

HARALD GRIP ALLAN RODHE

# *Vattnets väg från regn till bäck*







HARALD GRIP ALLAN RODHE

*Vattnets väg*  
*från regn till bäck*

© 1:a upplagan 1985 Harald Grip, Allan Rodhe, Forskningsrådets Förlagstjänst

Utgiven med publiceringsstöd från Naturvetenskapliga forskningsrådet

Omslag och illustrationer: Ina Lehman

© 3:e reviderade upplagan 1994, 4:e tryckningen 2009, Harald Grip, Allan Rodhe, Hallgren & Fallgren Studieförlag AB

Tryckning: Carlshamn Tryck & Media AB, Karlshamn 2009

© Digital utgåva 2016, Harald Grip, Allan Rodhe, Institutionen för Geovetenskaper, Uppsala universitet

Institutionen för Geovetenskaper, Uppsala universitet  
Villavägen 16, 752 36 Uppsala

ISBN 978-91-639-0456-1

# Förord

Genom de senaste decenniernas forskning i hydrologi har kunskapen om vattnets väg från regn till bäck fördjupats. Det är en på många sätt ny syn som vuxit fram, i vilken grundvattnet spelar en nyckelroll för flödet och vattenkvaliteten i vattendragen.

För att föra ut den nya kunskapen tog hydrologikommittén vid Naturvetenskapliga forskningsrådet (NFR) initiativ till denna bok. Boken vänder sig i första hand till dem som har en viss bakgrund inom området och som genom sin yrkesverksamhet kommer i kontakt med vattenfrågor: biologer, geologer, geotekniker, hälsovårdsinspektörer, landskapsarkitekter, väg- och vattenbyggare, rådgivare och beslutsfattare inom skogs- och lantbrukssektorerna samt de som handlägger vattenfrågor på kommunal, regional och central nivå i samhället.

Vi bokens tillkomst har Harald Grip haft huvudansvaret för kapitel 2 och 7, Allan Rodhe för kapitel 1, 3, 4, 5 och 6 medan ansvaret för kapitel 8 delats. Genom det nära samarbete i vilket boken tillkommit ska dock resultatet ses som en gemensam produkt av de båda författarna. Docent Malin Falkenmark vid NFRs hydrologikommitté har verkat som drivande kraft vid arbetets initiering och uppläggning.

Delar av manuskriptet har granskats av fil dr Per-Erik Jansson, Markvetenskap, SLU, fil kand Lena Maxe, Kulturteknik, KTH, fil kand Göran Nyberg, SGAB, professor Nils Nykvist, Skoglig ståndortslära, SLU och fil kand Lars Rodhe, SGU. Till dem alla ber vi att få framföra ett varmt tack.

Ett speciellt tack vill vi rikta till vår lärare och kollega professor emeritus Erik Eriksson, Avdelningen för Hydrologi, Uppsala Universitet, som varit oss en inspirationskälla i vårt forskningsarbete alltsedan 1970 då professuren i hydrologi inrättades. Han har dessutom givit synpunkter på bokens innehåll allteftersom den vuxit fram.

Vi tackar också Maud Sundgren och övrig personal vid våra institutioner som på olika sätt bidragit i arbetet.

## Förord till tredje upplagan

I denna upplaga har vi haft tillfälle att rätta en del misstag från tidigare upplagor. De största ändringarna har gjorts i kapitel 7, och gäller framför allt nyare kunskap om betydelsen av markens fasta och lösta organiska material. Där det varit relevant har också kvantitativa uppgifter bytts mot nyare.

Vi tackar Ulf Skylleberg, som gett många goda synpunkter på de kemiska avsnitten.

## Umeå och Uppsala

### *Harald Grip och Allan Rodhe*

## Förord till nätupplagan 2016

Förståelsen av hur vattnet rör sig i marken har vidareutvecklats under de 30 år som nu gått sedan boken först publicerades. Framstegen inom området belystes i ett specialnummer av tidskriften *Hydrological Processes (Vol 29 (16), 2015)*: K. Bishop and J. Seibert (Eds.), *Runoff Generation in a Nordic Light: 30 Years with Water's Journey from Rain to Stream*. Det visade sig att det synsätt som presenteras i boken fortfarande är giltigt, men mer detaljerad och fördjupad kunskap har naturligtvis erhållits inom många områden.

Stockholm och Uppsala *Harald Grip och Allan Rodhe*

Korta filmer och en föreläsning med demonstrationer av begrepp och processer kring vattnets lagring och strömning som presenteras i boken finns på [www.geo.uu.se/student/waterinsoil](http://www.geo.uu.se/student/waterinsoil)



# Innehåll

<b>Förord</b>	4
<b>1. Bäckvattnets ursprung — en tvistefråga</b>	5
Historisk tillbakablick, presentation av vår syn.	
<b>2. Vattenomsättningen för avrinningsområdet sett som helhet</b>	11
Kortfattad genomgång av vattenbalansens termer och lagringen i olika magasin, tidsbegrepp.	
<b>3. Vattnets förekomst och strömning i jord och berg</b>	21
Utgående från grundläggande fysikaliska principer behandlas vattnets bindning i jorden, omättad och mättad strömning, tjäle, evapotranspiration.	
<b>4. Vattnet i inströmningsområden</b>	51
Vattentillförseln, infiltration, grundvattenbildning.	
<b>5. Vattnet i utströmningsområden</b>	69
Grundvattnets flödessystem, utströmningsområdenas förekomst, topografins inverkan, myrar.	
<b>6. Avrinningsbildning</b>	85
Varifrån härstammar bäckvattnet, hur ges impulserna till bäckarnas flödestoppar?	
<b>7. Kemiska processer längs vattnets väg</b>	105
Tillförseln av kemiska substanser, vittring, jordmånsbildning, kemiska processer i inströmnings- och utströmningsområden.	
<b>8. Vattnet — ett lösningsmedel på väg genom landskapet</b>	123
Tillämpningar: Skogen och vattnet (123), vägar för jordbrukets gödseltillskott (129), surt regn (129), avfallsupplag (132), vattnets rening i marken (135), den egna brunnen (135).	
Kemiska begrepp och beteckningar	142
Matematiska beteckningar	144
Litteratur	145
Sakregister	152

# 1. Bäckvattnets ursprung — en tvistefråga

År 1674 gav den franske filosofen Pierre Perrault ut boken ”Om källornas ursprung”. Boken var ett debattinlägg i en fråga som diskuterats sedan antiken: Varifrån kommer källornas och bäckarnas vatten? Idag kan svaret tyckas självklart. Var och en vet ju att det är regn eller snösmältning som förser bäckarna med vatten. Men det var långt ifrån en självklar insikt att regnet, som ger några mm eller cm vatten om det råkar falla i en hink, räcker till för att förse floderna med de vattenmassor som kan strömma fram. Många förslag hade diskuterats, t ex att vattnet kom från havet via underjordiska floder eller att luften omvandlas till vatten i bergens kalla innandömen. Perrault visade med hjälp av mätningar att regnet och snöfallet gott och väl räckte till för att förse floden Seine med dess vatten. Enligt hans beräkningar utgjorde det årliga vattenflödet i Seine bara en sjättedel av den nederbörd som föll inom vad vi idag kallar flodens *avrinningsområde*, dvs det område som enligt topografien kan samla vatten till floden. (Enligt modernare beräkningar är medelavrinningen i detta område ca en tredjedel av nederbörden.)

## Vilka vägar tar vattnet från regn till bäck?

Perrault lade grunden för vår insikt om vattenbalansen för ett avrinningsområde, dvs att nederbörden över ett område antingen lagras tillfälligt, avdunstar eller rinner av. Men steget är långt från att

inse vattenbalansen till att förstå hur vattnet tar sig genom ett område till ett vattendrag. Ännu idag, 300 år efter Perrault, finns det många frågetecken kring den process som omvandlar nederbörd över ett område till vattenflöde i en bäck, den så kallade *avrinningsbildningen*. Många grundläggande frågor väntar fortfarande på att bli besvarade och satta i samband med klimat, topografi, geologi, vegetation mm. Vilka vägar tar vattenpartiklarna genom området? Hur stora är flödena och uppehållstiderna på markytan och i olika markskikt? På vilket sätt bidrar olika delar av avrinningsområdet till flödet i bäcken? Hur fortplantas vattentrycket från vattnets inträngande i marken till utflödet i eller nära bäcken?

Kunskaper om avrinningsprocessen är en förutsättning för att vi ska kunna förutsäga grundvattentillgång och flöde i vattendragen och förutsäga hur dessa påverkas av mänskliga ingrepp. De krävs också för att vi ska förstå de kemiska förändringar som äger rum hos vattnet under dess flöde genom ett område, en fråga som är aktuell bland annat i samband med den sura nederbörden som faller över vårt land.

## Ytavrinning och basflöde — den traditionella bilden

Enligt den uppfattning om avrinningsprocessen som dominerat läroböcker i hydrologi och prak-

tisk verksamhet under 1900-talet orsakas flödestoppar i vattendragen främst av ett vattenflöde på markytan, så kallad *ytavrinning*. Enligt denna teori bildas ytavrinning i hela avrinningsområdet. Den uppkommer när mer regn- eller smältvatten tillförs markytan än vad som kan tränga in i marken. Vattnet på markytan samlas först i fördjupningar så att pölar bildas. När pölar fyllts tillräckligt mycket börjar de rinna av i tillfälliga rännilar, som slås samman och växer och slutligen når det permanenta bäcksystemet. Bäckarna får också vatten från grundvattnet, ett så kallat "basflöde" till vilket ytavrinningen adderas. Detta basflöde anses endast lite påverkat av de regn som orsakar flödestopparna. Mellan flödestopparna består bäckvattnet således av grundvatten, men under flödestopparna är grundvattenflödet en liten del av det totala flödet. Vattnets inträngande i marken, den så kallade *infiltrationen*, innebär enligt detta synsätt att vatten undandras från avrinningen. Markens *infiltrationskapacitet*, dvs dess förmåga att suga upp vatten, anses därför avgöra om ett regn med viss intensitet ska ge avrinning i bäckarna eller inte.

Med detta synsätt utgörs bäckarnas vatten vid flödestoppar till allra största delen av färskt regn- eller smältvatten, dvs vatten som varit i avrinningsområdet endast några timmar eller dagar. Vattnet har inte utsatts för de kemiska processer som äger rum i marken och en stor del av de föroreningar som tillförs med nederbörden når vattendragen direkt.

En tidig matematisk modell för flödesprognoser, som bygger på denna teori, är det så kallade enhetshydrogrammet. Genom att jämföra vattenflödet i en bäck med nederbördens intensitet i avrinningsområdet beräknar man ett medelvärde på områdets infiltrationskapacitet. Denna infiltrationskapacitet används, tillsammans med uppmätt tidsfördröjning mellan nederbörd och avrinning, för att beräkna vattenföringen i bäcken vid olika möjliga nederbördssituationer.

Denna syn på avrinningsbildning formulerades av Robert E Horton under 1900-talets första decennier. Han arbetade främst i jordbruksmark och

i torra områden i södra USA. I sådana områden kan ytavrinning från en stor del av avrinningsområdet dominera bäckflödet vid häftiga regn. Markytan förhårdas under torrperioder och infiltrationskapaciteten kan bli låg.

## Bildas verkligen ytavrinning i svensk moränterräng?

Men hur förhåller det sig egentligen i vårt klimat och i de terrängtyper som är vanliga hos oss? Hur många har sett vatten strömma fram på markytan över stora områden i skogsmark? Även om bäckarnas vattenflöde har ökat kraftigt efter ett häftigt eller långvarigt regn är det kanske bara på stigar eller i mer eller mindre permanent våta områden som det klafsar om fötterna om man är ute och går. På stigen har vi själva trampat till marken och därigenom minskat infiltrationskapaciteten. I de våta områdena är det oftast grundvattenytan som stigit till markytan och genom grundvattenutströmning hindrar regnvattnet från att infiltrera. Det är sällan markens infiltrationskapacitet som är för liten.

Visst finns det situationer där markens infiltrationskapacitet inte räcker till. Ett exempel är berg- och hällar, men den ytavrinningen infiltrerar efter en kort sträcka i sprickor eller i jorden nedanför hällen. Ett annat exempel är viss jordbruksmark, vid häftigt regn eller snösmältning. Kanske också i skogsmark vissa vårar, då upprepade smält- och fryserioder gjort att en isskorpa bildats i markens ytskikt. Ytterligare exempel är asfalterade ytor, liksom många andra ytor som utsatts för mänskliga ingrepp.

Men det är svårt att tänka sig att regnvatten från hela avrinningsområdet under naturliga förhållanden skulle nå bäcken genom ytavrinning.

Under de senaste decennierna har omfattande forskning kring avrinningsprocessen ägt rum. Den har främst genomförts i Europa och Nordamerika i klimat som påminner om det svenska, men även i Nya Zeeland och Australien. Många olika an-





*Varifrån kommer bäckens vatten? Foto: Tore Hagman/N.*

greppssätt har använts för att komma åt processen. Som exempel kan nämnas mätningar av flöden på och i marken med hjälp av uppsamlingsrännor, analys av grundvattenytans nivå över större områden, matematisk simulering av grundvattenflöde längs sluttningar, studier av sambandet mellan marktopografi och fuktighetsförhål-

landen samt undersökningar av bäckvattnets ursprung med hjälp av kemi och isotoper.

### **Kanske bildas ytavrinning bara på våt mark**

Vid undersökningar i östra USA under 1960-talets början fann man, att nederbördens intensitet bäst

kunde relateras till vattenföringen i bäcken om man antog att bara en liten del av avrinningsområdet bidrog till bäckflödet, men att å andra sidan all nederbörd som föll över detta område bidrog. Detta, så kallade aktiva område, antogs bestå av områden nära bäcken med hög markfuktighet. Idén utvecklades till ett synsätt enligt vilket flödestoppar i bäckarna orsakas av ytavrinning från områden med grundvattenytan i eller över markytan, dvs *mättade områden*. Utbredningen hos dessa mättade områden antogs variera med tiden, allteftersom grundvattenståndet i området varierade. Därigenom skulle en viss nederbörd orsaka större bäckflöde vid högt grundvattenstånd, dvs allmänt fuktiga förhållanden, än vid lågt. Grundvattnets roll i avrinningsbildningen blir härigenom passiv. Grundvattnet är en slags reglermekanism som bestämmer hur stor andel av nederbörden över området som ska rinna av till bäcken, men det bidrar inte aktivt till flödesökningen. Det är fortfarande mest regnvatten som rinner i bäcken.

Andra undersökningar har visat att flödestoppar i vattendragen till stor del kan förklaras av ökad grundvattenströmning till bäcken eller till de mättade områdena kring bäcken. Förekomsten av sådana underjordiska, stora och snabba flödesökningar (eng. subsurface stormflow) har påvisats såväl direkt, bl a med uppsamlingsrännor, som indirekt med hjälp av vattenkemi. Enligt denna syn bidrar ett mycket större område än det som är mättat till flödestopparna. Vatten infiltrerar i en stor del av avrinningsområdet och pressar fram grundvatten till bäckarna, vars vattenföring ofta domineras av grundvatten.

Det har alltså vuxit fram två teorier för avrinningsbildning i vår klimattyp. Bägge skiljer sig avsevärt från den traditionella bilden, men de är inbördes mycket olika. Skillnaden kan delvis förklaras av olikheter i fråga om geologi, topografi och klimat i de områden där fältundersökningar genomförts. Eftersom undersökningar görs på få platser, under det att tillämpningar görs över hela världen, är det viktigt att de föreslagna modellerna kritiskt granskas och förutsättningarna noggrant definieras. Frågan om det underjordiska bidraget

till flödestopparna har sålunda varit föremål för en stundtals intensiv debatt i den internationella litteraturen.

## Synen som vuxit fram i Sverige

I Sverige har det under de senaste 15 åren vuxit fram ett synsätt där man, liksom i den sista teorin ovan, betonar grundvattnets aktiva roll vid avrinningsbildningen. I vårt moränlandskap följer grundvattenytan i stora drag markytan. Djupet till grundvattenytan är i allmänhet litet, kanske några meter på höjderna. I sluttningarnas nederkanter och i vissa flacka områden återfinns grundvattenytan ofta i eller några decimeter under markytan. I kärr och bäckar sammanfaller vattenytan med grundvattenytan, som där alltså befinner sig över markytan.

Med hänsyn till om vatten strömmar in i eller ut ur grundvattenzonen kan terrängen delas in i *inströmningsområden* och *utströmningsområden*. Höglägen är i huvudsak inströmningsområden medan låglägen är utströmningsområden. Kärr och bäckar utgör en del av de senare.

I Sverige är markens infiltrationskapacitet i allmänhet större än regnets eller snösmältningens intensitet. Vatten som tillförs inströmningsområden kan därför tränga ned i marken. Om avståndet mellan markyta och grundvattenyta är litet kan grundvattennivån stiga snabbt vid infiltrationen. När grundvattennivån stiger ökar utströmningen i utströmningsområden på grund av flera samverkande faktorer. Dels ökar lutningen hos grundvattenytan, dels ökar tjockleken hos det grundvattenförande skiktet. Dessutom är markens ledningsförmåga för grundvatten ofta mycket större i de ytnära skikten än i de djupare, vilket medför att en liten höjning av grundvattennivån kan ge en stor ökning av grundvattenflödet. Vattenflödet i bäckarna kommer därigenom snabbt att öka på grund av vattentillförseln.

Regn- eller smältvatten på utströmningsområden kan däremot inte infiltrera, eftersom markens

porer redan är fulla. Det vattnet strömmar i stället direkt till bäcken som ytavrinning, tillsammans med det utströmmande grundvattnet.

Med detta synsätt består bäckvattnet vid flödestoppar dels av regnvatten som fallit på utströmningsområden, dels av grundvatten som strömmat ut i dessa områden pga infiltration i inströmningsområden. Ofta domineras flödestoppen av grundvatten.

Det som här skisserats är en hypotes för avrinningsbildning i svensk moränmark. Ännu återstår mycket forskning för att klarlägga de inblandade mekanismerna och sätta dem i samband med res-

pektive områdes egenskaper och klimat. Men hypotesen har visat sig vara ett värdefullt redskap när det gäller att förstå och förutsäga vattnets förekomst, flöde och kemiska sammansättning i olika delar av ett avrinningsområde och i vattendragen. I denna bok kommer vi att behandla vattenflödet genom avrinningsområdet utgående från denna hypotes. Vår avsikt är att framhålla huvudprinciperna för vattenflödet. Bilden blir därför förhållandevis allmän. Vi har utgått från ett generellt tecknat moränlandskap. Vid tillämpning på enskilda avrinningsområden tillkommer alltid hänsyn till lokala-geologiska förhållanden.





*Foto: Tore Hagman/N*

## 2. Vattenomsättning för avrinningsområdet sett som helhet

Vattenomsättningen inom ett landområde kännetecknas av vattnets ständiga flöde, från höjder mot dalar, från små till stora vattendrag. Tillfälligt lagras vattnet som snö eller i jord, berg och vattendrag. Dessa vattenlager fylls och töms allteftersom årstiderna växlar. Källan till flödet är nederbörden och tömningen sker genom avdunstning och avrinning.

I detta kapitel ska vi belysa de olika vattenlagrens roll vid vattnets flöde från nederbörd till bäck. De mekanismer som styr lagringen och flödet kommer att behandlas mer ingående i senare kapitel, där också många av de begrepp som här införs kommer att definieras närmare.

### Avrinningsområdet avgränsas av en vattendelare

Uppströms varje punkt i ett vattendrag kan ett *avrinningsområde* definieras som hela det område som kan bidra till flödet i punkten. Varje sådant avrinningsområde avgränsas av en *vattendelare*, så att nederbörd som faller innanför vattendelaren förr eller senare kan bidra till vattenflödet i punkten. Nederbörd som faller utanför vattendelaren bidrar däremot till flödet i ett annat vattendrag eller längre nedströms. Ett avrinningsområde definierat i en punkt långt ned i ett vattendrag innefattar alla tänkbara avrinningsområden definierade uppströms denna punkt. På så sätt finns det inga

punkter i landskapet som inte utgör en del av något avrinningsområde. (Fig 1.)

Vattendelaren utgör gränsen mellan avrinningsområden. Eftersom vattnet alltid rör sig längs sluttningar kommer varje vattendelare inritad på en topografisk karta att skära höjdkurvor under rät vinkel. Man skiljer mellan ytvattendelare och grundvattendelare. Ytvattendelare syns i terrängen, mer eller mindre tydligt, som en höjdsträckning på vars ömse sidor eventuellt vatten på markytan skulle rinna åt varsitt håll. Ofta är dock terrängen flack. Då är det svårt att bestämma ytvattendelarens exakta läge. Grundvattendelaren utgörs på samma sätt av en linje längs grundvattentytans höjdsträckning. Ju högre grundvattentytan ligger desto bättre överensstämmer yt- och grundvattendelarna. Grundvattendelarens läge kan vara olika vid skilda tidpunkter bl a beroende på att grundvattennivån varierar.

I Sveriges moränlandskap med dess tunna jordtäckte på höjderna och dess relativt sprickfattiga berggrund sammanfaller yt- och grundvattendelarna så pass väl att man vanligen inte behöver ta hänsyn till skillnaden mellan dem.

### Inget vatten kan försvinna

Nederbörd som faller på ett avrinningsområde kan tillfälligt lagras inom området, avdunsta eller



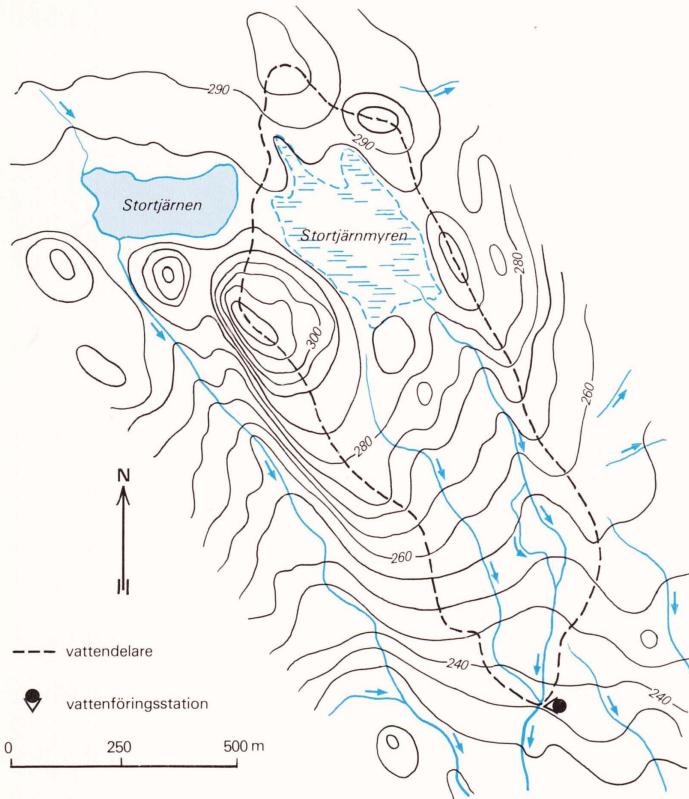


Fig 1. Svartbergets avrinningsområde, Västerbotten. Orden dräneringsområde och tillrinningsområde används synonymt med ordet avrinningsområde. Tillrinningsområde väljs för det område som ger vatten till ett speciellt objekt, t ex tillrinningsområdet till en sjö eller brunn.

rinna av. Detta kan uttryckas med vattenbalans-ekvationen

$$P = E + R + \Delta S$$

$P$  = nederbörden

$E$  = avdunstningen

$R$  = avrinningen

$\Delta S$  = lagringen, dvs förändringen  $\Delta$  av lagret  $S$

Beteckningarna i ekvationen är förkortningar av de engelska termerna Precipitation, Evapotranspiration, Runoff och Storage. Observera att ordet *lager* här betecknar ett tillstånd (mängd vatten) under det att ordet *lagring* uttrycker en förändring av tillståndet (mängd vatten per tidsenhet). Ekvivalent med orden *lager* och *lagring* används i detta

sammanhang ofta orden *magasin* respektive *magasinering*.

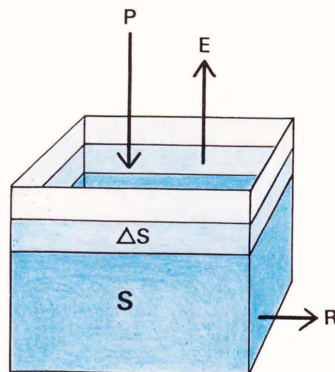
Termerna i ekvationen uttrycks vanligen som volym per tids- och ytenhet, t ex mm per år (månad eller dygn).

Sorten mm (egentligen mm vatten) uttrycker en volym vatten per ytenhet, 1 mm = 1 liter/m<sup>2</sup>. Vattenflödet i ett vattendrag uttrycks i allmänhet som *vattenföring*, dvs som framrunnen volym per tidsenhet (m<sup>3</sup>/s eller liter/s). Genom att dividera vattenföringen med avrinningsområdets area får man den så kallade *specifika avrinningen* (liter/(s · km<sup>2</sup>) eller mm per tidsenhet, där 1 liter/(s · km<sup>2</sup>) = 31,5 mm/år). Ordet *avrinning* avser ofta, men inte alltid, den specifika avrinningen.



Fig 2. Vattenbalanskvationen. Den nederbörd ( $P$ ) som faller över ett avrinningsområde under en viss tid fördelas mellan avdunstning ( $E$ ), avrinning ( $R$ ) och förändring ( $\Delta S$ ) av vattenmagasinet ( $S$ ). När man ser på områden som inte är hela avrinningsområden, tex små ytor eller sjöar, måste tillrinning från omgivningen adderas till nederbörden.

