, P.-E., and Thoms-Järpe, C. (1986)
Simulated and measured soil water dynamics of unfertilized and fertilized barley.
Acta Agric. Scand., 36, 162 - 172.
- Johansson, B. (1992).
Vattenföringsberäkningar i recipientkontrollpunkter - en utvärdering av PULS-modellen.
Vatten 48, 111 - 116.

Johansson, P.-O. (1987)

Methods for estimation of direct natural groundwater recharge in humid climates - with examples from sandy till aquifers in southeastern Sweden.

Ph. D. thesis, Royal Institute of Technology, Rep. Trita-Kut No. 1045.

Johnsson, H., and Jansson, P.-E. (1991)

Water balance and soil moisture dynamics of field plots with barley and grass ley.

Journal of Hydrology, 129, 149 - 173.

Lundin, L.-C. (1989)

Water and heat flows in frozen soils. Basic theory and operational modeling.

Acta Univ. Ups., Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science, 186, 50 pp.

Nordén, L.G. (1989)

Water use by Norway spruce - a study of two stands using field measurements and soil water modelling.

Ph. D. thesis, Dept. of Forest Site Research, Swedish University of Agricultural Sciences, 43 pp.

Thunholm, B. (1990)

Temperature and freezing in agricultural soils as related to soil properties and boundary conditions.

Ph. D. thesis, Swedish University of Agricultural Sciences, Dept. of Soil Sciences, Reports and Dissertations, 7, 26 pp.



Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut
601 76 Norrköping. Tel 011-15 80 00. Telex 64400 smhi s.