Vattenbalanskvationen kan tillämpas på områden av alla storlekar, på Göta älvs avrinningsområde såväl som på ett trädgårdsland. Vid små ytor ser man vanligen på vattenbalansen i ett skikt av jorden, tex ned till 1 m djup. Avrinningen är då oftast flödet ned ur skiktet, ett flöde som så småningom fyller på grundvattnet.



Nederbörden kan vara flytande, som regn, dag eller dimdroppar, eller fast, som snö eller hagel. Avdunstningen kan ske från våta ytor (våt vegetation, pölar, sjöar eller vattendrag), från snö och från bar markyta. Den kan också ske via klyvöppningarna i växternas blad eller barr. Avrinningen kan ske som ytvatten eller grundvatten.

Det viktiga med vattenbalanskvationen är att den uttrycker att inget vatten kan försvinna. Vattnet som kommer in i avrinningsområdet ( $P$ ) måste antingen lagras ( $\Delta S$ ) eller lämna det ( $E + R$ ). Lag-

ringen i området, som är omväxlande positiv och negativ allteftersom magasinerna fylls eller töms, verkar utjämnande på flödet. Vattnet i ett regn som varar någon timme lagras delvis och ger upphov till avrinning som kan fortgå i flera dagar.

## Olika sätt att beskriva vattnets resttid

När man talar om olika magasin vill man ofta veta hur lång tid vattnet uppehåller sig i dem eller hur

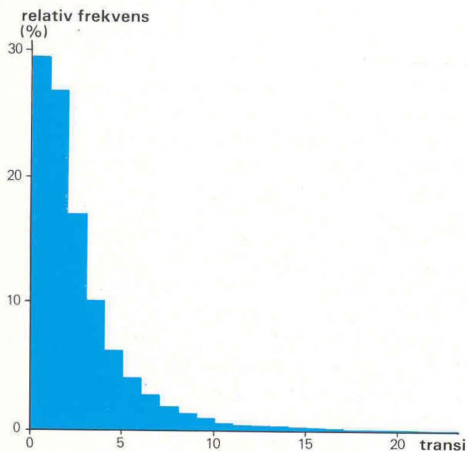


Fig 3. Transittidsfördelning för vattnet i Råne älvs avrinningsområde, Norrbotten. Vid vätebombssprängningarna i atmosfären under 1950- och 1960-talen tillfördes stora mängder radioaktivt tritium ( $^3\text{H}$ ) till atmosfären. Efter provstoppsavtalet 1963 har nederbördens tritiumhalt gradvis avklingat. Genom att jämföra nederbördens och flodvattnets tritiumhalter under en längre tid kan man beräkna vattenpartiklarnas uppehållstider i avrinningsområdet. Diagrammet visar att 29 % av de vattenpartiklar som lämnar området har varit där i upp till ett år, 27 % mellan ett och två år osv. En mycket liten del av det avrinnande vattnet har befunnit sig mer än 10 år i området.

snabbt vattnet omsätts. I ett magasin med genomströmning, t ex en sjö, har vattenpartiklarna olika *ålder*. Några partiklar har just kommit in i magasinet och är unga, medan andra varit där en längre tid. Vi kan därför säga att vattnet i magasinet har en åldersfördelning. Den restid en partikel använt för att komma från ett magasin inlopp till dess utlopp kallas *transittid*. Vattenpartiklarnas väg genom magasinet är oftast olika lång och de rör sig dessutom oftast med olika medelhastighet. Därför kommer partiklarnas resa genom magasinet att ta olika lång tid och vattnet som lämnar magasinet har en transittidsfördelning. *Omsättningstiden* för ett magasin uttrycks vanligen som förhållandet mellan den totala volymen och det totala genomflödet. *Upphållstiden* anger hur länge nyss inkomna partiklar i medeltal stannar i magasinet.

Under grundvattnets väg genom jord och berg förändras dess innehåll av lösta ämnen genom långsamma kemiska reaktioner med omgivningen. Restiden, eller transittiden, för grundvattnet från dess bildning till dess utflöde är därför betydelsefull för grundvattenkvaliteten vid utflödet. *Omsättningstiden* är viktig när man bedömer vattenkvaliteten i sjöar. En liten sjö med stort tillrinningsområde kanske får sitt vatten utbytt flera gånger per år, medan stora sjöar med små tillrinningsområden kan ha omsättningstider på flera tiotals år.

## Tillfällig lagring i olika magasin

I ett avrinningsområde finns en rad större och mindre magasin, där vattnet tillfälligt lagras under sin väg genom området. Vi följer nu vattnets väg från nederbörd via de olika magasinerna till avrinningen.

### Interception

En del av nederbörden når aldrig marken, utan fastnar på trädens blad och grenar. Detta kallas *interception*. Lagringskapaciteten i trädens kronskikt är 0,5—2,5 mm vatten. Kapaciteten skiftar

beroende på trädslag och bladyta. Av våra trädslag har granen den största interceptionskapaciteten. I skogsmark går 20—40 % av en sommars nederbörd tillbaka till atmosfären genom avdunstning från interceptionsmagasinet. Magasinet töms (träden torkar) vanligen inom ett par timmar efter ett nederbördstillfälle. Trots att en del intercepterat vatten avdunstar medan regnet pågår sker avdunstningen främst efter regnen. Hur stor andel av den totala nederbörden som avdunstar till följd av interception beror därför till stor del på antalet upptorkningstillfällen, dvs antalet regntillfällen. Som framgår av fig 4 rinner vattnet utefter gränens sluttande grenar och droppar ned i periferin. Det är därför en tät gran ger gott skydd om man överraskas av en regnskur. Hos t ex boken, som har släta och uppåtriktade grenar, samlas vattnet snarare som i en tratt och rinner längs stammen eller droppar ned under kronan.

### Snötäcke

Snötäcket har i stora delar av Sverige avgörande betydelse för den årliga vattenomsättningen och ger avrinningen dess karaktäristiska årstidsvariation. Ett snötäckes täthet eller densitet ökar vanligen med tiden. Densiteten hos nyfallen snö är ca 100 kg/m<sup>3</sup>, medan densiteten hos gammal snö är ca 400 kg/m<sup>3</sup>. Snötäcket representerar ett stort vattenmagasin. Ett 0,7 m djupt snötäcke med densiteten 300 kg/m<sup>3</sup> innehåller t ex 210 mm vatten. Snötäcket är också ett stort köldmagasin genom att det kräver mycket energi för att smälta. En varm vårdag smälter 10—15 mm. Smältningen sker huvudsakligen nära snöytan.

### Markvatten

Det vatten som finns i jorden ovanför grundvattenytan kallas *markvatten*. Markvattenmagasinets översta del, där huvuddelen av vegetationens rötter finns, kallas *rotzonen*. I skogsmark koncentreras vanligen rötterna till den översta halvmetern av marken. Nittio procent av rötterna kan ligga i de översta 10—20 cm. Den vattenmängd som växterna kan utnyttja i en morän kan vara 20—30 mm vatten per dm jorddjup. Lagringen av vatten i rot-





*Fig 4. Upp till ett par mm av regnet fångas upp av trädkronorna, sk interception. När interceptionsmagasinet är fullt tillförs markytan all fortsatt nederbörd genom dropp, stamrinning och regn mellan träden. Genom den kraftiga turbulens som uppkommer när vinden blåser över den ojämna skogen transporteras vattenånga effektivt upp i luften. Träden torkar snabbt efter varje regn, även om vädret inte gynnar avdunstning. I mellansvensk barrskog når ca en tredjedel av sommarregnet aldrig markytan på grund av interceptionen.*

zonen spelar en grundläggande roll för växternas vattenhushållning. I Sverige är försomrarna vanligen relativt nederbördsfattiga och då är växterna till stor del hänvisade till den vattenmängd som lagrats i rotzonen. Mest vatten finns i rotzonen på våren efter snösmältningen och efter regn på hösten när växternas vattenupptagning är liten.

Låt oss uppskatta omsättningstiden för rotzonen i en svensk skogsmark. Vi antar att årsnederbörden är 800 mm och avdunstningen av intercepterat vatten 150 mm/år. Vattentillförseln till markytan, och således infiltrationen, är då 650 mm/år. Med en 0,5 m mäktig rotzon, vars medelvattenhalt antages vara 30 %, blir den totala vattenvolymen i rotzonen  $0,5 \cdot 0,3 = 0,15$  m eller 150 mm. Rotzonens omsättningstid, dvs volymen dividerad med flödet, blir då  $150/650 = 0,23$  år eller 2,8 månader.

### Grundvatten

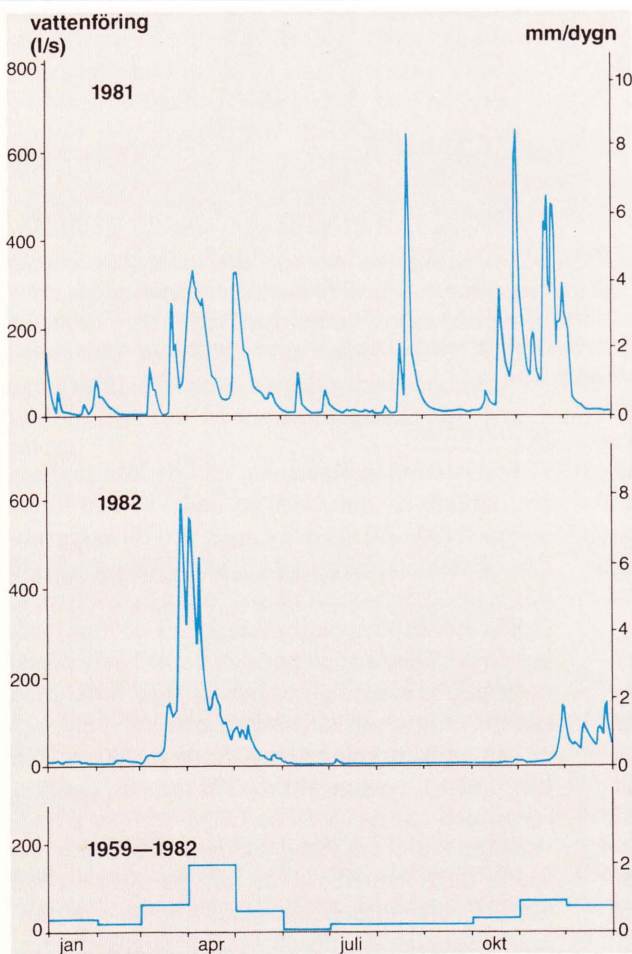
Grundvattenmagasinet storlek i de lösa jordlagren bestäms av porvolymens andel av den totala volymen (30—60 %) och djupet ned till berggrunden. Vattenmängden i urberggrund kan uppgå till några tiondels procent av den totala bergvolymen. Om grundvattenzonens mäktighet i de lösa jordlagren är en meter och porerna upptar halva volymen blir grundvattenmagasinet 500 mm. Med samma infiltration som i markvattenexemplet och en vattenförbrukning hos växterna av 300 mm/år, blir flödet till grundvattnet 350 mm/år. Omsättningstiden blir då ca 1,4 år. Olika delar av grundvattenmagasinet utbyts dock med olika hastighet, varför olika vattenpartiklar kan ha mycket olika ålder. Grundvattnets medelålder torde i moränmark överstiga omsättningstiden, på grund av att

det djupare grundvattnet rör sig betydligt långsammare än det ytliga. Vid en viss tidpunkt består en betydande del av grundvattnet av vattenpartiklar som varit mycket länge i grundvattenzonen. Detta ger hög medelålder hos grundvattnet. Det finns visserligen ytnära skikt med stort flöde, där alla vattenpartiklar är unga. Dessa unga partiklar utgör dock en liten del av det totala grundvattenmagasinet och de inverkar därför inte mycket på medelåldern. Det stora flöde de ombesörjer gör å andra sidan att omsättningstiden blir liten.

### Ytvatten

*Ytvattenmagasinet* består av vattnet i sjöar, pölar

och vattendrag. I avrinningsområden utan sjöar är ytvattenmagasinet litet. I samband med snösmältning eller stora regn kan det bildas pölar i områdenas lägst belägna delar. Detta vatten, vars vattenyta vanligen är en del av grundvattenytan, kan representera ett magasin av upp till 5–10 mm vid riklig vattentillförsel. När grundvattennivån sjunker, sedan vattentillförseln minskat, försvinner större delen av pölarne. Vattnet i vattendragen svarar mot ca 1 mm för ett avrinningsområde (en liter per m<sup>2</sup> av avrinningsområdet), med en variation från kanske 10 mm till nära noll mm. Omsättningstiden beror bl a på vattendragets längd och kan variera från några timmar i en liten bäck till



*Fig 5. Dygnsvattenföring under två år och flerårsmedelvärden av månadsvattenföring i Uppsala-Näs-bäcken, Uppsala. Avrinningsområdet är 6,8 km<sup>2</sup>. I denna del av Sverige är snömagasineringsringen oregelbunden vilket ger många flödestoppar vissa vintrar. Andra vintrar kan ha låg vattenföring och avslutas med en kraftig vårflood. Normalt är vattenföringen mycket liten sommartid även om det regnar, men mycket kraftiga regn kan ge stora flöden även denna tid. Under hösten är avdunstningen liten och regnet ger ofta betydande flöden.*

*Dygnvärdena visar inte den största vattenföringen som förekommit under perioden, eftersom vattenföringen varierar under dygnet. Under vårflooden 1982 var det högsta momentana värdet 720 l/s.*

flera dygn i en stor älv. Innehåller vattendraget sjöar blir det totala magasinet och omsättningstiden betydligt större.

## Hydrologiskt nyår på hösten

För att man ska kunna beräkna avdunstningen med vattenbalansekvationen (sid 12) fordras mätning av nederbörd och avrinning för det aktuella tidsintervallet samt kännedom om lagringen. Av den tidigare översikten över lagringens komponenter framstår det som nästan ogörligt att fullständigt mäta lagringen mellan två tidpunkter. Om tidsintervallet väljs tillräckligt stort (flera år) kan dock lagringen ofta försummas. För att minimera felet brukar vattenbalansberäkningar göras för så kallade hydrologiska år, där årsskiftet förläggs till en tidpunkt när lagren är ungefär lika stora från år till år, vilket ger liten lagring under enskilda år. Det visar sig lämpligt att välja en tidpunkt på året när lagren brukar vara små, tex månadsskiftet september-oktober.

## Avrinningens variation

### Störst nederbörd på sommaren — störst

#### vattentillförsel på våren

På de flesta håll i Sverige är juli och augusti årets nederbördsrikaste tid under det att senvintern och våren är den nederbördsfattigaste. När det gäller avrinningsbildningen är vi dock i första hand in-tresserade av *vattentillförseln*, dvs av snösmältningen eller regnet. Genom vinterns snömagasiner-ning skiljer sig vattentillförseln årsförlopp avse-värt från nederbördens. I större delen av Norrland faller minst 40 % av årsnederbörden som snö, i Svealand omkring 30 % och i Götaland omkring 20 %. I Götaland smälter denna snö lite då och då, men i Svealand och framför allt i Norrland sker smältningen som bekant under några intensiva vårveckor. I större delen av landet har vi därför störst vattentillförsel om våren.

### Det mesta vattnet avdunstar

Vattentillförseln effekt på avrinningen beror till stor del på avdunstningen. Denna följer i stort sett lufttemperaturen under året, med högst värde sommartid. Under senhöst och vinter är avdunstningen mycket liten. I större delen av landet avdunstar mer än hälften av årsnederbörden.

### Regelbunden årstidsvariation hos avrinningen i norr och söder

Avrinningen i våra vattendrag varierar med årstiden, men variationen är olika i olika delar av landet. I nordligaste Sverige dominerar årsavrinningen av vatten från snösmältningen. Vårfloden i fjällbackarna inträffar under juni eller juli, medan vårfloden i våra nordligaste skogsälvar kommer redan i maj månad. De nordliga fjällbackarna har bara en flödesperiod per år och efter vårfloden sjunker vattenföringen ända fram till nästa års vårflod. Utöver vårfloden finner man i skogsälvarna och de sydliga fjällbackarna också en höstflod. Denna är betydligt mindre än vårfloden och inträffar någon gång mellan september och november. Liksom fjällbackarna har skogsälvarna låg vattenföring strax före snösmältningens början.

I södra och mellersta Sverige inträffar lågvattenflödet vanligen i juli trots att detta ofta är den regnrikaste månaden. Det beror på att avdunstningen också är störst i juli. Åarna i Skåne har maximal avrinning under december eller januari och har därmed nära nog motsatt årstidsvariation jämfört med fjällbackarna.

I mellersta Sveriges åar är det vanligt med såväl vårflod som höstflod. Den låga avdunstningen tillsammans med höstnederbörden orsakar en höstflod som kan vara större än vårfloden. I fig 5 kan vi jämföra flerårsmedelvärden av månadsvattenföringar med dygnsvattenföringar åren 1981 och 1982 för en liten bäck utanför Uppsala.

1981 var vårfloden utspridd på ett större antal vattenföringstoppar från januari till och med maj. Ytterligare toppar blev följden av en regnig sommar. Den dramatiskt höga vattenföringen i augusti hänger samman med mycket kraftiga regn. En



regnig höst gav stora flöden från slutet av oktober till början av december. 1981 hade den näst högsta årsavrinningen under observationsperioden.

Flödet 1982 var väl samlat till snösmältningen i mars och april, samt till höstflödet i november och december. Under sommaren hade bäcken nästan sinat. Medelvattenföringen 1982 var praktiskt taget lika stor som medelvattenföringen för 24-årsperioden.

Den stora skillnaden mellan vattenflödenas fördelning under de två åren är typisk för Mellansverige, som har instabila vintrar, stor avdunstning på sommaren och ofta kraftiga regn på hösten.

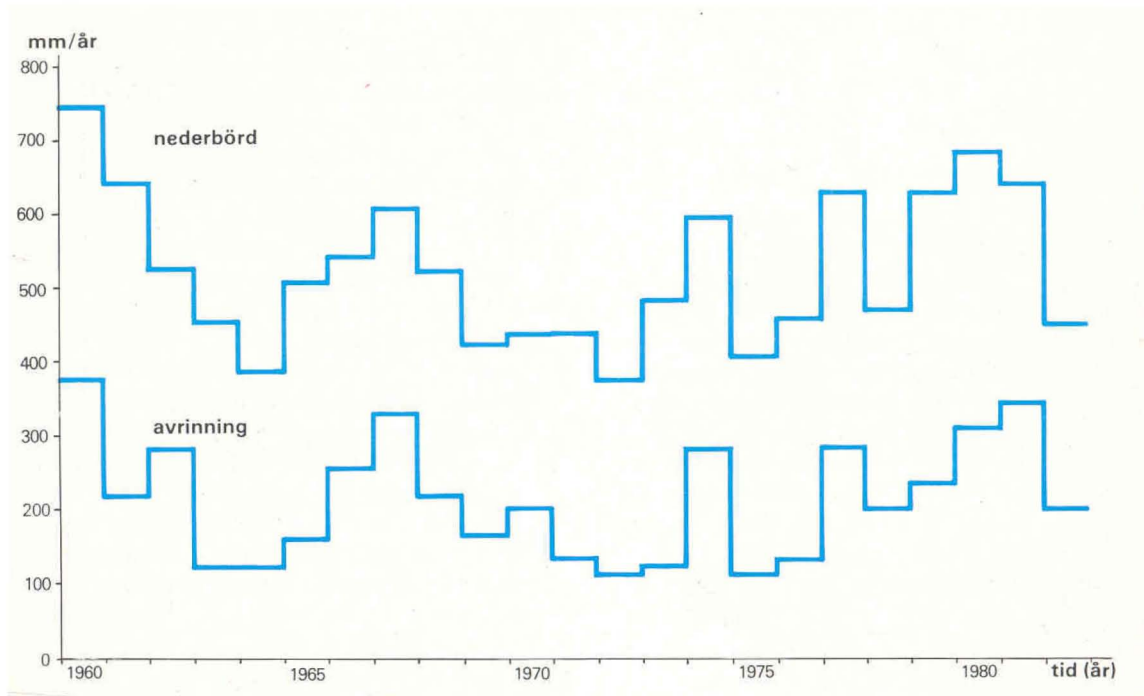
### Stora variationer hos årsavrinningen

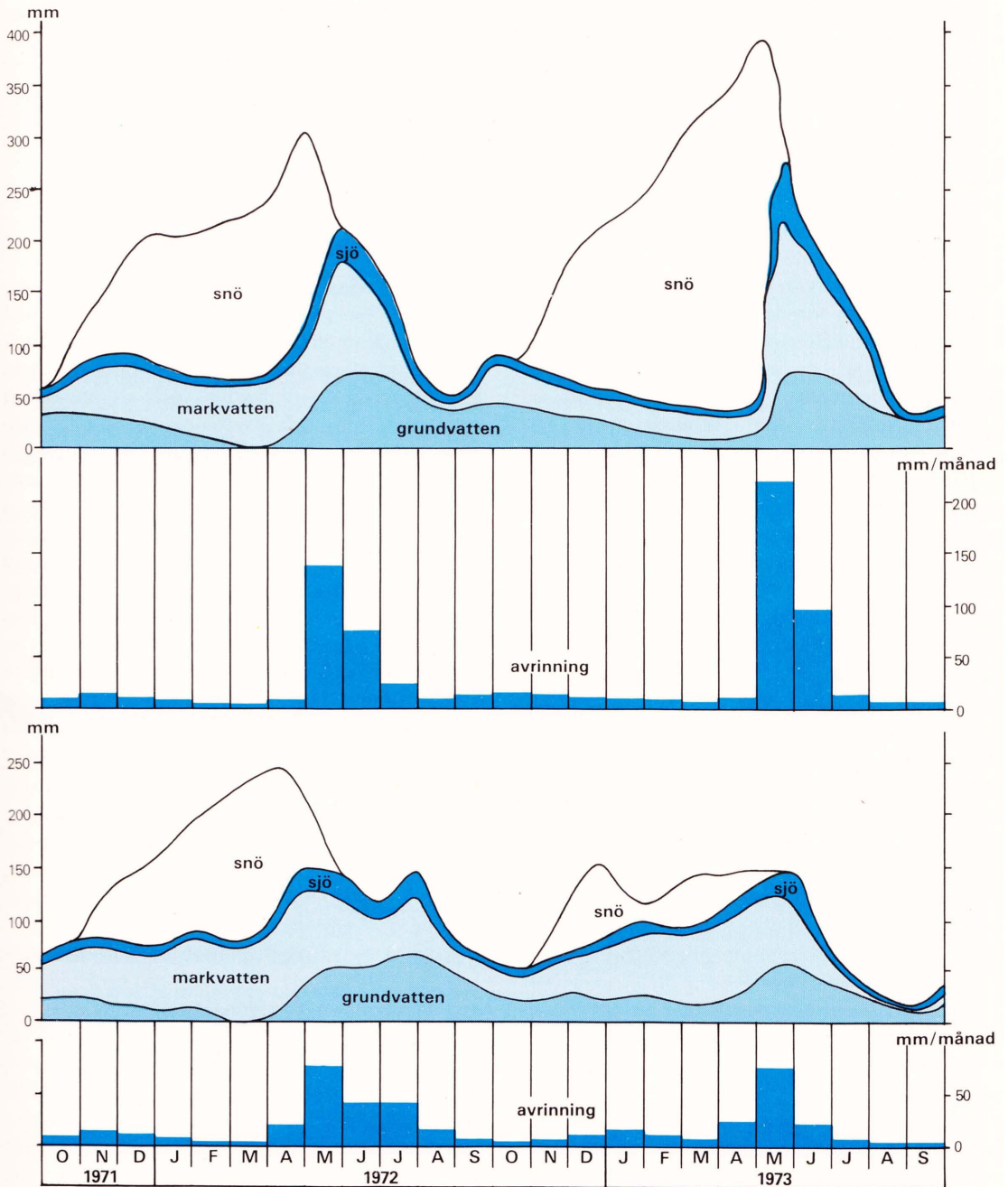
Nederbörden varierar mycket från år till år, se fig 6. I Uppsala observerade man under en 23-årsperiod en årsnederbörd mellan 370 och 740 mm och en årsavrinning mellan 110 och 380 mm. Av figuren framgår att årsavrinningen väl följer årsnederbördens variation. Om lagringen mellan åren försummas erhålles avdunstningen som skillnaden mel-

*Fig 7. Under en tioårsperiod mättes termerna i vattenbalansekvationen i ett antal sk representativa områden, för att få fram grundläggande data om vattnets flöde och lagring i mindre avrinningsområden. Figuren visar magasinstorlekar och månadsavrinning under två hydrologiska år i två avrinningsområden, Lapträskområdet (Råne älv, Norrbotten) och Kassjöområdet (Jämtland-Medelpad). Magasinstorlekarna har redovisats i relation till godtyckliga nollpunkter (de lägsta värdena under observationsperioden). Av kurvorna framgår förändringarna i de olika magasinens storlek, resp av det totala magasinets. Magasinens absoluta storlek framgår däremot bara för snömagasinet, som ju är tomt sommardid. Så är t ex markvattenmagasinet i Lapträskområdet inte tomt i september 1973, utan har då minst innehåll under perioden.*

*Avrinningens årsförlopp, med dominerande vårflod och mindre höstflod, är typisk för norra Sveriges skogsland.*

*Fig 6. Årsnederbörd och årsavrinning i Uppsala — Näs-bäcken. Avrinningen följer nederbördens variationer, vilket ger stora relativa variationer i avrinning och därmed i vattentillgång.*





lan de två kurvorna i diagrammet. (I själva verket är avdunstningen större än vad figuren visar. Det beror på systematiska mätfel vid nederbördsmätningarna. Man har nämligen funnit att normala nederbördsräknare, bla de som används vid SMHI:s observationer, ger för liten nederbörd. Regndropparna, och speciellt snöflingorna, har en tendens att blåsa förbi mätarna. Dessutom avdunstar en del vatten innan mätarna avläses. Utgående från bl a antalet snö- och regntillfällen försöker man ibland korrigera de uppmätta nederbörds mängderna för dessa fel. Det visar sig att årsnederbörden i Sverige då höjs med 15—25 %, mer ju större andel av nederbörden som faller som snö. De värden som visas i fig 6 är, liksom de nederbördsuppgifter som rutinmässigt ges av SMHI, inte korrigerade.)

Eftersom avrinningens variation är ungefär lika stor som nederbördens, och avrinningen själv är mycket mindre än nederbörden, blir den relativa variationen hos årsavrinningen betydligt större än hos årsnederbörden. Avrinningen från ett område är ett mått på vattentillgången. Om man inte ska tära på förråden på lång sikt är det nämligen inte grundvattenmagasinens och sjöarnas storlek, utan deras påfyllnadshastighet, som avgör hur mycket vatten man kan ta ut. Påfyllnadshastigheten är just avrinningen. De stora relativa variationerna hos årsavrinningen visar att vattentillgången

varierar kraftigt år från år. Vi känner av dessa variationer när det är torrår, med bl a sänkt grundvattennivå och ibland problem med vattenförsörjningen. Orsaken är variationerna hos nederbörden. När nederbörden åter ökar återhämtar sig grundvattennivån.

## Stora magasinförändringar under året

De olika magasinerna har en karakteristisk årstidsvariation. Tydligast är denna inom områden med stor snöackumulering och stabila vintrar, se fig 7 överst. Snömagasinet växer då kontinuerligt hela vintern medan grundvatten- och sjömagasinen successivt töms. Markvattenmagasinets förändring under de redovisade vintrarna är oregelbunden, vilket bl a sammanhänger med tillfällig snösmältning under vintrarna och vattentransport i samband med tjältillväxt. På våren, vid snösmältningen, minskar snömagasinet snabbt, varvid grundvatten-, markvatten- och sjömagasinen ökar och når sin största volym. Under sommaren töms magasinerna åter. På hösten, när avdunstningen är liten, fyller regnen åter på magasinerna före nästa vintertömning. I södra Sverige, där smältperioder och regn är vanliga under vintern, kan magasinerna genom ideliga tillskott hållas väl fyllda under vintern.

# 3. Vattnets förekomst och strömning i jord och berg

Som bakgrund till den fortsatta diskussionen om vattnets väg genom avrinningsområdet kommer vi här att beskriva de processer som styr vattnets lagring och strömning i jord och berg. Vi gör det relativt detaljerat, då vi tror att strömningen i naturen bäst förstås utifrån de grundläggande fysikaliska principerna. Vi hoppas att de få matematiska uttryck som dyker upp inte ska avskräcka någon läsare. De uttrycker i komprimerad form vad vi försöker belysa med hjälp av text och figurer.

## Vatten — en fantastisk vätska

Vatten har en rad speciella egenskaper som påverkar dess uppträdande i naturen. Trots sin låga molekylvikt är vatten en vätska vid normala temperaturer, medan andra liknande föreningar då är gaser. Jämfört med andra vätskor har vatten bl a onormalt hög smält- och kokpunkt, hög smält- och ångbildningsvärme samt hög ytspänning. Orsaken till dessa extrema egenskaper är vattnets molekylstruktur.

En vattenmolekyl består av två väteatomer och en syreatom,  $H_2O$ . Väteatomerna är bundna till syreatomen så att de tre atomerna bildar hörn i en likbent triangel med syreatomen i toppen. Triangelns toppvinkel är  $104,5^\circ$ . Molekylens ena sida får därigenom en något negativ laddning (syresidan) och den andra en något positiv laddning (vätesidan). Genom att laddningarna är ojämnt fördelade över molekylens sägs den vara en dipol.

Två vattenmolekyler attraherar varandra så att den enas syreatom vänds mot en av den andras väteatomer. Det är denna attraktion mellan molekylerna, vätebindningen, som ger vatten de speciella egenskaperna som nämdes ovan. Den är också orsaken till att vatten är ett så bra lösningsmedel och att det adsorberas (häftar fast) på fasta ytor.

I vanlig is omges syreatomen i varje vattenmolekyl på ett regelbundet sätt av syreatomerna i fyra grannmolekyler. Strukturen, som är mycket lucker, hålls samman av vätebindningar. När isen smälter kan molekylerna packas tätare än i isen med dess stränga geometriska krav. Därför har vatten vid  $0^\circ C$  högre densitet än is vid samma temperatur och isen flyter på vatten. Man har beräknat att bara ca 15 % av vätebindningarna bryts när is smälter till vatten vid  $0^\circ$ . Höjs temperaturen över  $0^\circ C$  bryts ytterligare vätebindningar och packningen kan bli ännu tätare. Vattnet har sin största densitet och därför också största tyngd vid  $+4^\circ C$ , därefter tar värmerörelsen hos molekylerna överhanden och densiteten minskar. Till och med vid  $100^\circ C$  finns dock stark attraktion mellan vattenmolekylerna. Det krävs mycket energi för att slutligt övervinna bindningen och överföra vattnet till vattenånga.

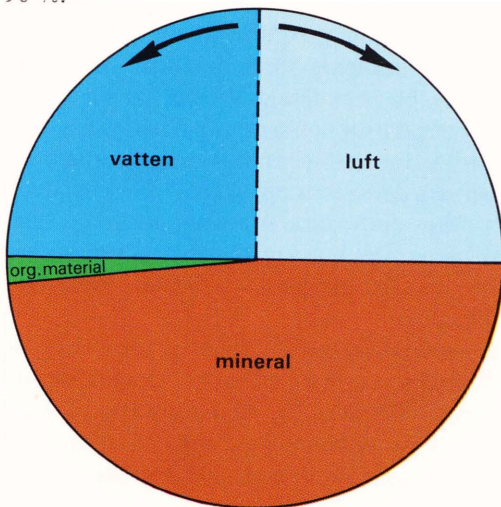
Att den fasta fasen, isen, flyter på vätskefasen är kanske det mest unika med vatten. Uppträdde vatten som de flesta andra vätskor, skulle sjöar på våra breddgrader bottenfrysa och endast tina i ett tunt ytskikt om sommaren. Inget högre liv vore möjligt i vattnet.



## Vattenhalt och porositet

Marken består av fast material, vätska och gas. Det fasta materialet består dels av mineralkorn, dels av organiskt material. Vätskan består av vatten med däri lösta ämnen och gasen av luft med något annan sammansättning än atmosfärens. Det fasta materialet sägs utgöra markskelettet. Uppbyggnaden av detta bestämmer porernas storlek och form, vilka i sin tur bestämmer hur vattnet och luften uppträder i jorden. Eftersom vattnet och luften konkurrerar om den totala porvolymen, dvs utrymmet mellan de fasta partiklarna, minskar den ena när den andra ökar.

Med jordens *porositet* menas porvolymens andel av den totala jordvolymen. För sfäriska mineralkorn av enhetlig storlek varierar porositeten mellan 48 och 28 % beroende på hur kornen är packade men oberoende av kornens storlek. En hink med äpplen och en hink med ärtor, som skakats så att packningen blir den tätast möjliga, innehåller alltså bägge luft till ungefär 30 % av sin volym. Om man blandar stora och små korn blir porositeten mindre, eftersom hålrummen mellan de stora delvis fylls av de små kornen. I en jord är kornen inte sfäriska vilket ger en större porositet än om de så vore. Typiska värden på porositeten hos en mineraljord är 30–60 % och för torv över 90 %.



Porernas storlek beror dels på mineralkornens storlek och form, dels på hur de tillsammans bygger upp markskelettet. Med en jords *textur* brukar man mena kornens storlek. I t ex en sandjord kan porstorleksfördelningen och porositeten i huvudsak relateras till texturen. I en finkornig jord har mineralkornen däremot en benägenhet att kittas samman till större enheter, aggregat. Mellan dessa aggregat uppkommer porer som är mycket större än de som bildas mellan enskilda mineralkorn, vilket gör att jorden kan kännas grymig trots att den är mycket finkornig. Denna aggregatbildning ger jorden en så kallad *struktur*. Strukturen uppkommer särskilt i markens översta skikt genom biologisk aktivitet och tjälens inverkan. (En viktig del av jordbearbetningen på jordbruksmark syftar till att ge jorden en struktur som gynnar grödans utveckling.) Maskhål, kanaler efter förmultnade rötter och torrsprickor är exempel på porer som orsakas av markens struktur.

Den relativa andelen vatten av den totala jordvolymen (fast material och porer) benämns *vattenhalten* och uttrycks ofta i volymprocent. I andra sammanhang kan ordet vattenhalt beteckna viktandelen vatten av det fasta materialets vikt. Den uttrycks då i viktprocent. För sambandet mellan volymprocent och viktprocent gäller:

$$\theta = w \cdot \frac{\rho_b}{\rho_w}$$

$\theta$  = vattenhalten i volymprocent

$w$  = vattenhalten i viktprocent

$\rho_b$  = den torra skrymdensiteten, dvs kvoten mellan ett torrt jordprovs massa och volym

$\rho_w$  = vattnets densitet

Om alla porer är vattenfyllda är jorden *mättad*. Vattenhalten vid mättnad är lika med porositeten.

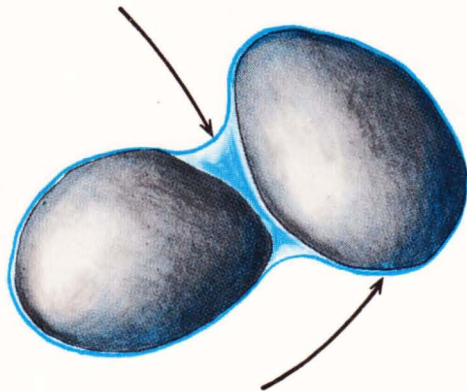
*Fig 8. Ungefär hälften av en sorterad jord består av fast material. Vatten och luft konkurrerar om hålrummens volym.*

*Porositet = hålrummens andel av total volym*

*Vattenhalt = vattnets andel av total volym*



## kapillärt bundet vatten



## adsorptivt bundet vatten

Vattenmängden,  $S$ , i ett markskikt av given tjocklek uttrycks ofta i mm vatten, dvs i liter/m<sup>2</sup>. Om  $\theta$  är medelvattenhalten mellan nivåerna  $z_1$  och  $z_2$  gäller  $S = \theta \cdot (z_2 - z_1)$ . ( $\theta$  ska här uttryckas som andel, ej i %.)

*Grundvattenytan* är den nivå vattenytan ställer sig i om man gräver en grop i marken eller driver ned ett perforerat rör. Det är den nivå där vattnets tryck är lika med atmosfärens. Under grundvattenytan, i den *mättade zonen* eller *grundvattenzonen*, är vattnets tryck större än atmosfärens. Alla porer är helt fyllda med vatten. Ovanför grundvattenytan, i den *omättade zonen* eller *markvattenzonen*, är trycket mindre än atmosfärens. Där finns såväl vatten som luft i markens porer. (I diskussionen om avrinningsbildning talas om mättade områden (jfr sid 8). Det är de delar av avrinningsområdet där jorden är mättad ända upp till markytan, dvs områden med grundvattenytan i eller över markytan.)

Rotzonen spelar en nyckelroll för vattentillförseln till grundvattnet. Där avgörs hur mycket av den infiltrerade nederbörden som återförs till atmosfären genom växternas vattenupptagning och hur mycket som strömmar ned till grundvattnet. Där sker också de snabbaste kemiska förändringarna hos vattnet. Den omättade zonen mellan rotzonen och grundvattenytan kallas den *intermediära zonen*.

*Fig 9. Genom adsorption binds vatten till mineralkornen i ett mycket tunt skikt. I porerna mellan mineralkornen kan vattnet bindas genom ett samspel mellan vattnets, luftens och mineralkornens molekyler, så kallad kapillär bindning. Den kapillära bindningen förekommer bara om det finns en kontaktyta mellan vatten och luft och således inte om jorden är mättad.*

## Vattnets bindning i jorden

En jord har en benägenhet att hålla kvar sitt vatten även om den utsätts för fri dränering. Från ett litet kärl med kran i botten som är fyllt med grus och vatten dräneras praktiskt taget allt vatten om kranen öppnas. Är kärlet däremot fyllt med fin sand eller en blandning av fin sand och grus dräneras endast några droppar. Grusets vattenhållande egenskaper skiljer sig alltså avsevärt från sandens och sand-grus-blandningens.

Vattnet binds i jorden genom adsorption och ytspänning. *Adsorption* eller vidhäftning av vattenmolekyler till jordpartiklarna beror på elektrostatiska krafter mellan de dipolära vattenmolekylerna och jordpartiklarnas laddade ytor.

En vattenmolekyl inuti en vattenmassa attraheras i alla riktningar till angränsande vattenmolekyler. För en molekyl i vattenytan är attraktionskrafterna till luftens molekyler mindre än till vattenmolekylerna runt och under molekylen. Vattenytan tenderar därför att hålla ihop. Det är denna *ytspänning* som ger en vattendroppe dess rundande form. Ytspänningen påverkas av lösta ämnen. Om attraktionen mellan det lösta ämnets molekyler och vattnets molekyler är starkare än mellan olika vattenmolekyler blir lösningens ytspänning större än för rent vatten. Detta är fallet med en saltlösning.

Vattnets *kapillära* stigning i ett smalt glasrör beror på adsorption och ytspänning. I röret ger dessa upphov till en så kallad kapillärkraft. Vi ska nu se hur vatten, genom kapillära krafter, binds i jordens porer.

En vattenyta kröker sig uppåt intill till exempel en glasvägg. Adsorptionskrafterna mellan glasväggen och vattnet är större än attraktionskrafterna i vattnet och större än attraktionskrafterna mellan luften och glasväggen. Därför väter vattnet väggen och kontaktvinkeln mellan väggen och vattnet blir spetsig. På detta sätt bildas en buktad vattenyta i ett smalt glasrör som sänks ner i vattnet. Vattenytans krökning blir större ju smalare röret är. Krökningen visar att vattnet under ytan har ett lägre tryck än luften ovanför. Hos vattenytan utanför röret råder luftens tryck. Vattnet kommer därför att tryckas upp i röret av det större trycket hos det fria vattnet utanför röret, ända tills den ursprungliga tryckskillnaden balanseras av tyngden hos den upptryckta vattenpelaren. För den kapillära stighöjden i ett cirkulärt rör gäller

$$h = \frac{2\gamma \cos \alpha}{\rho g} \cdot \frac{1}{r}$$

$h$  = kapillär stighöjd

$\gamma$  = vätskans ytspänning

$\alpha$  = kontaktvinkeln mellan menisk och vägg

( $0^\circ$  vid fullständig vätning dvs om rörväggen är tangent till menisken)

$\rho$  = vätskans densitet

$g$  = tyngdaccelerationen

$r$  = rörets radie

För vatten och mineraljord (liksom för vatten och glas) är kontaktvinkeln nära  $0^\circ$ . Detta ger, om  $h$  och  $r$  uttrycks i cm,

$$h = \frac{0,15}{r}$$

Uttrycket ger sambandet mellan porradie och det kapillära bindningstryck poren ger upphov till. *Bindningstrycket* (ett negativt tryck hos vattnet) innebär att det krävs motsvarande kraft för att tömma poren på dess vatten, vattnet är bundet i poren. Bindningstrycket orsakas, som antytts

ovan, av samspelet mellan vattnets, väggens och luftens molekyler. En förutsättning för att bindningstrycket ska uppkomma är därför bl a att det finns en kontaktyta mellan vatten och luft. Finns inte denna kontaktyta, som fallet är i grundvattenzonen, finns heller inga kapillärkrafter och vattnet är inte kapillärt bundet i porerna. (De adsorbtiva krafterna, som binder vattnet vid mineralkornen, finns dock.)

## Vattnets bindning beskrivs med pF-kurvan

Låt oss återgå till grus och sandkärnen. I både sanden och gruset utgör det adsorptivt bundna vattnet en mycket liten volym. Ju finkornigare en jord är, desto större är betydelsen av det adsorptivt bundna vattnet eftersom partikelytan per volymsenhet jord ökar. Det adsorptivt bundna skiktet kring varje partikel anses vara ca 7 molekyllager och varje vattenmolekyl är ca  $3 \cdot 10^{-7}$  mm i diameter. Om vi antar att partiklarna är sfäriska ger dessa värden en adsorptivt bunden vattenhalt i sanden (0,6 mm korndiameter) av 0,001 %. För gruset blir andelen mindre. Den lilla vattenvoly-men som trots allt hålls kvar i gruset efter dräneringen är till största delen kapillärt bunden kring kontaktytorna mellan mineralkornen (jfr fig 9). I sanden och sand-grusblandningen är, efter dräneringen, praktiskt taget hela porvoly-men fylld av kapillärt bundet vatten.

Antagandet om sfäriska partiklar kan vara rimligt i mycket grovkorniga jordar. Motsvarande beräkningar för ler (0,0002 mm diameter) ger däremot för liten volymandel (3,3 %). I själva verket är lerpartiklarna långt ifrån sfäriska utan platta, vilket ger en betydligt större yta per volymsenhet. Den adsorptivt bundna volymsandelen är kanske 20 %. Genom lerpartiklarnas stora yta har lerhalten i en jord en avgörande betydelse för mängden adsorptivt bundet vatten.

För att tömma en por på vatten måste man tillföra ett undertryck som är större än det bindnings-

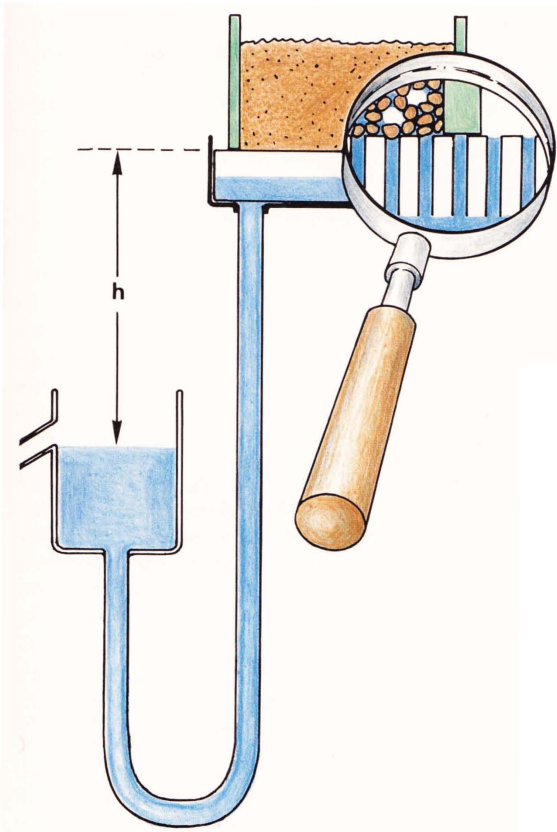
tryck poren ger upphov till (ekv sid 24). I laboratorium kan ett jordprov tillföras undertryck med apparaten i fig 10. Ju mer den fria vattenytan sänks, desto mer vatten dräneras från provet och dess vattenhalt minskar. Genom att mäta hur mycket vatten som dräneras allteftersom undertrycket ökas kan man bestämma sambandet mellan bindningstryck och vattenhalt hos jordprovet. Ett sådant samband kallas *bindningskaraktistika* eller *pF-kurva* och utgör en mycket värdefull karakteristik av ett jordprov.

I en torr jord är vattnet mycket hårt bundet. Vattnets tryck är ett stort negativt tal, motsvarande kanske flera 100 m vattenpelare. Begreppet pF

har införts för att uttrycka vattnets tryck på ett hanterligt sätt vid både stora och små negativa tryck. Med pF menas  $^{10}\log(-\psi)$  där  $\psi$  = vattnets tryck uttryckt i cm vattenpelare. pF 1 och 4 innebär således vattentrycken  $-10$  respektive  $-10\,000$  cm.

Benämningarna på mark- och grundvattnets tryck kan vara förvirrande. Vi har satt atmosfärens tryck = 0. Grundvattnets tryck är då positivt och markvattnets negativt. För att lättare tala om negativa tryck använder vi ibland ordet undertryck. Ett stort undertryck betyder att trycket beskrivs av ett stort negativt tal.

Det största undertryck som kan åstadkommas med apparaten i fig 10 är atmosfärens tryck, vilket



*Fig 10. Apparat för bestämning av sambandet mellan bindningstryck och vattenhalt hos ett jordprov. Provet ställs på en keramikplatta som står i förbindelse med en vattenbehållare. När vattentrycket i behållaren sänks, genom att man sänker den fria vattenytan, sugs vatten ur jordprovet genom keramikplattans pore. När dräneringen av provet upphört är dess bindningstryck =  $-h$ . Motsvarande vattenhalt kan bestämmas genom vägning.*

*Keramikplattan kan inte släppa in luft, dvs dess porer kan inte tömmas vid de undertryck man arbetar med. De porer som inte står i kontakt med provets vatten blockeras av de kapillärkrafter som uppkommer i gränssytan mellan vatten och luft.*

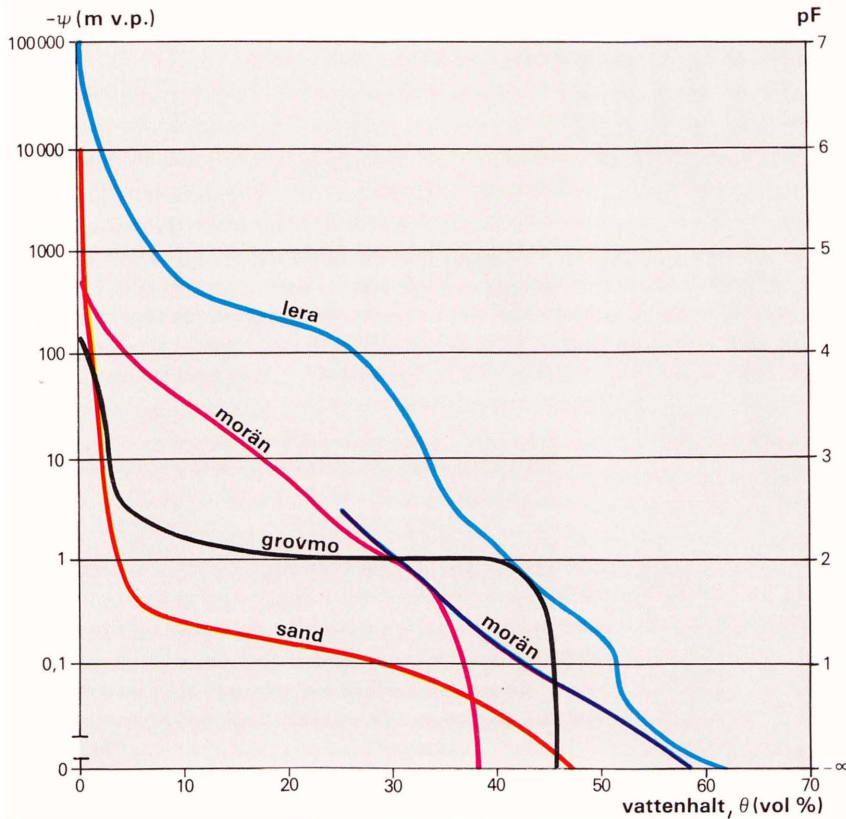


är 10 m vattenpelare ( $pF=3$ ). För att i laboratoriet tömma prov på ytterligare vatten tillför man i stället ett övertryck i luften på provets ovansida, eller också utnyttjar man en jämvikt som uppkommer mellan vattnets undertryck och ångtrycket hos den omgivande gasen.

Ur bindningskaraktistikan kan man utläsa porstorleksfördelningen i en jord. Ökat inslag av ler medför att andelen små porer ökar och att vattent är hårdare bundet för varje given vattenhalt. Sorterade jordar har förhållandevis enhetlig porstorlek så att mycket vatten är bundet inom ett litet tryckintervall. Detta innebär att en stor del av porerna töms vid ett visst tillfört undertryck och en plåtå uppkommer på  $pF$ -kurvan (jfr grovmon i fig 11). I dessa fall beror plåtån på texturen. Mindre plåtåer på  $pF$ -kurvor kan också uppkomma p g jordens struktur.

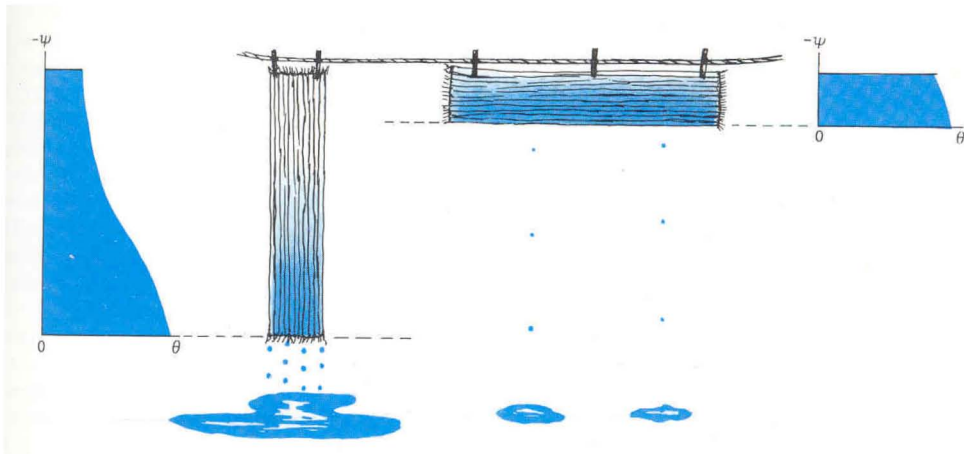
Vid upprättandet av en  $pF$ -kurva undersöks tunna jordprov. Därigenom kan man bortse från de tryckskillnader som råder mellan olika nivåer i provet. Hos ett jordprov med stor vertikal utsträckning kan man inte göra detta. Vatten i provets övre del utsätts för ett större undertryck än vattent i provets nedre del. När den fria vattenytan befinner sig vid provets nederkant ( $h=0$  i fig 10) är undertrycket vid överkanten lika med provets höjd och stora porer där kan tömmas.

När ett ursprungligen mättat jordprov fått dränera fritt så länge att flödet avstannat råder atmosfärens tryck i vattent vid provets underkant. Denna nivå motsvarar alltså den fria vattenytan. På varje nivå i provet är undertrycket då lika med avståndet till underkanten (förutsatt att det inte sker någon avdunstning från provets yta). Orsaken till att så lite vatten dränerades från kärlet med



*Fig II. En jords vattenhållande egenskaper visas genom bindningskaraktistikan eller  $pF$ -kurvan. I den grovkorniga sanden 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 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.*



sand eller sand och grus var således att bindningstrycket i porerna var större än provets höjd, så att inte ens de översta porerna tömdes.

I exemplet ovan kan "den fria vattenytan" ersättas med "grundvattenytan" och "jordprovet" med "marken ovanför grundvattenytan". När det inte sker något vertikalt flöde, dvs vid dräneringsjämvikt, är markvattnets undertryck på varje nivå lika med avståndet till grundvattenytan. Grundvattenytans läge har därigenom stor betydelse för vattenhalten i markvattenzonen. Detta gäller vid någorlunda ytligt grundvatten. Om grundvattenytan ligger djupt uppkommer aldrig jämvikt mellan markvattnet och grundvattenytan. Dräneringen av marken avstannar nämligen genom att markens förmåga att transportera vatten praktiskt taget upphör när undertrycket når ett visst värde. I en sandjord sker detta redan när undertrycket är omkring 0,5 meter, i en morän kanske vid 1—2 meters undertryck och i en mjäla eller lera vid omkring 3 meters undertryck. Dessa siffror anger alltså det största djup vid vilket grundvattenytans läge inverkar på markvattenhalten nära markytan. (I apparaten i fig 10 är förhållandet annorlunda, eftersom provet dräneras genom en slang som är vattenfylld och därför leder vatten hela tiden.)

Fig 12. När det slutar droppa är den vänstra mattan torrare än den högra. Då är nämligen undertrycket på varje nivå i mattorna lika med avståndet till mattornas nederkanter, där vattentrycket är lika med atmosfärens. I överdelen av den vänstra mattan är undertrycket stort och vattenhalten låg. I den högra är de flesta porer fulla vid det måttliga undertryck som råder även i överdelen.

På liknande sätt inverkar grundvattennivån på markvattenhalten. När det inte sker något vertikalt flöde är undertrycket på en viss nivå lika med avståndet till grundvattenytan. (Detta gäller vid någorlunda små avstånd; i morän kanske upp till någon meter och i sand till några decimeter.) Ytligt grundvatten ger därför hög markvattenhalt vilket bl.a. medför att grundvattenytan stiger snabbt och mycket redan vid små vattentillskott.

## Växttillgängligt vatten

Två begrepp som används mycket för att beskriva vattenförhållanden i rotzonen är fältkapacitet och vissningsgräns.

Med *fältkapacitet* menas den vattenhalt en tidigare mättad mark har efter fri dränering, uppkommen t.ex. genom sänkning av grundvattenytan. Det är den största vattenhalt marken förmår hålla kvar mot gravitationen. Under och strax efter ett stort regn kan vattenhalten överskrida fältkapaciteten. Efter en tids dränering upphör flödet i det



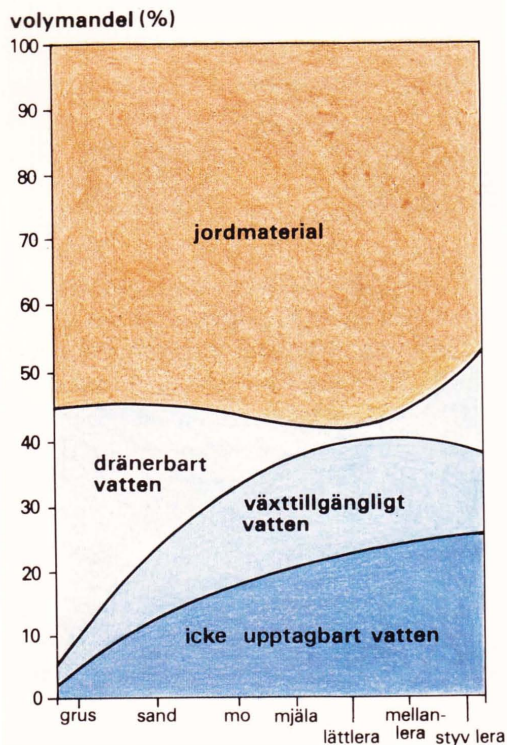


Fig 13. Under torrperioder är växterna hänvisade till rotzonens växttillgängliga vattenmagasin, dvs skillnaden mellan vatteninnehåll vid fältkapacitet och vissningsgräns.

Diagrammet visar vattenhållande egenskaper hos sorterade jordar av olika kornstorlek. Att den dränerbara vattenvolymen ökar hos de finkornigaste jordarna beror på att dessa jordar innehåller större, strukturorsakade porer.

närmaste och vattenhalten blir nästan konstant, lika med fältkapaciteten. (Fortsatt minskning av markens vattenhalt beror därefter främst på växternas vattenupptagning och avdunstning från markytan.)

Av diskussionen kring vattnets bindning i marken framgår att fältkapaciteten beror på djupet till grundvattenytan (t ex i fig 12). Ju djupare grundvattenyta, desto mer vatten dräneras från rotzonen (inom vissa gränser). I allmänhet tänker man sig att djupet till grundvattenytan är någon meter. En mer precis definition av fältkapacitet är "markens vattenhalt vid pF 2.0", dvs vid ett undertryck av 100 cm. Denna definition kan användas för enskilda jordprov. I en rotzon med ytligt grundvatten är vattnets undertryck vid jämvikt olika på olika nivåer, lika med avståndet från nivån till grundvattenytan, och definitionen är inte tillämpbar.

Ett sätt att i fält bestämma markens fältkapaci-

tet är att bevattna markytan rikligt och därefter mäta vattenhalten under en tid. Fältkapaciteten är markens vatteninnehåll när den sjunkit till ett någorlunda konstant värde, kanske efter något dygn. (Se vidare sid 32.)

Vissningsgränsen är den vattenhalt vid vilken växternas vattenupptagning upphör när jorden torkar. Rötterna utvecklar ett undertryck för att suga upp vatten till växten. Vid vissningsgränsen är det kvarvarande vattnet i marken så hårt bundet att växternas undertryck inte räcker till för att suga upp det. Vissningsgränsen brukar anges till pF 4,2, vilket motsvarar ett undertryck av 150 m. I stort sett bestäms vissningsgränsen av den adsorptivt bundna vattenmängden i marken. Ju finkornigare en jord är, desto större är vattenhalten vid vissningsgränsen.

Skillnaden mellan fältkapacitet och vissningsgräns motsvarar den vattenvolym växterna har

möjlighet att utnyttja under torrperioder. Den brukar kallas *växttillgängligt* vatten och kan utläsas ur pF-kurvan. Den växttillgängliga vattenvolymen varierar mycket mellan olika jordar. För sandjorden i fig 11 utgör den 3 volymsprocent (15 mm i en 0,5 m rotzon). Här har mycket vatten dränerats innan fältkapacitet uppnåtts. I figurens grovmo är det växttillgängliga vattnet 40 % (200 mm i 0,5 m), under det att det åter utgör en relativt liten volym, 23 %, i den lera som visas i figuren. Här är det mesta vattnet bundet även vid det stora undertryck vissningsgränsen motsvarar. Det bör noteras att detta är en extremt styv lera, opåverkad av markprocesser. Det växttillgängliga vattenförrådet i de flesta svenska lerjordar är avsevärt större, vilket gör dem särskilt gynnsamma ur odlings-synpunkt.

Vid trädgårdsanläggning (och i blomkrukor) kan man manipulera jordens kornstorleksfördelning och därigenom få fram en jord som klarar torrperioder genom stort växttillgängligt vattenmagasin.

## Drivkrafter bakom mark- och grundvattnets strömning

I diskussionen om vattnets bindning har vi främst betraktat jämviktsförhållanden, dvs situationer då ett eventuellt flöde upphört. Vi har därigenom försummat en ytterligare kraft som kan sägas medverka till att hålla kvar vattnet i marken, nämligen friktionskraften. Den friktionkraft som utvecklas vid strömning i en markpor är proportionell mot vattenhastigheten. (Detta gäller så länge strömningen är laminär, dvs sker i skikt utan omblandning i poren. Vid turbulent strömning ökar friktionskraften däremot med hastigheten i kvadrat. Det är fallet t ex för luftmotståndet mot en bil eller bottenfriktionen i en bäck.) Proportionaliteten mellan friktionskraft och hastighet utgör den fysikaliska grunden för Darcys lag, som uttrycker sambandet mellan drivande kraft och flöde i marken. Detta samband, som vi ska behandla ganska

detaljerat, är grunden för nästan alla beräkningar av vattenflödet i markvattenzonen och grundvattenzonen.

Grundvattenströmning kan, som vi ska se, betraktas som ett specialfall av markvattenströmning (trycket är större än atmosfärens och vattenhalten lika med porositeten). I allmänna diskussioner om flödet låter vi därför ordet "markvatten" innefatta såväl markvatten som grundvatten.

Markvattnets och grundvattnets strömning drivs av gravitations- och tryckkrafter. De drivande krafterna balanseras av friktionskrafter som uppkommer vid strömningen. Eftersom friktionskrafterna är proportionella mot hastigheten blir vattnets hastighet i en por, och därigenom flödet, proportionell mot den drivande kraften.

Ett bra hjälpmedel för att förstå och beskriva markvattnets och grundvattnets strömning är begreppet potential. Med potential menas inom fysiken det arbete (=kraften · vägen) som krävs för att förflytta en kropp till ett visst läge eller tillstånd.

En fjäderpotential är t ex det arbete som krävs för att sträcka en mekanisk fjäder till ett visst läge. Gravitations- eller lägespotentialen är det arbete som krävs för att lyfta en kropp från en viss referenshöjd till ett nytt läge. På en kropp som är fäst vid den utspända fjädern, liksom på den upplyfta kroppen, verkar, definitionsmässigt, en kraft som strävar att förflytta kroppen mot lägre potential. Den minskning av potentiell energi som sker hos kroppen när kraften får verka är lika med summan av ökningen av kroppens rörelseenergi och den utvecklade friktionsenergin (värme).

*Markvattnets potential* definieras på motsvarande sätt. Den *totala potentialen* hos markvatten (totalpotentialen) utgör summan av lägespotential och tryckpotential. Till dessa kommer också den osmotiska potentialen, men den behöver man normalt inte ta hänsyn till.

En kropps potential uttrycks vanligen som energi/massenhetsenhet, dvs i J/kg. Vid vattenströmning används ofta energi/volymsenhet ( $J/m^3$ ) eller energi/viktsenhet (meter vattenpelare). Den senare sorten, som är mycket praktisk att använda, får

man genom att dividera antal  $J/m^3$  med  $\rho \cdot g$  där  $\rho$  = vattnets densitet ( $kg/m^3$ ) och  $g$  = tyngdaccelerationen ( $9,81 m/s^2$ ).

*Lägespotentialen* för markvattnet är det arbete som skulle krävas för att förflytta en massenhet av vattnet från en referenshöjd till aktuell höjd. Uttryckt i meter vattenpelare är vattnets lägespotential höjden över referensnivån.

*Tryckpotentialen* definieras som "det arbete som skulle krävas för att omvandla en massenhet vatten från atmosfärens tryck till vatten med aktuellt tryck". Detta är helt enkelt vattnets tryck jämfört med atmosfärens. Tryckpotentialen är således negativ i markvattenzonen, noll i grundvattenytan och positiv i grundvattenzonen. Tryckpotentialen i den omättade zonen kallas ofta *bindningspotential*. Tryckpotentialen i en punkt är den höjd över (eller under) punkten en fri vattenyta i jämvikt med vattnet i punkten ställer sig på. I den omättade zonen kan vattnets tryck mätas med en *tensiometer*. Om vattenkärlet i fig 10 tas bort, så att bara slangen kvarstår, anpassas vattennivån i slangen till trycket hos provet. Detta är principen för en tensiometer. Vattenytan är här lägre än mätpunkten i jorden och höjden därför negativ (tryckpotentialen  $< 0$ ). I den mättade zonen mäts trycket med ett rör som är öppet uppåt och har intag endast på den studerade nivån.

Markvattnets totala potential i en punkt beskrivs således av summan av punktens höjd över en viss referensnivå (lägespotential) och den höjd vattenytan hos ett mätinstrument har över punkten (tryckpotential), dvs av den höjd vattenytan hos instrumentet har över referensnivån.

Den *osmotiska potentialen* uppkommer då något ämne löses i en vätska. En lösning som har olika koncentration av det lösta ämnet i olika delar av lösningen kommer så småningom att få samma koncentration i hela lösningen. Vandrigen av det lösta ämnets molekyler från partier med hög koncentration till partier med låg koncentration kallas molekylär diffusion. Delar man upp vätskan med en hinna som inte släpper igenom de lösta molekylerna utan bara lösningsmedlet, kommer detta att vandra genom hinnan från den del som har hög

koncentration av lösningsmedel till den del som har låg, dvs från låg till hög koncentration av det lösta ämnet. Det mottryck man måste tillföra för att hindra vandrigen är lösningens osmotiska potential. Den osmotiska potentialen har betydelse för rötternas vattenupptagning. Om markvattnet har hög salthalt är den osmotiska potentialen låg (ett stort negativt tal) och växterna kan få svårt att utveckla tillräckligt stora undertryck för att ta upp vatten ur marken, även om vattentillgången är god. För strömning inom marken spelar dock den osmotiska potentialen liten roll, eftersom effekten förutsätter en halvgenomtränglig hinna.

## Beräkning av mättat och omättat vattenflöde

*Darcys lag* uppställdes år 1856 av fransmannen Henri Darcy. Den avsåg ursprungligen grundvattenströmning, men har senare visat sig giltig även för omättad strömning. Den utsäger att flödet mellan två näraliggande punkter i marken är proportionellt mot den totala potentialskillnaden mellan punkterna.

$$Q = -K \cdot A \cdot \frac{d\phi}{dx}$$

$Q$  = vattenföring ( $m^3/s$ )

$A$  = tvärsnittsarea hos det betraktade markskiktet ( $m^2$ )

$K$  = jordens *hydrauliska konduktivitet* ( $m/s$ )

$\phi$  = vattnets totala potential ( $m$ )

$x$  = sträcka ( $m$ )

$\frac{d\phi}{dx}$  = ändring i totalpotential per längdenhet, *potentialgradient* ( $m/m$ )

I ekvationen är  $Q$  vattenföringen, dvs framrunnen volym per tidsenhet, genom ett tvärsnitt av jorden med arean  $A$ . Ordet *flöde*, som förekommer ofta i fortsättningen, används vid allmänna diskussioner i betydelsen vattentransport, t ex "flödet genom ett avrinningsområde". Det används också i en mer precis betydelse för att ange vattenföringen

per tvärsnittsarea av jorden,  $Q/A$ . Det har då sorten  $m^3/(s \cdot m^2) = m/s$  eller, vid vertikalt flöde,  $t$  ex liter/(dygn  $\cdot m^2$ ) = mm/dygn.

Minustecknet i ekvationen beror på att flödet sker i riktning mot avtagande potential. Det vill säga  $Q$  är positiv (riktad i  $x$ -axelns positiva riktning) när potentialgradienten är negativ.

För omättad strömning uttrycker ekvationen att flödet dels tenderar att ske nedåt (lägre lägespotential), dels i riktning mot torrare områden (lägre tryckpotential). Vid infiltration i en torr jord samverkar dessa krafter, vid avdunstning från markytan motverkar de varandra.

## Jordens vattenledningsförmåga

Den hydrauliska konduktiviteten, eller ledningsförmågan, är ett mått på jordens förmåga att leda vatten. Den beror dels på jordens porstorleksfördelning och porsystemets uppbyggnad, dels på jordens vattenhalt. För en viss jord är konduktiviteten störst då hela porvolymen är vattenfylld, dvs vid mättade förhållanden. Den hydrauliska konduktiviteten vid mättnad kallas ofta *permeabilitet*. Ordet permeabilitet (egentligen inre permea-

bilitet) används även för en jords förmåga att leda en vätska eller gas i allmänhet,  $t$  ex olja eller luft. Denna storhet beror på jordens, men inte vätskans eller gasens, egenskaper. Den har sorten  $m^2$ .

Jordens hydrauliska konduktivitet är en nyckel-fråga när det gäller att beräkna flöde i jorden. Den kan bestämmas ur Darcys lag genom mätningar av flödet och potentialgradienten. Bestämningar kan göras såväl på jordprov i laboratorium som för hela markskikt i fält. Oftast bestämmer man den mättade konduktiviteten, dvs den hydrauliska konduktiviteten vid mättnad. I fält kan det göras genom så kallade provpumpningar där man relaterar utpumpad vattenvolym ur en brunn till grundvattenytans avsänkning i och runt brunnen.

Låt oss se hur konduktiviteten beror av porstorlek och vattenhalt. För vattenhastigheten i ett smalt rör gäller

$$v = \text{konstant} \cdot r^2 \cdot \frac{d\phi}{dx}$$

$v$  = medelhastighet

$r$  = rörets radie

Vattenhastigheten för en viss drivande kraft ökar således snabbt med rörets radie. Det beror på att

### Gradient

Gradient är en matematisk term som anger hur en storhet förändras i rummet. Temperaturgradienten i  $x$ -riktningen anger,  $t$  ex, hur många grader temperaturen ( $T$ ) ändras då man förflyttar sig en meter i  $x$ -axelns riktning. Om temperaturen ökar vid förflyttningen är förändringen ( $dT$ ) positiv och temperaturgradienten ( $dT/dx$ ) positiv. Om temperaturen avtar är gradienten negativ.

Potentialgradienten hos markvattnet beskriver, på motsvarande sätt, hur markvattnets potential förändras i en viss riktning i jorden. På vattnet verkar en kraft som strävar att förflytta

det från hög till låg potential. Om potentialgradienten i  $x$ -riktningen är negativ, dvs om potentialen avtar med ökande  $x$ , sker flödet i  $x$ -axelns riktning. Man brukar definiera detta som ett positivt flöde i förhållande till  $x$ -axeln. För att en negativ potentialgradient ska ge upphov till ett positivt flöde måste man sätta ett minustecken framför högra ledet i Darcys lag. När ekvationen tillämpas på mättad strömning är dock flödets riktning ofta lätt att hålla reda på och minustecknet kan utlämnas. Vid omättad strömning kan just riktningen vara själva problemet, varför minustecknet är till god hjälp.



friktionens förmåga att bromsa flödet blir mindre allteftersom radien ökar. Vattenföringen ( $Q$ ) genom röret ges av hastigheten ( $v$ ) gånger tvärsnittsarean ( $A$ )

$$Q = v \cdot A$$

Eftersom både  $v$  och  $A$  ökar med  $r^2$  kommer vattenföringen att öka med  $r^4$ . Ett rör med 1 mm radie leder lika mycket vatten som 10 000 rör med 0,1 mm radie.

Antag att jorden består av parallella smala rör med mycket tunna väggar orienterade i flödets riktning. Om rördiametrarna ökar 10 gånger ökar den sammanlagda vattenföringen genom en tvärsnittsarea av jorden 100 gånger. (Vattenföringen genom varje rör är 10 000 gånger större, men ett visst tvärsnitt av jorden innehåller 100 gånger färre rör.)

**Tabell 1.** Överslagsvärden på mättad hydraulisk konduktivitet för olika jordarter. (Efter Fagerström och Wiesel, 1972.)

Jordart	Hydraulisk konduktivitet vid mätnad (m/s)
Fingrus	$10^{-1}$ — $10^{-3}$
Grovsand	$10^{-2}$ — $10^{-4}$
Mellansand	$10^{-3}$ — $10^{-5}$
Grovmo	$10^{-4}$ — $10^{-6}$
Finmo	Grusig morän $10^{-5}$ — $10^{-7}$
	Sandig morän $10^{-6}$ — $10^{-8}$
Mjåla	Moig morän $10^{-7}$ — $10^{-9}$
	Lerig morän $10^{-8}$ — $10^{-10}$
Lera	Moränlera $< 10^{-9}$

**Anm.** Dessa värden gäller för den konduktivitet som orsakas av jordarternas kornstorleksfördelning. I finkorniga jordarter är den mättade konduktiviteten ofta högre i markens övre skikt, på grund av inverkan av jordens struktur såsom torrsprickor, rotkanaler, maskhål m m (se vidare sid 72 och 100).

Räkneexemplet antyder att den mättade hydrauliska konduktiviteten hos en verklig jord ökar snabbt med porernas storlek och därigenom med kornstorleken hos jorden (tabell 1). Förutom kornstorleken har strukturen en mycket stor betydelse. Ett vattenfyllt maskhål eller en vattenfylld spricka leder, enligt ovan, mycket mer vatten än motsvarande tvärsnittsarea med "vanliga" jordporer.

En förutsättning för att en por ska leda vatten är naturligtvis att den innehåller vatten. Detta förutsätter i sin tur att vattnets tryck inte understiger den bindningspotential poren ger upphov till. Allteftersom en jord torkar töms allt mindre porer på sitt vatten. Konduktiviteten minskar därför mycket snabbt, dels genom att vattenhalten och därigenom den vattenfyllda delen av jordens tvärsnitt minskar. Dels, och framför allt, minskar konduktiviteten eftersom det är de största porerna som töms först. Dessa porer har ju bidragit med en mycket stor del av det totala flödet.

En sandjord och en lerjord kan ha ungefär samma porositet, kanske 50 %. De har således samma tvärsnittsarea för vattenströmningen vid mätnad (om vi antar att allt vatten bidrar till flödet, dvs försummar det adsorptivt bundna vattnet). Den mättade konduktiviteten är störst för sandjorden, på grund av dess större porer. Vid stora undertryck i vattnet har de stora porerna tömts. Lerjorden, med sina många små porer, innehåller nu mest vatten och har den största konduktiviteten (jfr skillnaden mellan de två sandjordarna i tabell 2).

Den omättade konduktiviteten är relaterad dels till den mättade konduktiviteten, som utgör dess startvärde vid upptorkning av en jord. Dels är den relaterad till pF-kurvan, som ju anger hur mycket vatten som finns kvar vid ett visst tryck. Dessa samband utnyttjas vid beräkningar av den omättade konduktiviteten vid olika undertryck, eftersom direkta mätvärden på dess storlek ofta saknas.

Konduktivitetens olika förändring med vattentrycket gör att dräneringen av en sandjord och en lerjord sker på olika sätt. I en sandjord upphör dräneringen i det närmaste vid ett visst under-

tryck. I en lerjord sker dräneringen genomgående långsammare men den avtar mer gradvis. Även vid stora undertryck kan flöde förekomma i leran. Det är denna skillnad som gör att begreppet fältkapacitet är bättre definierat för en grovkornig än för en finkornig jord.

## Vattentryck och vertikalflöden i omättad jord

Låt oss se på några tillämpningar av Darcys lag.

Betrakta fig 14, som visar en jord med horisontell markyta och horisontell grundvattenyta. När det inte sker något vertikalt flöde är totalpotentialen lika stor på alla nivåer ( $\frac{d\phi}{dz} = 0$ ). Eftersom lägespotentialen (=höjdläget) ökar rätlinjigt med höjden måste tryckpotentialen avta på motsvarande sätt, så att summan förhåller sig konstant. I den omättade zonen är trycket negativt, lika med avståndet till grundvattenytan (jfr dock sid 27). I den

mättade zonen är trycket positivt, lika med djupet under grundvattenytan. Tryckpotentialen beskriver en rät linje med  $-45^\circ$  lutning i diagrammet.

Vattenhalten varierar på ett annorlunda sätt. Under grundvattenytan är vattenhalten konstant, lika med porositeten. Över grundvattenytan varierar vattenhalten med höjden enligt bindningskarakteristikan (ritad i linjär skala i figuren). Här börjar porerna tömmas vid ett undertryck som motsvarar, säg, några dm över grundvattenytan. Detta tryck, luftinträningstrycket, spelar en stor roll för markvattenströmningen under nästan mättade förhållanden. Det är först vid större undertryck som den hydrauliska konduktiviteten börjar avta märkbart.

Om vatten tillförs det övre markskiktet genom infiltration upphör jämvikten. Vattentrycket i ytan ökar (blir mindre negativt) vilket gör att totalpotentialen i ytan ökar och ett nedåtriktat flöde äger rum ( $\frac{d\phi}{dz} > 0$ ).

Om vattnet i stället bortförs genom avdunstning från markytan eller växternas vattenupptagning,

**Tabell 2.** Uppmätt hydraulisk konduktivitet ( $K$ ) och vattenhalt ( $\theta$ ) i två sandjordar under mättade och omättade förhållanden. (Efter Jansson, 1980.)

Bindningstryck ( $m$ v.p.)	Jord 1 (grov) (Mycket välsorterad mellansand)		Jord 2 (fin) (Dåligt sorterad sand med inslag av finmaterial)	
	$\theta$ (vol %)	$K$ (m/s)	$\theta$ (vol %)	$K$ (m/s)
0	39	$2,4 \cdot 10^{-4}$	59	$0,7 \cdot 10^{-4}$
-0,25	10	$3,9 \cdot 10^{-6}$	36	$3,9 \cdot 10^{-6}$
-0,50	6	$1,1 \cdot 10^{-8}$	22	$1,7 \cdot 10^{-7}$

Vid mättnad är konduktiviteten störst i den grövre jorden. Den betydligt större porvolymen i den finare jorden kan inte uppväga bidraget från de grövsta porerna i den grövre jorden. I bägge jordarna avtar konduktiviteten mycket snabbt med ökat undertryck, allteftersom de större porerna töms. Vid 0,5 m undertryck finns det få vattenfyllda porer i den grövre jorden. Konduktiviteten är nu störst i den fina jorden.

Observera att det här är fråga om förhållandevis små undertryck. I sandjordar som dessa blir vattnets rörelse mycket nedsatt under torrperioder, då undertrycket kan uppgå till flera tiotal meter vattenpelare och vattenhalten bli mycket liten. Detta försvårar också växternas vattenupptagning vilket gör att vissningsgränsen (bindningstrycket =  $-150$  m) sällan uppnås.

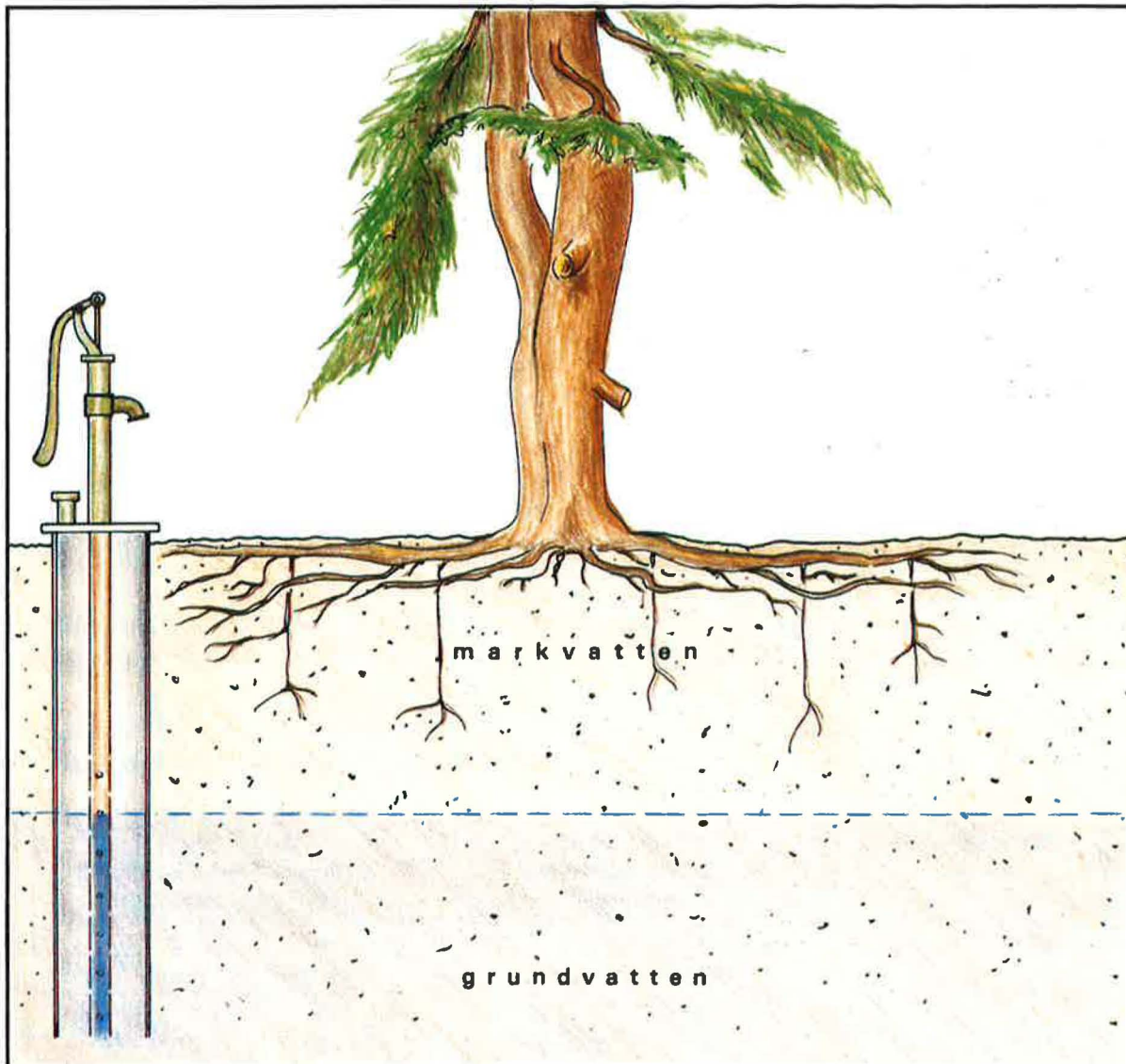


Fig 14. Grundvattenytan är den nivå där vattnets tryck är lika med atmosfärens. I grundvattenzonen är alla porer vattenfyllda och trycket större än atmosfärens. I markvattenzonen finns luft och vatten i porerna. Vattnets tryck är negativt jämfört med atmosfärens.

Vattnet strömmar från hög till låg total potential. (1)

Vattnets totala potential = tryckpotential (tryck) + lägespotential (höjdläge). (2)

Lägespotentialen, dvs höjdläget, ökar alltid med en meter per meters förflyttning uppåt. (3)

I kurva b) avtar trycket med en meter per meters förflyttning uppåt (kurvan lutar  $-45^\circ$ ). Tryckpotentialen minskar således lika mycket som lägespotentialen ökar. Totalpotentialen blir därför konstant och inget flöde sker. (4)

I kurva a) har markytan torkat och trycket i markvat-

Kommentarerna i figurtexten kan uttryckas med följande formler. (Siffrorna inom parentes hänvisar till motsvarande text):

$$(1) Q = -AK \frac{d\phi}{dz}$$

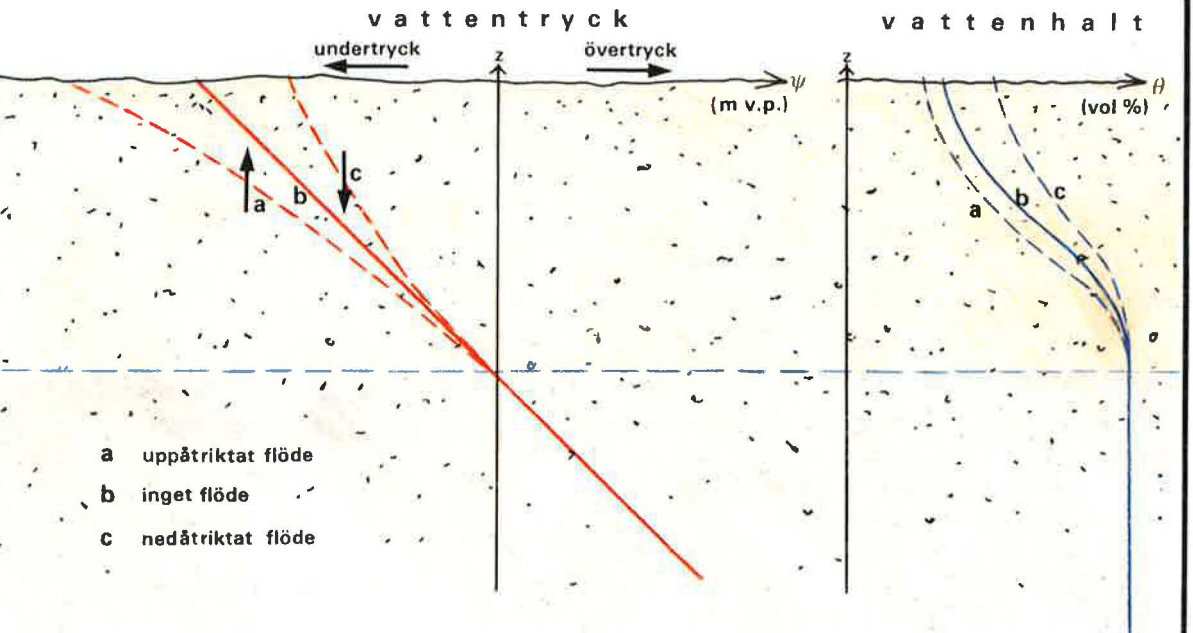
$$(2) \phi = \psi + z$$

$$(3) \frac{dz}{dz} = 1, \text{ dvs } \frac{d\phi}{dz} = \frac{d\psi}{dz} + 1$$

$$(4) b) \frac{d\psi}{dz} = -1 \text{ vilket ger } \frac{d\phi}{dz} = 0, \text{ dvs } Q = 0, \text{ inget flöde}$$

$$(5) a) \frac{d\psi}{dz} < -1 \text{ vilket ger } \frac{d\phi}{dz} < 0, \text{ dvs } Q > 0, \text{ uppåtriktat flöde}$$

$$(6) c) \frac{d\psi}{dz} > -1 \text{ vilket ger } \frac{d\phi}{dz} > 0, \text{ dvs } Q < 0, \text{ nedåtriktat flöde}$$

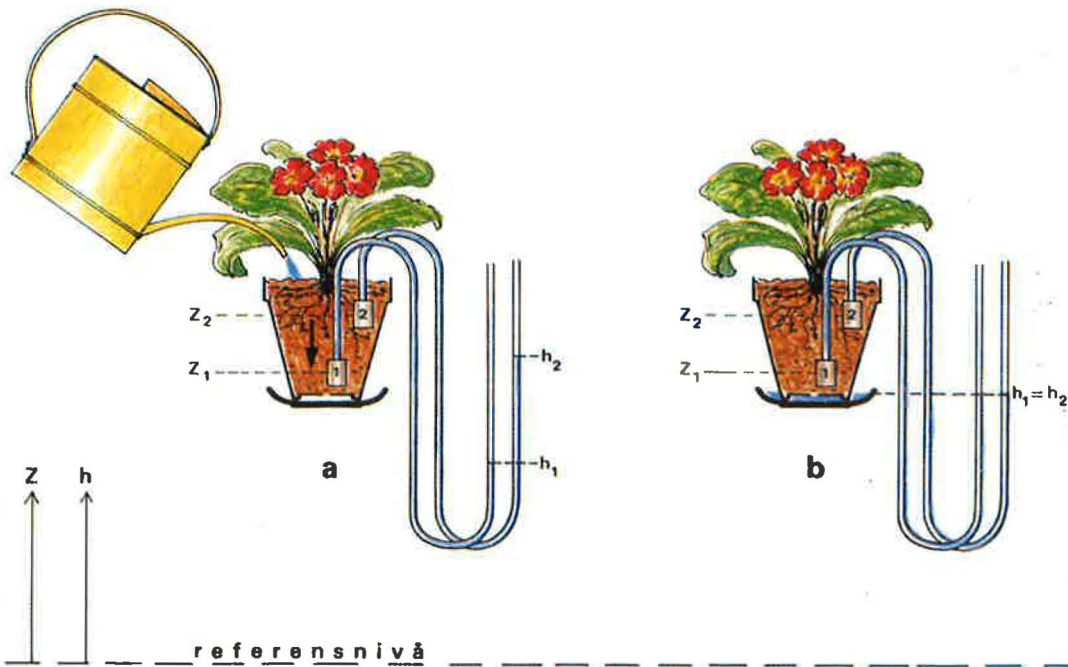


zonen avtar snabbare med höjden än i b). Tryckpotentialens minskning med höjden dominerar därför över lägespotentialens ökning. Totalpotentialen avtar uppåt och flödet blir uppåtriktat. (5)

I kurva c) har vatten tillförts markytan. Trycket avtar nu långsammare med höjden än i b). Tryckpotentialens minskning med höjden förmår inte kompensera lägespotentialens ökning. Totalpotentialen ökar uppåt och flödet blir nedåtriktat. (6)

Ur markvattenhaltens variation med djupet kan man inte se flödesriktningen på motsvarande sätt. Det är trycket och inte vattenhalten som avgör flödets riktning. Med hjälp av vattenbindningskaraktistikan kan dock trycket beräknas om vattenhalten är känd.





minskar vattentrycket i ytan (blir mer negativt). Totalpotentialen i ytan minskar och det sker ett uppåtriktat flöde från djupare nivåer ( $\frac{d\phi}{dz} < 0$ ).

Tryckkrafterna i den omättade zonen, främst orsakade av kapillärkrafter, kan således verka såväl nedåt som uppåt och i andra situationer även i sidled. Gravitationskraften verkar, som bekant, alltid nedåt. (Även i grundvattenzonen kan, som vi ska se senare, tryckkrafter verka i alla riktningar.)

Mot varje tryck i marken svarar en vattenhalt enligt bindningskaraktistikan för jorden i fråga. Vattenhalten vid de olika flödessituationerna har i fig 14 ritats in efter den bindningskaraktistika som vattenhalten vid jämvikt motsvarar och en tänkt förlängning av denna kurva.

Sambandet mellan totalpotential på olika nivåer och flödesriktning illustreras också för en blomkruka i fig 15. Observera att skillnaden i totalpotential hos markvattnet inte är proportio-

nell mot flödets storlek, eftersom konduktiviteten beror av vattnets tryck. En viss potentialskillnad i en jord under fuktiga förhållanden ger därför upphov till ett mycket större flöde än samma potentialskillnad under torra förhållanden.

### Ett grovt skikt avlänkar omättat flöde

Ett exempel på en effekt av att konduktiviteten förändras olika med trycket i olika jordar är inverkan av ett grovt skikt i en finkornig jord. Om skiktet lutar något kommer ett vertikalt nedåtriktat omättat flöde att avlänkas i sidled (fig 16). Inte genom att det grova skiktet leder undan vattnet, utan genom att vatten inte kan tränga in i det grova skiktet. Istället sker ett flöde i den fina jorden längs det grova skiktets översida. Vid de under-

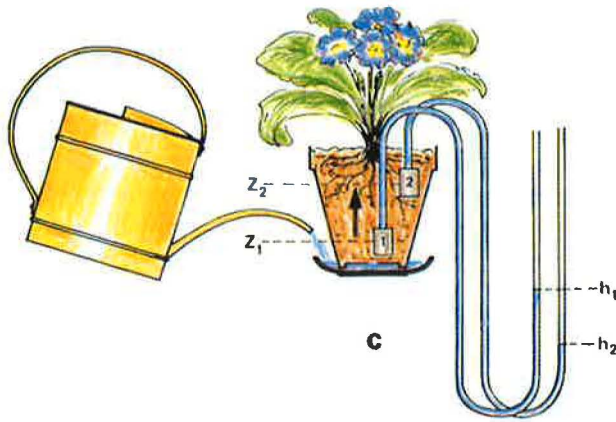


Fig 15. Markvattnets tryck mäts med tensiometrar. Här består de av keramikbehållare som står i förbindelse med en fri vattënyta. Den fria vattenytans höjd över respektive under mätpunkten anger trycket respektive undertrycket i punkten, dvs trycket  $\psi = h - z$  där  $h$  och  $z$  är höjder över en referensnivå. Vid omättade förhållanden är  $h < z$  och vattnets tryck negativt jämfört med atmosfärens.

$$\begin{aligned} \text{Total potential} &= \text{tryckpotential} + \text{lägespotential} \\ \phi &= h - z + z = h \end{aligned}$$

Vattenytans höjd anger således totalpotentialen

- Totalpotentialen avtar nedåt nedåtriktat flöde
- Totalpotentialen konstant inget flöde
- Totalpotentialen avtar uppåt uppåtriktat flöde

tryck som kan råda i marken vid måttlig vattentillförsel kan nämligen de grova porerna inte fyllas med vatten, vilket gör konduktiviteten liten i den grova jorden och vattnet strömmar i den fina jorden med hög konduktivitet. Om vattentillförseln ökar kraftigt, så att nära mättade förhållanden uppkommer, rinner vattnet däremot vidare in i det grova skiktet. Se experiment i fig 17.

Denna princip har utnyttjats vid markfyllnad över nedlagda soptippar. För att förhindra att infiltrerat regnvatten tränger ned bland soporna och transporterar föroreningar vidare till grundvattnet, har soporna täckts av ett grovkornigt skikt. Ovanför detta har man lagt finkornigare jord.

Om den grova linsen är horisontell sker ingen avlänkning av flödet. I stället byggs det upp en nära mättad zon i den fina jorden. När trycket blivit tillräckligt högt sker en plötslig dränering av detta vatten genom det grova lagret. Dessa genombrött kan ske mycket lokalt, på grund av horison-

tella olikheter hos marken och eventuella ojämnheter i skiktets överyta.

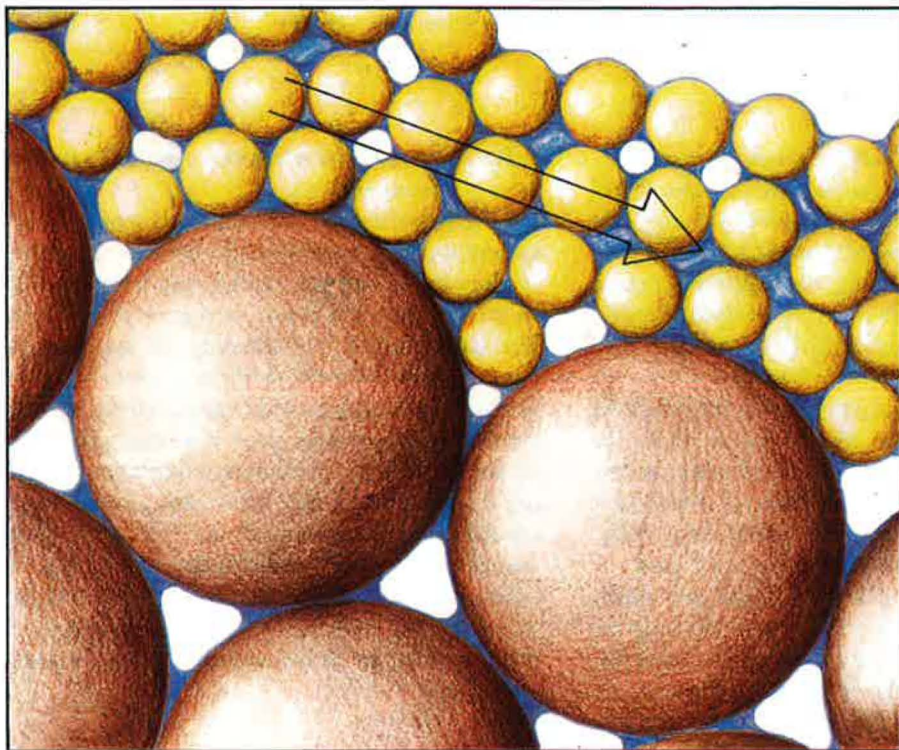
En grop som grävs i den omättade zonen avlänkar omättat flöde på liknande sätt. För att vattnet ska komma ut i gropen, som ju kan betraktas som en extremt stor por, måste vattnets tryck vara lika med atmosfärens. Vattenhalten på uppströmssidan av gropen ökar till en början genom markvattnetflödet. Därigenom ökar vattnets tryck och den potentialgradient som drev flödet minskar. Om gropens tvärsnitt i strömningsriktningen är litet, säg 0,5 m, avlänkas allt flöde runt gropen. Backsvalorna slipper taktropp. Är tvärsnittet stort, många meter, sker fortfarande avlänkning vid sidorna. Mitt för gropen kan mättnad uppstå och vatten sipprar fram i gropen. Flödet till gropen är dock mindre än flödet genom samma tvärsnitt utan grop.

Vi har tidigare framhållit att flödet sker i riktning mot avtagande total potential. Detta gäller egentligen bara för en homogen jord med samma konduktivitet i alla riktningar. Fig 16 och 17 är exempel på situationer när det inte gäller. Genom att grusets konduktivitet är så mycket mindre än sandens (vid måttlig vattentillförsel) blir potentialgradientens lilla komponent längs gränsytan i sanden mycket effektivare för flödet än komponenten vinkelrätt mot gränsen, in i gruset. Ett annat exempel är vid grundvattenströmning i en sandjord som är överlagrad av lera. Även om totalpotentialgradienten är riktad upp i leran sker flödet praktiskt taget parallellt med gränsen mellan jordarterna.

## Vattenflöde i mättad mark

När vi har diskuterat omättat flöde har vi främst sett på uppåtriktat eller nedåtriktat flöde. Dessa flödesriktningar dominerar ofta i markvattenzonen. Även i grundvattenzonen förekommer vertikalt flöde, eller flöde med en vertikal komponent. Men här dominerar ofta den horisontella komponenten.

I den vanligaste tillämpningen av Darcys lag under mättade förhållanden antar man att den totala potentialgradienten på varje nivå är lika med grundvattenytans lutning mot horisontalplanet. Man försummar alltså vertikala skillnader i total potential. Trycket på varje nivå antas lika



*Fig 16. Stora porer leder vatten mycket effektivare än små. Men porer som inte innehåller vatten leder naturligtvis inte vatten alls. När markvattnets tryck är någorlunda lågt är de stora porerna tömda. I den grovkorniga jorden finns då ett fåtal vattenfyllda porer, men i den finkorniga jorden finns det många. Ett måttligt flöde uppifrån, orsakat t ex av infiltration, länkas då av i sidled i nedre delen av den finkorniga jorden eftersom den grovkorniga jorden inte förmår leda undan vattnet. De stora, icke vattenfyllda porerna blockerar flödet.*



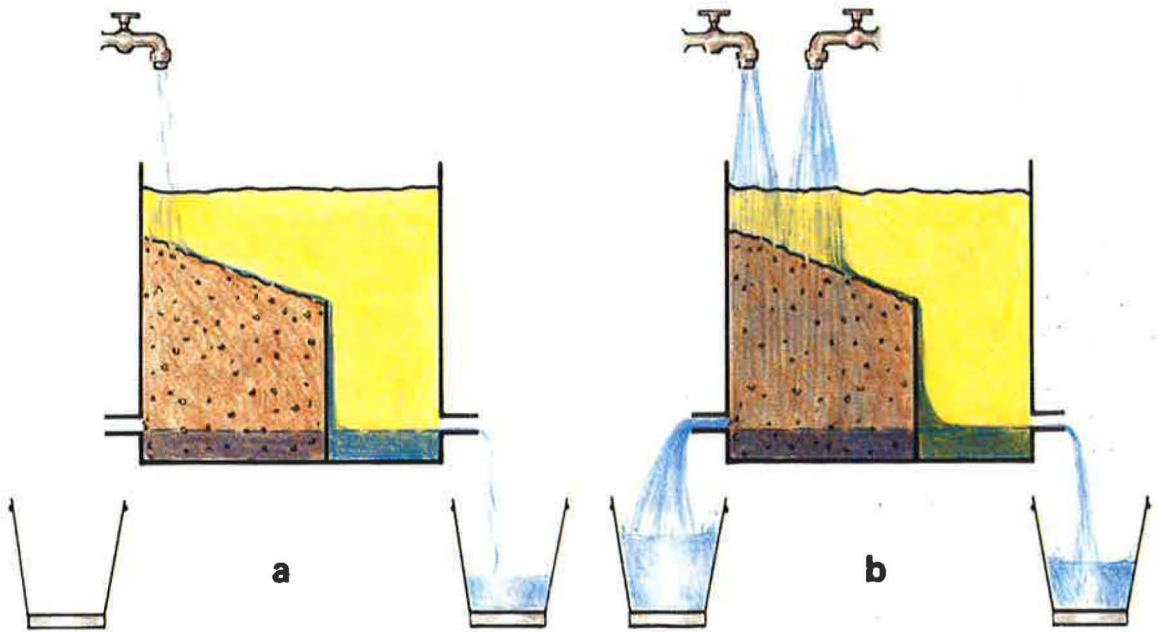


Fig 17. Vid liten vattentillförsel är vattentrycket någorlunda lågt och den omättade konduktiviteten är mycket större i sanden än i gruset. Flödet länkas av i sidled längs sandens undersida, a. Vid stor vattentillförsel uppkommer nästan mättade förhållanden och de stora porerna i gruset vattenfylls. Konduktiviteten i gruset blir stor och nästan hela flödet går in i gruset, b. Under mättade förhållanden är konduktiviteten mycket större i gruset än i sanden.

med avståndet till grundvattenytan. Detta innebär att man antar att flödet på varje nivå är horisontellt. Denna förenkling kallas *Dupuits antagande* efter upphovsmannen.

Vattenföringen ( $Q$ ) genom ett tvärsnitt med arean  $A$  blir, om  $x$ -axeln är horisontell,

$$Q = -K \cdot A \cdot \frac{dh}{dx}$$

$h$  = grundvattenytans höjd (m)

$\frac{dh}{dx}$  = grundvattenytans lutning (m/m)

Den hydrauliska konduktiviteten är ett mått på jordens förmåga att leda vatten uttryckt per ytenhet av tvärsnittet. Ofta är det praktiskt att uttrycka flödesförmågan per breddenhet av tvärsnittet. Den kallas då transmissivitet,  $T$  (m<sup>2</sup>/s).

$$Q = -K \cdot A \cdot \frac{dh}{dx} = -K \cdot m \cdot b \cdot \frac{dh}{dx} = -T \cdot b \cdot \frac{dh}{dx}$$

$m$  = mäktigheten hos det betraktade skiktet (m)

$b$  = bredden hos det betraktade skiktet (m)

Transmissiviteten uttrycker sålunda ett helt jordskikts förmåga att leda vatten. Den är relaterad till konduktiviteten genom  $T = K \cdot m$ . Som vi ska se längre fram varierar  $K$  ofta kraftigt med djupet. I sådana fall utgörs  $T$  av summan av bidragen från varje skikt till ledningsförmågan,

$$T = \int_{z_1}^{z_2} K \cdot dz$$

Om man känner transmissiviteten erhålles den totala grundvattenföringen per breddenhet direkt ur grundvattenytans lutning.



## Bestämning av grundvattenflödets riktning

Som vi tidigare nämnt är konduktivitetens (eller transmissivitetens) storlek en nyckelfråga vid beräkningar av grundvattenflöde. Genom att den varierar många 10-tals gånger mellan olika jordarter, och även i samma jordart på grund av skillnader i struktur hos jorden, är det svårt att få fram säkra värden för naturliga förhållanden. Det är därför svårt att göra noggranna beräkningar av flödets storlek. Grundvattenflödets riktning är däremot lätt att bestämma eftersom flödet sker längs grundvattenytans lutning. Ur minst tre observationspunkter av grundvattenstånd på rimligt avstånd från varandra kan grundvattenytans lutning och därigenom flödets riktning bestämmas.

I fig 18 visas resultatet av en detaljerad kartering av grundvattenytans läge inom ett litet område i skogbevuxen moränmark. Grundvattennivån har bestämts i ett rutnät med hjälp av perforerade plaströr som drivits ned i marken. Grundvattnets flödesriktning är vinkelrät mot nivålinjerna. En jämförelse med marktopografin visar att grundvattenytan i stort sett följer markytans lutning (utom vid själva bäckarna som är nedskurna i marken). Grundvattnet strömmar således vinkelrätt mot markytans höjdkurvor. Detta är det vanliga förhållandet i moränterräng, även i områden där grundvattenytan inte ligger så nära markytan som i detta fall. Ju djupare grundvattenytan ligger, desto fler lokala avvikelser från markytans topografi har den, men flödets huvudriktning ges av sluttningens huvudriktning. Känner man inte grundvattnets strömningsriktning är den bästa gissningen således ofta sluttningens riktning. (I andra geologiska formationer, t ex i en rullstensås, gäller inte detta.) En annan iakttagelse som kan göras i fig 18 är bäckarnas samband med grundvattennivån. Grundvatten strömmar mot bäckarna, vars yta kan sägas vara en del av grundvattenytan. Även detta är typiskt för vattendrag i vårt klimat, inte bara i moränterräng.

Grundvattenytan i fig 18 har bestämts med hjälp av observationsrör vars vattenintag sker längs hela den del av rören som är under grundvattenytan. Två rör som drivits ned till olika djup i samma punkt har därför samma vattennivå. Det är grundvattennivån, definierad som den nivå där markens vatten har atmosfärens tryck.

Om man istället har rören perforerade endast på en viss nivå, kan man få olika vattennivåer i rör med intag på olika djup. Vattennivåerna visar totalpotentialen hos grundvattnet på intagsnivåerna. Mitt i en sluttning är totalpotentialen lika på alla nivåer, flödet är i stort sett parallellt med grundvattenytan och Dupuits antagande gäller bra. Nära sluttningens ändrar gäller det sämre. Vid sluttningens överkant, nära grundvattendelaren, har flödet en nedåtriktad komponent. Totalpotentialen avtar med djupet. Vid sluttningens fot är förhållandet omvänt, totalpotentialen ökar med djupet och flödet är uppåtriktat. Ett observationsrör med intag någon meter under botten i en bäck har ofta några cm högre vattenstånd än bäcken själv, vilket visar grundvattenutströmning från bäckbotten till bäcken.

## Mark- och grundvattnets hastighet

Det finns åtminstone tre slags "hastigheter" som används för att karakterisera mark- och grundvattenströmning: Darcys hastighet, partikelhastighet och tryckfortplantningshastighet. Dessa "hastigheter" kan ibland vara svåra att hålla isär.

### Darcy-hastighet

Darcys lag kan skrivas

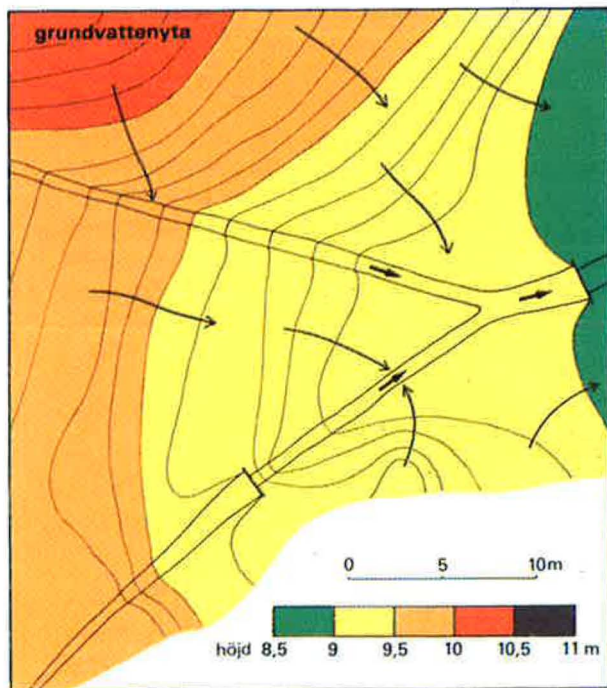
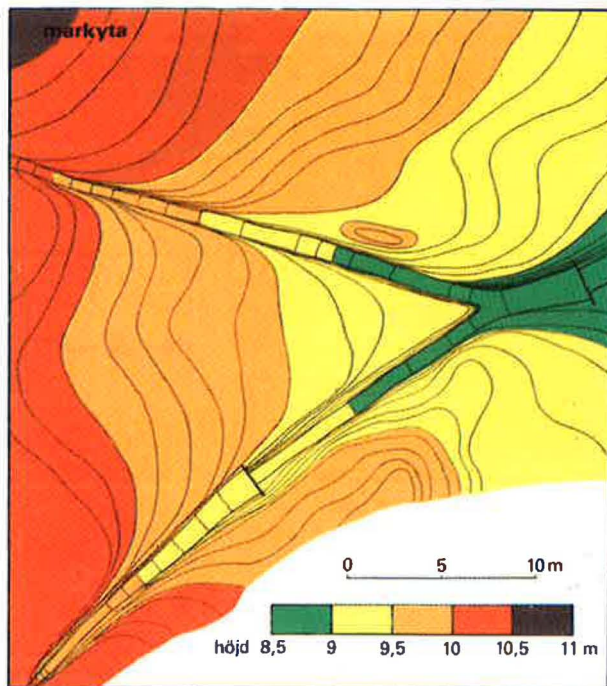
$$\frac{Q}{A} = -K \cdot \frac{d\phi}{dx}$$

Termen  $Q/A$  uttrycker flöde, dvs vattenföring per tvärsnittsarea av marken, och har dimensionen

Fig 18. Marktopografi (överst) och grundvattentytans utseende (nederst) kring två bäckar som flyter samman. Klotenområdet, Västmanland, sept 1983.

Grundvattnet är mycket ylligt i denna moränsluttning. Grundvattenflödet, som sker vinkelrätt mot grundvattentytans nivålinjer, följer i stort sett markytans lutning.

(Normalt strömmar grundvattnet mot bäckarna. I den ena bäckfäran och efter sammanflödet däms emellertid bäckvattnet av mätdammarna för vattenföring (tvärlinjerna i figuren). Genom denna dämning sker ett grundvattenflöde från bäcken, runt mätdammarna. Beräkningar visar att läckaget här är försumbart vid vattenföringsbestämningarna.)



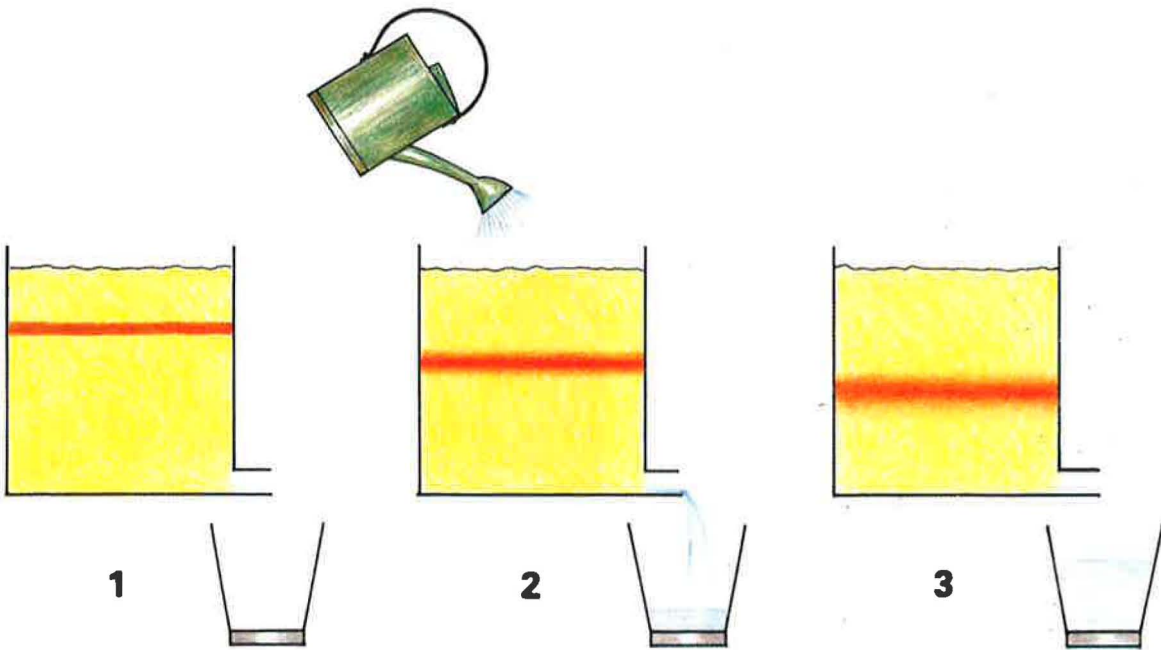


Fig 19. Kolvflöde i den omättade zonen. Bortsett från viss utspridning av färgen behåller det märkta vattenskiktet sin identitet under förflyttningen ned genom jorden. Det "grundvatten" som under försöket bildas i hinken består av andra vattenpartiklar än de som infiltrerat.

hastighet (sorten m/s). Den kallas också ofta hastighet och betecknas med  $v$ , som är en vedertagen beteckning för hastighet. Ibland kallas den Darcy-hastighet ( $v_d$ ). Det är viktigt att notera att denna "hastighet" inte uttrycker vattenpartiklarnas hastighet ( $v_p$ ), dvs den hastighet som ett perfekt spårämne i vattnet rör sig med.

#### Vattenpartiklarnas hastighet

I t ex en bäck bidrar hela tvärsnittsarean till flödet. Där gäller

$$v = \frac{Q}{A}$$

där  $v$  = vattenpartiklarnas medelhastighet. I mar- ken bidrar bara en del av tvärsnittet, låt oss kalla

den  $A_e$  (=effektiv area). För vattenpartiklarnas hastighet  $v_p$  gäller då

$$v_p = \frac{Q}{A_e}$$

Om förekomsten av adsorptivt bundet vatten försummas är

$$A_e = \theta \cdot A$$

där  $\theta$  = vattenhalten (uttryckt som andel, ej %). Vi får således

$$v_p = \frac{Q}{A \cdot \theta} = \frac{v_d}{\theta}$$

Eftersom vattenhalten är mindre än 1 är partikel- hastigheten större än Darcy-hastigheten. Vid grundvattenströmning är vattenhalten lika med porositeten,  $p$  och



$$v_p = \frac{v_d}{p}$$

Detta samband gäller för grundvattenströmning i en sorterad, någorlunda grovkornig, jord (tex sand) utan struktur. Här utgör det adsorptivt bundna vattnet som inte deltar i strömningen en liten andel av den totala porositeten. Genom att jorden inte har struktur finns det inget sammanhängande system av stora porer. Alla vattenpartiklar deltar därför på lika villkor i strömningen. En enskild vattenpartikels hastighet varierar visserligen allt efter de olika porernas storlek. Men sett i en längdskala som är större än porstorleken uppnår vattenpartiklarna, på sin färd genom stora och små porer, samma medelhastighet,  $Q/(A \cdot p)$ .

Lägg märke till att  $p$  är porositeten (den totala porositeten) och inte den effektiva porositeten, vilket ibland anges. Den effektiva porositeten är den volymandel av jorden som dräneras när grundvattenytan sjunker. Resten av vattnet hålls kvar i marken av främst kapillära krafter. Under grundvattenytan finns, som framhölls på sid 24, inga kapillärkrafter. Allt vatten, utom det adsorptivt bundna, deltar i strömningen.

I en finkorning jord kan det adsorptivt bundna vattnet inte försummas vid hastighetsberäkningar. Partikelhastigheten erhålles, om jorden saknar struktur, genom att man dividerar  $Q/A$  med ett tal som är mindre än porositeten.

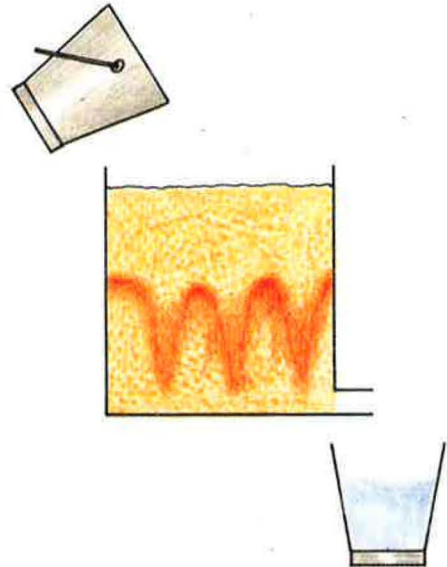
I en jord med struktur kan det finnas sammanhängande system av större porer, såsom sprickor, maskhål och rotkanaler. Vid mättade förhållanden kan dessa medföra en snabb transport av vattenpartiklarna. För en del partiklar blir hastigheten därigenom större än  $Q/(A \cdot p)$  och för andra, de som inte når de större porerna, blir den mindre. Ett spårämne rör sig då med mycket olika hastighet beroende på om det rör sig i de stora eller små porerna.

### Tryckets fortplantningshastighet

De två föregående ekvationerna uttrycker alltså relationen mellan Darcy-hastighet och partikel-

hastighet. Den tredje "hastigheten", tryckfortplantningshastigheten, kan inte relateras till de övriga på något enkelt sätt. Den är alltid mycket större än partikelhastigheten för såväl omättat som mättat flöde. Så kan t ex en grundvattenyta på 2 m djup börja stiga några timmar efter ett regns början, trots att de infiltrerade vattenpartiklarna inte når grundvattnet förrän efter flera månader. En höjning av grundvattenytan och en ökning av dess lutning ger snabbt ett ökat grundvattenutflöde i utströmningsområden, men av andra vattenpartiklar än de som orsakade grundvattenytans höjning. Trycket fortplantas snabbt, vattenpartiklarna rör sig långsamt.

Man kanske kan jämföra med en lång trädgårdsslang som är ansluten till en vattenkran. Det tar en god stund att fylla en tom slang så att det



*Fig 20. Här är jorden inte homogen och infiltrationen har varit kraftig. Vid de nästan mättade förhållanden som uppkommit i jorden kan grövre porsystem leda vatten, de perkolerande vattenpartiklarna får olika hastighet. Situationen kan också uppkomma genom lokala genombrott in i grova horisontella skikt. Ej kolvflöde.*



börjar spruta ur den, den tiden bestäms av partikelhastigheten. Men när man öppnar kranen till en redan fylld slang börjar utflödet omedelbart. Här är det just tryckets fortplantningshastighet som bestämmer hur fort utflödet svarar.

## Korvstoppningsprincipen

Vattnets kemiska förändring i den omättade zonen beror mycket på vattenpartiklarnas uppehållstid där, vilken i sin tur beror på deras hastighet. Ekvationen för vattenpartiklarnas hastighet (sid 42) bygger, som nämnts, på att alla partiklar deltar på lika villkor i strömningen, dvs de uppnår samma medelhastighet. Inga partiklar slinker förbi de övriga genom att de träffar på särskilt gynnsamma förhållanden för strömningen. Denna typ av flöde brukar kallas *kolvflöde*. Hela vattenvolymen förflyttas genom jorden utan att den inbördes ordningen mellan vattenpartiklarna ändras. Vid vertikal flöde i markvattenzonen innebär detta att vattenpartiklarna på en nivå har samma ålder. I fig 19 illustreras kolvflöde i den omättade zonen med hjälp av ett färgat vattenskikt, som förflyttas nedåt vid måttlig vattentillförsel till markytan. Om vattentillförseln är stor, som i fig 20, kan vattenpartiklarna på en nivå få olika medelhastighet och kolvflödet upphöra. Orsaken kan vara inhomogeniteter som finns i jorden, t ex vertikala system av större porer som nu vattenfylls eller horisontella linser av grövre material, till vilka det sker lokala genombrott (jfr sid 36). Det råder delade meningar bland fackfolk om hur stor del av markens vatten som deltar i flödet i olika situationer.

## Tjälen tillväxt och försvinnande

I ett tjälatt markskikt är vattnet helt eller delvis fruset. Tjälenn fördjupas med en hastighet som beror på nettovärmeflödet vid tjälfronten, dvs på skillnaden mellan värmebortförseln upp genom den

tjälade marken och värmetillförseln från underliggande jord.

Tjältillväxten gynnas av stor energiförlust i markytan, vilken gör markytans temperatur låg. Kall luft och negativ nettostrålning är de meteorologiska förutsättningarna. Snö är en dålig värmeledare som minskar markytans energiförlust och därigenom tjälbildningen. Ett par dm snöfall på tjälad barmark medför att tjältillväxten avstannar eller, i vissa fall, att tjälenn börjar smälta.

Förutom av markskelettets värmeledande och värmelagrande egenskaper beror tjäl djupet på markens vattenhalt. Ju större vattenhalt, desto mer värme måste ledas bort för att ett visst markskikt ska frysa. Tjälfronten fördjupas därför långsamt i jordar med hög vattenhalt. Sambandet mellan vattenhalt och tjäl djup avspeglar sig i skillnader i tjäl djup hos olika jordarter. De största tjäl djupen återfinns i de grovkornigaste jordarna eftersom de, p g a sin låga vattenhållande förmåga, i allmänhet har den lägsta vattenhalten vid tjälningen.

Avsmältningen av tjälenn sker främst genom värmetillförsel uppifrån när snötäcket försvunnit så att solstrålningen förmår värma marken. När markytan värmts upp tärs tjälenn även av värmetillförseln underifrån. Då minskar nämligen temperaturgradienten i tjälenn och därigenom värmebortledningen från tjälfronten.

Tjäl djupet inom ett område kan variera mycket beroende på skillnader i markytans energibalans, jordart och vattenhalt, se fig 21. I skogen är markens strålningsförluster mindre än på den öppna marken p g a värmestrålning från trädkronorna. (Skillnaden mellan skog och öppen mark kan jämföras med skillnaden i isbildning under broar och på öppet vatten. Värmestrålningen från bron minskar vattnets energiförluster och isläggningen sker senare och skridskoisen blir svagare.) Vid mycket täta skogsbestånd kan effekten av den större värmestrålningen till skogens markyta över-skuggas av att snötäcket i skogen är mycket litet, vilket ger kraftig tjälbildning där. Lufttemperaturen nära markytan kan också variera mycket, t ex samlas kalluft i låglänta terrängavschnitt (finmohy-

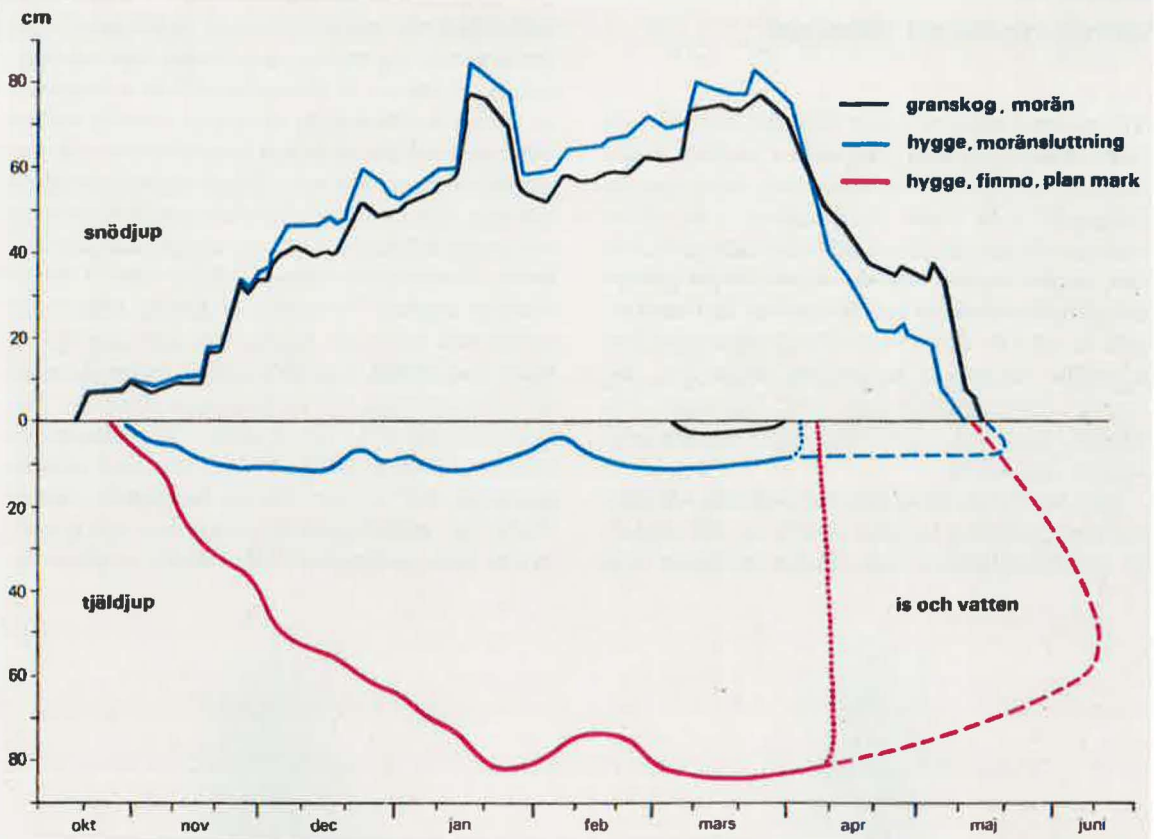


Fig 21. Snödjup och tjäldjup på några olika platser i Svartbergets försöksområde, Vindeln, Västerbotten, vintern 1982/83.

Snödjupet är ungefär lika på mätplatserna i skog och på hygge, med något långsammare ökning i skogen. Avsmältningen sker betydligt långsammare i skogen.

Tjäldjupet på de öppna ytorna är mycket större än i skogen, där marken förblir praktiskt taget tjälfri hela vintern. Skillnaden i tjäldjup mellan de två hyggerna beror dels på att finmohygget av topografiska skäl har en

benägenhet att samla kallluft, dels på att finmohygget har låg vattenhalt på grund av djup grundvattenyta.

Tjäldjupet har mätts indirekt, med tryckmätare — en mätmetod som bygger på att markvattnets tryck sjunker drastiskt vid tjälningen. Genom smältvattentillförseln från början av april ökar markvattnets tryck i hela det tjälade skiktet och mätmetoden blir oanvändbar. Det finns nu såväl is som vatten med jämförelsevis högt tryck i jorden. Tjälens avsmältning har uppskattats med erfarenhet från andra mätningar (streckade linjer).

get i fig 21). Tjäldjupet på en plats varierar också kraftigt från år till år, beroende på skillnader i väder och snötäcke. Vintern efter den som visas i fig 21 var bägge moränstationerna (skog och hygge) tjälfria och finmohyggets tjäldjup som mest 40 cm.

De svenska tjäldjupsmätningar som publicerats har så gott som uteslutande gjorts på öppen mark. Tjälens förekomst i skogbevuxen moränmark är relativt okänd. Tjäldjupet är sannolikt litet och tjälens ofta osammanhängande över ett område.

## Vattnets rörelse vid tjälningen

Allt vatten i marken fryser inte vid  $0^{\circ}\text{C}$ . Vid de stora undertryck som kan råda i marken sänks vattnets fryspunkt. När värme leds bort från en nollgradig jord fryser först vattnet i de större porerna. På samma sätt som vid torkning av jorden sjunker trycket hos det kvarvarande vattnet och därigenom också dess fryspunkt. Ju finkornigare en jord är, desto mer ofruset vatten kan den innehålla vid en viss temperatur under  $0^{\circ}\text{C}$ . En ursprungligen mättad lera kan innehålla 5 % ofruset vatten vid  $-5^{\circ}\text{C}$ , men motsvarande sand kanske bara 0,5 %.

Den tryckminskning hos det kvarvarande vattnet som tjälningen orsakar medför att det uppstår en potentialgradient, och således ett flöde, från

underliggande markvatten mot tjälfronten. Tjäl- len suger åt sig vatten, som fryser om bortled- ningen av värme är tillräckligt effektiv. Effekten av denna omfördelning av vatten i markprofilen beror av markens omättade konduktivitet och vat- tenhållande egenskaper. I en lera uppstår så kallad israndig tjäle. Vattnet i enstaka porer börjar frysa och suger till sig vattnet från omgivande ofrusen mark. Horisontella islinser bildas i den i övrigt ofrusna marken. Islinserna är kanske några mm tjocka och några cm breda, men även dm-tjocka linser kan bildas. I en grövre jord fryser vattnet i hela porsystemet och en homogen (men för den skull inte massiv) tjäle uppstår. Vid mellangrova porer är markens omättade konduktivitet särskilt gynnsam och det kan ske ett betydande vatten- flöde från underliggande markvatten och grund- vatten mot tjälfronten. Den tjälade markens is-

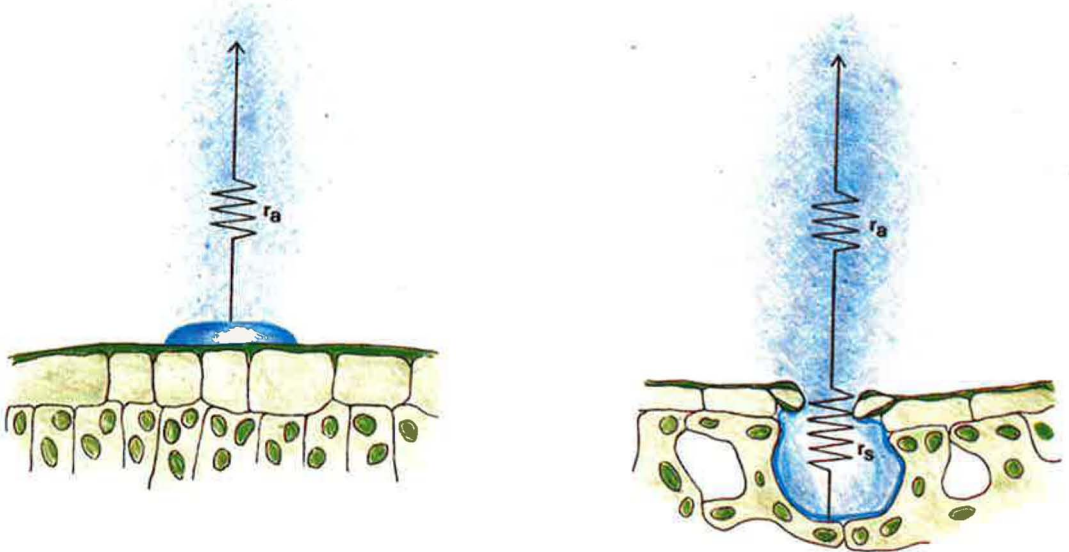


Fig 22. I analogi med Ohms lag kan flödet av vattenånga uttryckas som  $\text{flöde} = \frac{\text{koncentrationsskillnad i vattenånga}}{\text{resistans}}$

(Jfr  $I = \frac{U}{R}$  för elektrisk ström.) Vid avdunstning av interceperat vatten behöver vattenångan bara övervinna motståndet mellan bladytorna och atmosfären, den så kallade aerodynamiska resistansen ( $r_a$ ). Vid transpiration tillkommer motståndet i klyvöppningarna. Den sammanlagda effekten av motståndet i alla klyvöppningar kallas ytresistans ( $r_s$ ).



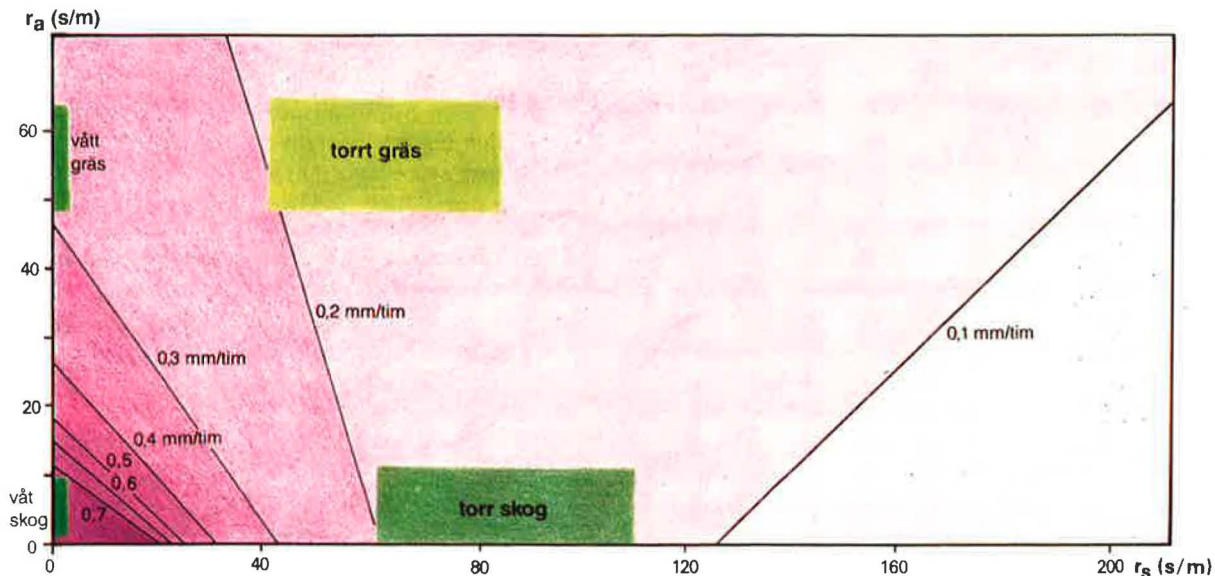


Fig 23. Diagrammet visar hur avdunstningens intensitet beror på aerodynamisk resistans ( $r_a$ ) och ytesistans ( $r_s$ ) en sommar dag.

innehåll kan därför bli större än vad dess vattenhalt före tjälningen motsvarar.

En effekt av denna uppåtriktade vattentransport med påföljande frysning kan ses på vissa vägar om våren. När vatten fryser utvidgas det, som bekant. Om det sker stort tillflöde underifrån vid tjälningen utvidgas hela marken betydligt och markytan stiger. Stigningen under vintern sker långsamt och jämnt och märks därför inte. Smältningen om våren, tjällossningen, sker däremot snabbt. Marken sjunker olika mycket på olika ställen och gropar bildas på vägen. Det uppåtriktade vattenflödet, och därmed tjällyftningen, är särskilt stort i finmo med kort avstånd till grundvattnet. Därför är vägar på sådan jord ökända för tjälskador.

Vid ett visst väder är avdunstningen från torr skog ungefär lika stor som från torrt gräs. Avdunstningen från våt skog är dock mycket större än från vått gräs.

Att avdunstningen är så intensiv från den våta skogen beror på att skogen skapar stora virvlar som effektivt transporterar bort vattenånga.  $r_a$  är mycket liten.

I diagrammet har samma sommarväder antagits för torr och våt vegetation. Men ofta är vädret mindre gynnsamt för avdunstning direkt efter ett regn (vegetationen är kall, luften fuktig och instrålningen liten). Den effektiva borttransporten av vattenånga gör dock att avdunstningen från våt skog blir förhållandevis stor även då, kanske lika stor som från torr skog vid gynnsamt väder för avdunstning.

## Evaporation och transpiration

Vatten förloras från mark, vattenytor och vegetation till atmosfären genom *evapotranspiration*. Evapotranspirationen är en summa av två delflöden: *Evaporation* sker från våta ytor (våta blad, snö, sjöar, vattendrag etc) och mark under det att

*transpiration* sker via växternas klyvöppningar i bladen. Vanligen används ordet avdunstning synonymt med evapotranspiration, d v s för att beteckna det sammanlagda vattenångeflödet till atmosfären.

Såväl evaporation som transpiration drivs av meteorologiska förhållanden. Atmosfären ”krä-



ver” vatten av de fuktiga ytor den står i kontakt med. När växterna öppnar sina klyvöppningar för att ta upp koldioxid till sin uppbyggnad blottar de även fuktiga ytor mot atmosfären och tvingas avge vatten. Vattenflödet genom växterna är mångfalt större än vad som behövs för växternas uppbyggnad. Möjligen är den stora transpirationen ett viktigt sätt att hindra bladen från alltför stor uppvärmning. Genom att variera klyvöppningarnas öppningsgrad har växterna en viss förmåga att reglera vattenflödet. Om vattenflödet till atmosfären under lång tid är större än vad växten förmår ta upp ur marken kommer växten att vissna.

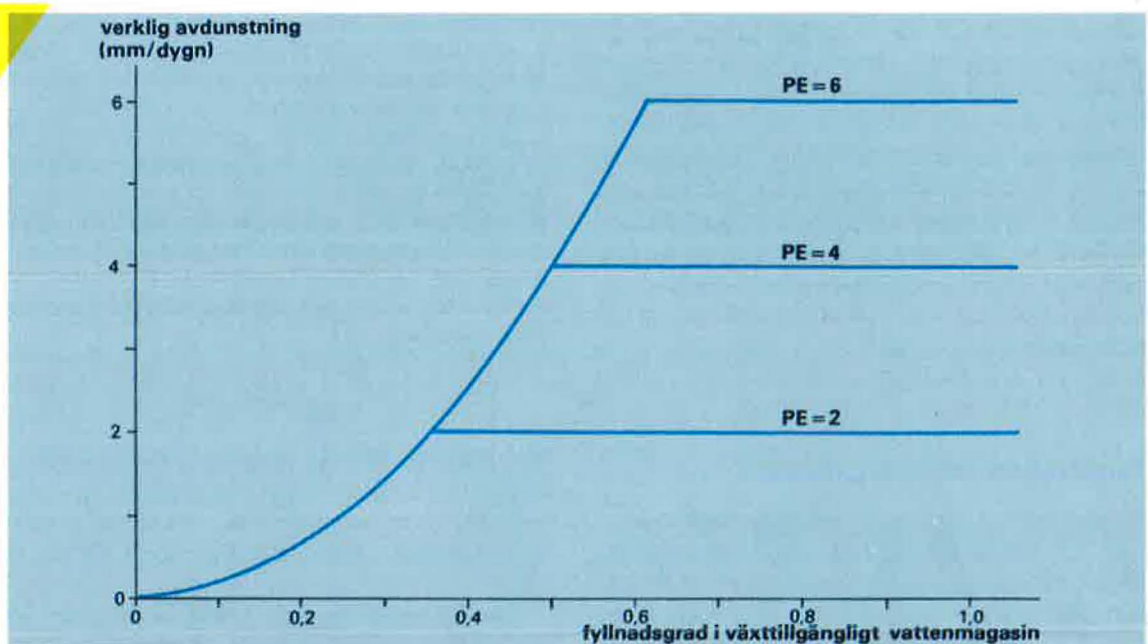
För evapotranspiration krävs dels energi för att överföra vatten från flytande fas till gasfas, dels en omättad atmosfär och en transportmekanism för att föra ut den frigjorda vattenånga i lufthavet. Energin tas till övervägande del från nettostrålningen, dvs skillnaden mellan inkommande och utgående strålning. I vissa situationer utnyttjas även energi som lagrats i uppvärmd vegetation, mark, vatten och luft. Energilagringen gör att evapotranspirationen blir fördröjd under året och

under dygnet jämfört med nettostrålningen. På förmiddagen går tex en stor del av nettostrålningen till uppvärmning av marken vilket ger jämförelsevis liten evapotranspiration. På eftermiddagen är den lagrade energin ett tillskott till nettostrålningen och evapotranspirationen blir förhållandevis stor.

Flödet av vattenånga upp i lufthavet drivs av en fuktighetsgradient, där luften precis ovanför den evapotranspirerande ytan har hög halt av vattenånga medan luften högre upp har lägre halt. Vattenångetransporten försvåras av ett motstånd i

Fig 24. Samband mellan markvatteninnehåll och avdunstning från torr vegetation vid olika potentiell avdunstning, PE. I diagrammet motsvarar vissningsgränsen fyllnadsgraden 0 och fältkapaciteten fyllnadsgraden 1.

Transpirationen beror dels på vädret, dvs den potentiella avdunstningen, dels på markvattenhalten. När den potentiella avdunstningen är liten hinner tillräckligt mycket markvatten fram till växternas rötter även när vattenhalten är låg. Vid hög potentiell avdunstning verkar däremot markvattenhalten begränsande.



luften. Detta motstånd, som kallas *aerodynamisk resistans*, minskar med ökande vindhastighet eftersom luften då blir mer turbulent och virvlar-na för upp luft med hög fuktighet och ersätter den med luft med lägre. Ju högre en vegetation är dess mer virvlar skapar den. Den aerodynamiska resistansen är därför lägre över skog än över t ex gräs.

Vatten som evaporerar, dvs avdunstar från våta ytor, behöver bara övervinna den aerodynamiska resistansen, medan vatten som avgår genom växternas transpiration dessutom måste övervinna resistansen i klyvöppningarna. För torr skog är denna så kallade *ytresistans* 10—30 gånger större än den aerodynamiska resistansen. Detta betyder att evapotranspirationen från våt skog är många gånger större än från torr skog under lika klimatiska betingelser. Från en gräsyta, där den aerodynamiska resistansen är ungefär lika stor som ytresistansen, är evapotranspirationen ungefär dubbelt så stor om ytan är våt som om den är torr (fig 23).

Evapotranspirationen sägs vara *potentiell* om vattentillgången är god, så att flödet bara begränsas av vädret. Evaporationen är därför alltid potentiell medan transpirationen som regel inte är det. Potentiell evapotranspiration kan beräknas ur nettostrålning, lufttemperatur, luftfuktighet och vindhastighet. Vanligen får man god överensstämmelse mellan den beräknade potentiella evapotranspirationen och evaporationen mätt i små vattenfyllda öppna kärl. Dessa mätvärden är dock ett dåligt mått på den verkliga evapotranspirationen eftersom växter har förmåga att begränsa vattenförlusten, medan kärl saknar denna förmåga.

## Växterna kan aktivt begränsa sin vattenförlust

Växterna kan reglera transpirationen genom att sluta bladens klyvöppningar. Resistansen är stor

vid låg luftfuktighet men minskar när solstrålningen ökar.

Resistansen påverkas också av vattentillgången i rotzonen, så att den ökar med minskad vattentillgång, eftersom markvattnet då blir hårdare bundet och flödet fram till rötterna minskar. Känsligheten för minskad vattentillgång är olika för olika växter, men det bindningstryck, vid vilket många växter permanent vissnar är tämligen konstant, —150 m (vissningsgränsen). Man har också kunnat visa att de bindningstryck vid vilket klyvöppningarna börjar sluta sig beror av den potentiella evapotranspirationen. Vid hög potentiell evapotranspiration börjar reduktionen redan vid god vattentillgång, medan reduktionen börjar vid sämre vattentillgång om den potentiella evapotranspirationen är låg (fig 24).

Under och efter regn, när barr och blad är våta, tas vatten för evapotranspiration praktiskt taget uteslutande från de våta ytorna eftersom den totala resistansen är lägre för evaporation än för transpiration.

Vid transpiration förbrukar träden i första hand vatten som finns lagrat i blad, grenar och stammar. Vartefter växtens egna förråd töms ökar potentialgradienten mellan marken och växten och vattenupptagningen ökar. Vattenupptagningen är därför något färdigskjutet under dygnet i förhållande till transpirationen.

Vattenupptagningen från rotzonen beror dels på vattnets tillgänglighet på olika nivåer i marken, dels på rötternas fördelning. Vid lika bindningstryck på de olika nivåerna anses vattenupptagningen i varje skikt vara proportionell mot rotmängden i respektive skikt. Vid olika bindningstryck tas vattnet företrädesvis från den nivå där det är minst hårt bundet. Rotaktiviteten avtar starkt med marktemperaturen, så att vattenupptagningsförmågan är sämre i en kall jord än i en varmare vid samma bindningstryck hos markvattnet. En effekt av detta är att barrträd kan torka om våren när atmosfären börjar kräva mycket vatten medan den vattenrika jorden ännu är kall.



*Myren är en del av utströmningsområdet. Den får sitt vatten både från nederbörd och från grundvatten som bildats uppe i inströmningsområdet. Foto: Tore Hagman/N.*



# 4. Vattnet i inströmningsområden

I kapitel 2 betraktades avrinningsområdet som en helhet. Vi såg hur mycket vatten som tillfördes området genom nederbörden och diskuterade vart detta vatten tog vägen. Under en viss tidsperiod lagrades en del, en del avgick med evapotranspirationen och en del rann bort i vattendraget. Flöden och magasin uttrycktes per ytenhet av avrinningsområdet (jfr fig 7 sid 19). Ingen hänsyn togs till olikheter hos avrinningsområdets olika delar. Inte heller försökte vi förklara de mekanismer som styr vattnets lagring och flöde på dess väg från regn till bäck.

I detta och följande kapitel betonas istället olikheter inom avrinningsområdet. Med hjälp av de fysikaliska principerna som presenterats i kapitel 3 följer vi vattnet från inströmningsområde till utströmningsområde.

Den vanligaste landskapstypen i Sverige utgörs av barrskogsbevuxen moränterräng på urberggrund. Vid diskussionen av vattenflödet genom avrinningsområdet utgår vi från denna landskapstyp. Exempel från andra landskapstyper utnyttjas när vi belyser enskilda processer och när vi, i bokens sista kapitel, försöker tillämpa det här presenterade synsättet på praktiska problem.

## I inströmningsområden sker grundvattenbildning

Inströmningsområden är de delar av avrinnings-

området där det sker en påfyllnad av grundvattnet, en s k grundvattenbildning. I dessa områden strömmar vatten från markvattenzonen till grundvattenzonen.

Utgående från grundvattnets flödesriktning kan inströmningsområden definieras som "områden där det ytliga grundvattnet har en flödeskomponent riktad in i grundvattenzonen". För att definitionen ska ge grundvatteninströmning även vid en lutande grundvattenyta, jämförs flödesriktningen med grundvattenytans plan och inte med horisontalplanet. Innebörden är att flödesresultanten i ytan ska luta något mer än grundvattenytan. I praktiken är grundvattenytans lutning ofta liten jämfört med möjliga flödesriktningar och en tillräckligt noggrann definition blir "områden där det ytliga grundvattenflödet har en nedåtriktad komponent".

Förekomsten av grundvatteninströmning kan påvisas genom mätningar av totalpotentialen på olika djup (sid 40). En avtagande totalpotential med djupet indikerar inströmning. Grundvattenflödet i en sluttning är emellertid ofta i det närmaste parallellt med markytan. Den nedåtriktade potentialgradienten är då liten och kanske inte mätbar.

I svensk moränterräng följer grundvattenytan, som tidigare framhållits, i stort sett markytan. Vattendragens vattenytor utgör grundvattenytans lägsta del. Enligt de fysikaliska principerna för grundvattenströmning innebär detta ett grundvattenflöde från höga till låga terränglägen, med ut-



strömning kring och i vattendragen. Vi vet alltså att det förekommer ett grundvattenflöde genom avrinningsområdet till vattendragen, men dess storlek och betydelse för avrinningsbildningen är inte given med detta. Det finns ingen praktisk möjlighet att mäta det sammanlagda grundvattenutflödet till vattendragen i ett, om än litet, avrinningsområde. Beräkningar med Darcys lag kan belysa, men inte visa, grundvattenflödets betydelse, eftersom den hydrauliska konduktiviteten i moränen och den underliggande berggrunden inte är tillräckligt känd. De få mätvärden av konduktiviteten som finns visar stora variationer med djupet och mellan olika mätplatser, vilket gör beräkningar av flödet och dess variation med tiden osäkra.

Eftersom vi varken kan mäta eller med tillräcklig noggrannhet beräkna grundvattenflödet inom

ett avrinningsområde, är vi hänvisade till indirekta metoder för att bedöma giltigheten hos den hypotes för avrinningsbildning som skisserades i inledningskapitlet.

## Vattentillförseln

I Sverige faller regnen vanligen med förhållandevis låg intensitet. En "regnig dag", då man kan bli rejält blöt utan regnkläder, faller kanske 2—4 mm/tim. Sommarens eftermiddagsskurar har ibland högre intensitet, kanske 10 mm/tim, och vid häftiga åskväder kan intensiteter uppåt 30—50 mm/tim registreras. De höga intensiteterna är ovanliga och de varar sällan längre än något eller några tiotal minuter. Ur fig 25 kan man t ex utläsa att intensiteten överskrider 40 mm/tim i 10 min en

regnintensitet  
(mm/tim)

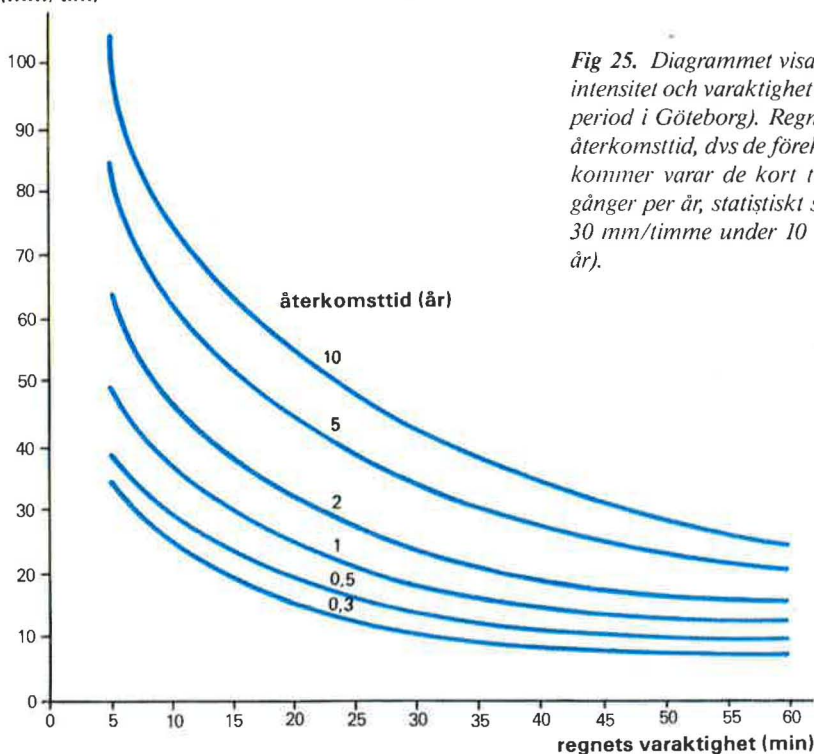


Fig 25. Diagrammet visar sannolikheten för regn av viss intensitet och varaktighet (observationer under en 10-årsperiod i Göteborg). Regnen med hög intensitet har stor återkomsttid, dvs de förekommer sällan, och när de förekommer varar de kort tid. Exempelvis händer det två gånger per år, statistiskt sett, att intensiteten överskrider 30 mm/timme under 10 minuter (återkomsttiden är 0,5 år).

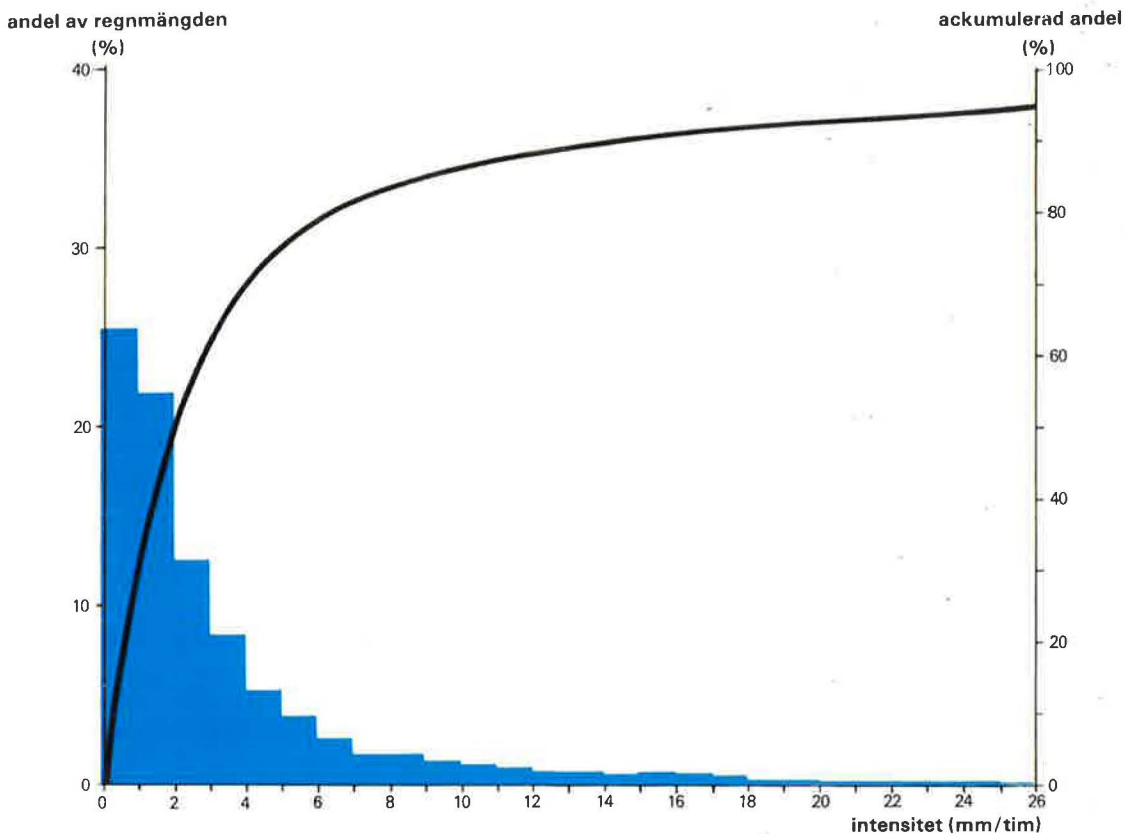
gång per år, statistiskt sett. Samma intensitet över-  
skrids i 35 min bara en gång vart tionde år. Figuren  
bygger på observationer i Göteborg, men förhål-  
landena är likartade på andra håll i Sverige.

Fig 25 visar således de allra häftigaste regnens  
intensitet. Diagrammet är ett viktigt underlag vid  
beräkning av maximal avrinning från täta ytor, t ex  
vid dimensionering av dagvattenledningar. Det  
säger däremot ingenting direkt om de vanliga  
regnens intensiteter, vilka är av större intresse för  
vår diskussion om avrinningsbildningen. I fig 26  
visas hur stor andel av den totala regnmängden  
som fallit med olika intensiteter. Diagrammet

framhåller att det mesta regnet faller med låg  
intensitet. Så faller t ex 50 % av regnet med en  
lägre intensitet än 2 mm/tim och 80 % med en  
lägre intensitet än 6 mm/tim. Man ser å andra  
sidan också att de mycket höga intensiteterna står  
för en inte obetydlig andel. Så föll ca 6 % av regn-  
mängden med över 25 mm/tim. Även om dessa  
regn förekommer sällan och under kort tid, ger de  
stora vattenmängder när de väl kommer. Också  
detta diagram, som gäller Östersund, är i princip  
representativt för andra delar av Sverige.

Vi har tidigare betonat snösmältningens stora  
andel av den totala vattentillförseln och att denna

Fig 26. Fördelningen efter intensitet av de regn som fallit under en 9-årsperiod i Östersund. Trappstegskurvan visar hur stor andel av regnmängden som fallit med en viss intensitet (vänstra skalan). Den jämna kurvan visar hur stor andel som fallit med intensiteter lägre än ett visst värde (högra skalan). Det mesta regnet faller med låg intensitet, nära hälften föll t ex med intensiteter under 2 mm/timme.



vattentillförsel ofta är effektivare för avrinningsbildningen än motsvarande regnmängd (sid 17). I jämförelse med regnet har dock snösmältningen låg intensitet.

Snösmältningen bestäms av energitillförseln till snötäcket. Denna sker främst genom solstrålning, värmeledning från luften och, om luften är tillräckligt fuktig, genom kondensation av vattenånga (energi frigörs vid kondensationen). Gynnsamt för smältning är således soligt väder med varm och fuktig luft samt stark vind. Vinden inverkar genom att den ombesörjer värme- och vattenångetransporten från luften till snön. Ofta är dock luften relativt torr så att det sker avdunstning från snöytan i stället för kondensation. Den vattenavgång som orsakas av avdunstningen är mycket liten, men genom avdunstningen förbrukas en märkbar del av den tillgängliga energin och smältningen minskar. En viss värmetillförsel till snötäcket kan också ske genom regn, men den är i allmänhet liten. Ett 20 mm regn vid en lufttemperatur av +4°C smälter t ex bara 1 mm vatten. Regnvattentillförseln ger däremot stor effekt på avrinningen eftersom marken redan är så fuktig och avdunstningen är liten.

Erfarenheten visar att lufttemperaturen på en plats är ett bra mått på energitillförseln till snön där. För varje grad över noll smälter i medeltal ca 2—5 mm/dygn. Denna siffra, den sk graddagsfaktorn, är större för öppen mark än för skog. Den större solstrålningen och den högre vindhastigheten på den öppna marken ger snabbast smältning där.

Snösmältningens intensitet är vanligen mindre än 10 mm/dygn. Vissa varma dagar är smältningen större, kanske 15 mm. Undantagsvis har intensiteter uppemot 30 mm/dygn uppmätts. Smältningen har, som bekant, en karakteristisk dygnsgång med den högsta intensiteten på eftermiddagen och ofta ingen smältning alls på natten. Om vi antar att all smältning sker under dagen, dvs 12 timmar per dygn, motsvarar de ovan angivna intensiteterna 0,8, 1,3 respektive 2,5 mm/tim.

## Vattnets inträngande i marken

Med *infiltration* menas vattnets inträngande i marken. Infiltrationen är ett flöde och uttrycks t ex i mm/tim. *Infiltrationskapaciteten* hos en mark är den största infiltrationen som kan ske i marken. (Begreppet infiltrationskoefficient används ibland för att ange hur stor andel av nederbörden som bildar grundvatten. Eftersom en stor del av det infiltrerade vattnet avgår till atmosfären genom växternas transpiration, är grundvattenbildningen dock avsevärt mindre än infiltrationen. Ordet infiltrationskoefficient är därför missvisande, då ju infiltration betecknar just flödet genom markytan. "Grundvattenbildningskoefficient" vore lämpligare.)

Om regnets eller snösmältningens intensitet överskrider markens infiltrationskapacitet samlas överskottsvatten på markytan och så småningom bildas ytavrinning. Det är lämpligt att särskilja två slags ytavrinning:

*Hortonsk ytavrinning* är den ytavrinning som bildas när infiltrationskapaciteten överskrids i områden där grundvattenytan ligger under markytan, dvs främst på inströmningsområden.

*Mättad ytavrinning* bildas på områden där grundvattenytan når upp till markytan. Där kan ingen infiltration ske och allt regn eller snösmältning bildar ytavrinning tillsammans med det utströmmande grundvattnet. Här är det meningslöst att tala om infiltrationskapacitet eftersom det sker utflöde och inte infiltration.

All ytavrinning förutsätter visserligen att det översta markskiktet är mättat, ty endast då kan fritt vatten förekomma på marken. Men vid hortonsk ytavrinning är det mättade skiktet tunt och det finns en omättat zon mellan markytan och den egentliga grundvattenytan. Till skillnad från vad som är fallet vid mättad ytavrinning infiltrerar en del av det tillförda vattnet (förutsatt att ytan inte är helt tät, t ex asfalt). Om inte annat anges, syftar ordet ytavrinning i den fortsatta texten på hortonsk ytavrinning.



## Bestämning av infiltrationskapacitet

Infiltrationskapaciteten hos olika jordar har bestämts i fält med i huvudsak två metoder: med infiltrometer och med ytavrinningsmätningar. En ringinfiltrometer är en rörstump, med en diameter av kanske 20 cm eller mer, vars ena ände drivs ned några cm under markytan. Vatten tillförs röret så att en vattenyta bildas några cm över markytan. Infiltrationskapaciteten ges av den vattentillförsel som krävs för att hålla vattenytan på konstant nivå. Flödet i jorden under cylindern blir dock inte helt vertikalt eftersom det uppstår en tryckpotentialgradient från det nära mättade området under röret ut mot den torrare jorden runtomkring. Spridningen av vattnet i sidled gör att infiltrometern ger för höga värden på markens infiltrationskapacitet. För att minska felet sätter man ofta ett rör med betydligt större diameter runt infiltrometern och ser till att vattennivån är densamma i de två rören. Spridningen från det inre röret, i vilket mätningarna sker, blir då mindre. Utgående från Darcys lag kan den uppmätta infiltrationskapaciteten dessutom korrigeras för sidospridningen.

Ett annat sätt att bestämma infiltrationskapaciteten är att samla upp och mäta avrinningen från naturliga ytor med små, väldefinierade, areor, s k avrinningsytor. Ytorna, på kanske 1—100 m<sup>2</sup>, innesluts av konstgjorda ytvattendelare. Vatten tillförs antingen genom naturlig nederbörd eller med hjälp av mer eller mindre avancerade regnsimulatore. Få sådana försök har rapporterats i Sverige, men internationellt sett har det varit en vanlig metod.

## Faktorer som bestämmer infiltrationskapacitetens storlek

### Vattenhalt

Vid infiltration samverkar tryckkrafter och gravitation, vattnet sugs ned i marken. Allteftersom infiltrationen fortskrider minskar den drivande tryckgradienten och infiltrationskapaciteten avtar. Så småningom, kanske efter några timmar, når

infiltrationskapaciteten ett konstant värde som är lika med eller något mindre än den mättade hydrauliska konduktiviteten. Vanligen är det detta slutgiltiga värde som avses när man anger infiltrationskapaciteten hos en jord.

En mycket torr, finkornig jord kan ha låg infiltrationskapacitet p g a strukturförändring. I en sådan jord är infiltrationskapaciteten störst vid måttlig vattenhalt.

### Mättad konduktivitet

Den slutliga infiltrationskapaciteten beror således av jordens mättade hydrauliska konduktivitet. Denna beror i sin tur på porstorleken och därigenom på jordens kornstorlek (textur) och aggregatbildning (struktur). De stora, strukturorsakade porerna bidrar normalt inte till infiltrationen i våra jordar eftersom de sällan är vattenfyllda vid de tryck som råder i markvattnet vid naturlig infiltration. Däremot bidrar de till infiltrationskapaciteten, som ju är infiltrationen vid obegränsad vattentillförsel.

Konduktivitet p g a struktur gynnas av vegetation, maskar och övrig biologisk aktivitet i jorden. Den missgynnas av sammanpressning av marken, t ex på grund av människor, boskap och fordon. Här spelar jordbruks- och skogsmaskiner en stor roll. I klimat med högre regnintensiteter än våra kan ytskiktets porer även pressas samman av regndropparna.

Tjäle minskar markens hydrauliska konduktivitet, eftersom en del av porvolymen är fylld av is som inte deltar i strömningen. Minskningen beror i hög grad på markens vattenhalt vid tjälningen. Ju större den är, desto mindre blir den mättade hydrauliska konduktiviteten och således infiltrationskapaciteten. Å andra sidan medför tjälningen en uppluckring av marken, vilket gynnar infiltrationskapaciteten under den tjälfria delen av året. (Infiltration i tjälad mark diskuteras mer ingående längre fram.)

### Lagringsmöjligheter och skiktning

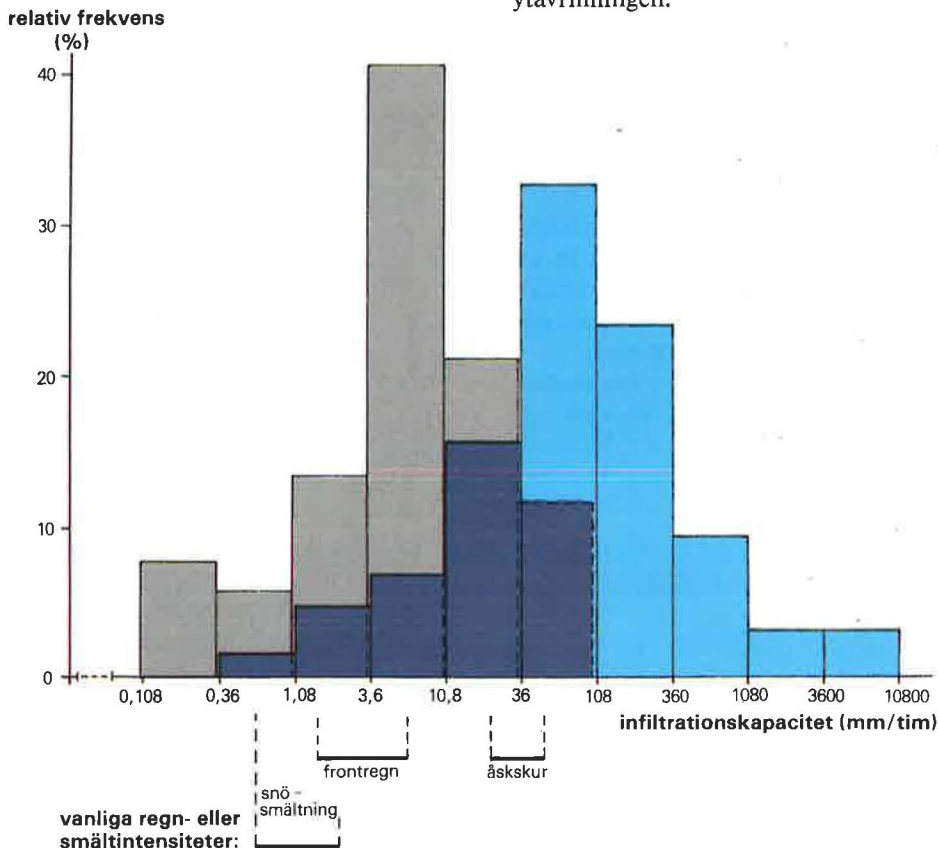
Kommentarerna ovan om markens infiltrationskapacitet gäller främst oskiktad mark. I en skiktad

mark kan infiltrationskapaciteten avta med tiden på ett mer komplicerat sätt. Här beror infiltrationskapaciteten under en begränsad tid på ett samspel mellan konduktivitet och lagringsmöjligheter i de olika skikten. Infiltrationskapacitetens slutgiltiga värde bestäms till stor del av konduktiviteten hos det tätaste skiktet, men infiltration under naturliga förhållanden kanske aldrig pågår så länge att detta skikt blir begränsande.

I allmänhet avtar såväl konduktivitet som porositet med djupet i en markprofil. Ett kraftigt regn kan infiltrera och lagras tillfälligt i de översta markskikten. Flödet ned i djupare skikt kan därigenom pågå under lång tid med en intensitet som är betydligt lägre än regnets. De djupare skikten "hinner" således inte begränsa markens infiltrationskapacitet.

Förekomsten av vegetation spelar en stor roll för denna lagring. Redan interceptionen, dvs vattnets lagring på träd, buskar, ris, örter, gräs och mossa, medverkar till att minska intensiteten hos det regn som når markytan. I marken sker en viktig lagring i det osönderdelade döda organiska materialet (förran) och det skikt där det organiska materialet sönderdelas (humusskiktet).

Markytans lutning inverkar inte på infiltrationskapaciteten. Men i en lutande mark minskar lagringsmöjligheterna på markytan och i de översta skikten. Ytavrinning eller lateralt (riktat i sidled) flöde i de ytligaste skikten gynnas på bekostnad av infiltrationen. Genom terrassbyggnad på sluttande jordbruksmark ökar man lagringsmöjligheten på markytan, vilket ökar infiltrationen (men inte infiltrationskapaciteten) och minskar ytavrinningen.



## Infiltrationsmätningar i Sverige

Fig 27 visar en sammanställning av resultat från infiltrometerförsök gjorda på olika platser i Sverige. Somliga är gjorda på den ursprungliga markytan, dvs på humusskiktet. Andra är gjorda på den översta mineraljorden sedan humusskiktet tagits bort. Dessa senare försök gav i regel lägre infiltrationskapaciteter. De höga infiltrationskapaciteter som uppmätts i lerorna har säkerligen samband med förekomsten av struktur i leran. En jämförelse med nederbördens intensitet visar att hortonsk ytavrinning bör vara sällsynt på morän, men att den kan förekomma på vissa leror.

Vid försök i fem skogbevuxna moränsluttningar nära Uppsala installerades en meter långa uppsamlingsrännor i mineraljorden, någon centimeter under humusen, för att samla upp en eventuell ytavrinning. Under två års snösmältningar samlades i två av rännorna ca 15 % av smältvattnet i rännornas tillrinningsområden. I de övriga tre rännorna var andelen betydligt mindre (< 1 %). Under två sommar- och höstperioder samlade rännorna 0—3 % av periodens regn. En kortare observationsperiod i en lersluttning på ängsmark gav likartat resultat. Ytavrinning, som ett flöde på markytan, observerades inte vid något av de talrika besök vid mätplatserna som gjordes under regn och snösmältning. I de fall vatten samlades i rännorna sipprade det fram ur humusskiktet. I en annan ränna, på starkt kulturpåverkad, gräsbevuxen, sandig morän, observerades ytavrinning under en snösmältningsperiod. Då hade en isskorpa bildats på markytan genom upprepade smältningar och frysningar (se vidare sid 58).

*Fig 27. Resultat av svenska infiltrationsmätningar i lera (svarta staplar, 52 försök) och i morän (blåa staplar, 64 försök). I de flesta moränjordar är infiltrationskapaciteten tillräckligt stor för att allt regn- och smältvatten ska infiltrera. I många lerjordar är infiltrationskapaciteten otillräcklig och hortonsk ytavrinning kan förekomma.*

På sid 37 påpekades att en grop avlänkar ett omättat flöde i marken. Ett mättat flöde har däremot en tendens att koncentreras till en grop. I försöket med rännorna studerades förekomsten av ett mättat flöde på markytan eller i markens ytskikt. Den störning av flödet, som installationen av uppsamlingsrännorna eventuellt orsakade, skulle alltså ge en överskattning av flödet. Effekten var dock troligen liten i detta försök.

## Infiltration i tjälad mark

Vi har tidigare konstaterat att vattnet kan röra sig i en tjälad mark. Även om marken var mättad vid tjälningen kan den vara genomsläpplig för vatten. Konduktiviteten är dock mycket liten i sådana fall eftersom det ofrusna vattnet bara förekommer i de minsta porerna och kring mineralkornen. Den avtar snabbt med temperaturen genom att vattnet i allt mindre porer fryser. Så kan mättad, tjälad jord ha en någorlunda hög konduktivitet vid 0°C för att vara i praktiken ogenomsläpplig vid någon tiondels grad under noll. Som exempel kan nämnas en undersökning där konduktiviteten hos en finkornig jord som var mättad vid tjälningen minskade från  $10^{-7}$  till  $10^{-11}$  m/s (10 till 0,001 mm/dygn) när temperaturen sänktes från 0,0° till -0,4°C.

Vid infiltration i en tjälad mark är situationen ofta annorlunda eftersom marken i allmänhet inte varit mättad vid tjälningen. Om vattenhalten var tillräckligt låg vid tjälningen finns det en "ledig" porvolym att infiltrera i. Infiltrations- och ytavrinningsförsök har visat att infiltrationskapaciteten hos tjälad jord ofta är tillräcklig för att allt smältvatten ska kunna infiltrera.

Ytavrinningsförsök på en moig jord i Alaska visade vattenhaltens inverkan på infiltrationskapaciteten. Normalt infiltrerade allt smältvatten på försöksytan. En vår av tre uppstod ytavrinning. Då hade det kommit ett kraftigt regn alldeles innan marken började tjälas om hösten. Tjäl djupet var alla år omkring 1,6 m (trots skillnaden i vattenhalt).



Det är alltså inte tjäldjupet, utan ytskiktets vattenhalt vid tjälningen och även omfördelningen av vatten i markprofilen under vintern, som avgör infiltrationskapacitetens storlek. Ytskiktets vattenhalt är sannolikt störst i slutningarnas nederkanter, p g a att grundvattnet är ytligast där. Om hela slutningen är tjälad kanske allt smältvatten i de övre delarna kan infiltrera, men inte allt i de nedre. Den mättade ytavrinningen skulle då få ett tillskott av hortonsk ytavrinning från områden strax ovanför utströmningsområdena.

Vissa vintrar sker en kraftig isbildning i markens ytskikt och på markytan. Det förekommer särskilt i södra Sverige när det blir köldgrader direkt efter en stor vattentillförsel genom regn eller snösmältning. Om det kvarvarande snötäcket är tunt kan det bildas en massiv iskorpa på markytan. Isskorpan blir särskilt kraftig vid upprepade smältningar och frysningar. Den är ogenomtränglig för vatten och fortsatt vattentillförsel ger upphov till ytavrinning. På åkermark kan denna typ av isbildning, som kallas isbränna, skada höstsåden.

## Vattenlagring i markens översta skikt

Betydelsen av vattnets lagring i olika skikt under infiltrationsförloppet illustreras i fig 28. Sammanlagt 8 mm regn föll under natten med en "normal", låg intensitet. Under den första timmen lagrades allt tillfört vatten i mossan. När mossans vatteninnehåll ökat med 1,5 mm började vatten tränga ned i förnan och humusskiktet, vars vatteninnehåll då ökade. Vattenlagringen i mossan fortsatte och vid den högsta regnintensiteten var mossans vatteninnehåll 3,5 mm högre än startvärdet. När regnintensiteten drastiskt minskade avklingade mossans vatteninnehåll, genom att utflödet till skikten under dominerade över tillförseln uppifrån. Två timmar efter regnets början skedde den första vattentillförseln till mineraljorden och efter ytterligare två timmar började regnet märkas under 20 cm djup. Ökningen av de djupare skiktens vatteninnehåll fortsatte långt efter regnets

slut. Under 30 cm nivån var vattenhaltsökningen obetydlig för den redovisade perioden.

Grundvattennivån på mätplatsen ligger djupt, ca 15 m. Sannolikt lagrades allt tillfört vatten i rotzonen vid detta regntillfälle, även efter mätperiodens slut, och ingen grundvattenbildning skedde. På platser med mycket ytligt grundvatten, men med samma förhållanden i övrigt, bör det dock ha skett en vattentillförsel till grundvattnet med ökad grundvattenutströmning som följd.

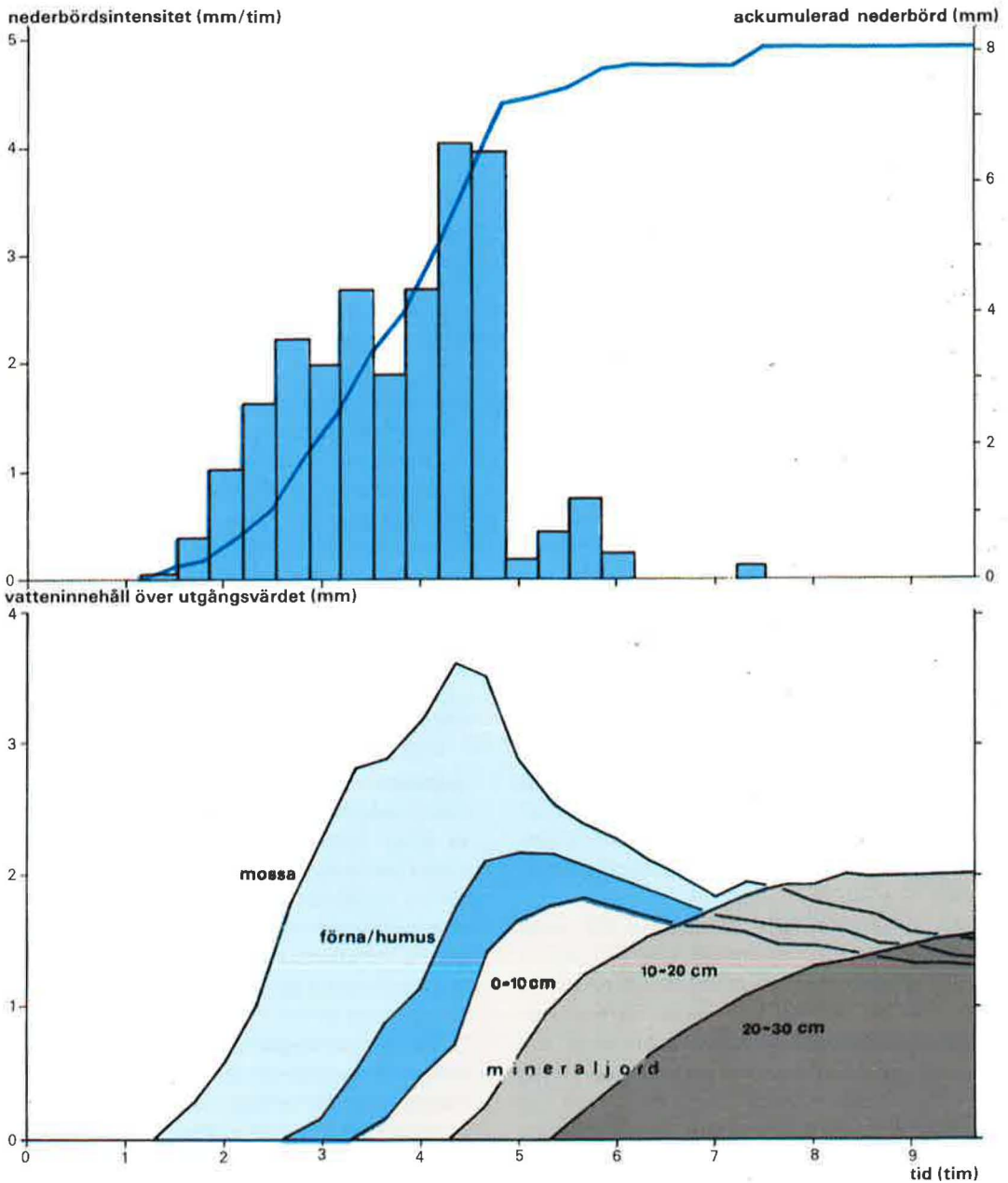
Kurvornas lutning anger vatteninnehållets förändring per tidsenhet, dvs lagringen i skikten (positiv vid påfyllnad, negativ vid tömning). Så länge vatteninnehållet i de underliggande skikten inte ändras är lagringen i ett skikt lika med inflödet. När vatteninnehållet i de underliggande skikten ökar utgör lagringen bara en del av inflödet, som alltså är större än kurvans lutning. Flödet till ett skikt kan beräknas genom att man från flödet till ovanliggande skikt subtraherar lagringen i detta. Flödet till det djupaste skiktet var som mest 0,7 mm/tim, vilket ska jämföras med intensiteten hos regnet och inflödet till mossan på upp till 4 mm/tim. Inflödet till mineraljorden var som mest 3 mm/tim. Lagringen i ovanliggande skikt dämpar flödets intensitet. Kraven på konduktivitet hos ett skikt för att klara av vattentillförseln uppifrån avtar därför med djupet (under förutsättning att regnet inte är mycket långvarigt).

Observera att kurvorna visar vatteninnehållets förhöjning över utgångsvärdet i de olika skikten. Vattenhalten i mineraljorden var ca 25 % vid regnets början, vilket motsvarar 25 mm i ett 10 cm markskikt. De relativa förändringarna i skiktets vattenhalt var således små.

Tidsförskjutningen av kurvorna med djupet visar en fortplantningshastighet av nederbörds-pulsen på ca 10 cm/tim i mineraljorden. Låt oss jämföra denna hastighet med vattenpartiklarnas hastighet:

Om vi antar att allt vatten deltog i strömningen blir vattenpartiklarnas hastighet

$$v_p = \frac{Q}{A \cdot \theta}$$



*Fig 28. Infiltration i en sandjord vid ett regntillfälle (Jädraås, Gästrikland, 28 september 1975). Vattenhalten i mossan ökar så snart det börjat regna. Efter hand ökar vattenhalten allt längre ned. Tack vare lagringen i de olika skikten minskar flödets intensitet med djupet. Tätare skikt, som skulle kunnat begränsa infiltrationen, "hinner" inte göra det innan regnet upphör.*

Flödet ( $Q/A$ ) på 10 cm nivån var ca 1 mm/tim. Med vattenhalten  $\theta = 25\%$ , blir  $v_p = 4$  mm/tim. De tre "hastigheter" som diskuterades på sid 40 var alltså

Flödet (Darcy-hastigheten)	1 mm/tim
Partikelhastigheten	4 mm/tim
Tryckets fortplantningshastighet	100 mm/tim

## Vattnets fortsatta rörelse ned genom markprofilen

Det nedåtriktade omättade flödet brukar kallas *perkolation*. Den skillnad mellan vattenpartiklarnas hastighet och tryckets fortplantningshastighet som visades ovan är karakteristisk för perkolationsförloppet. Med hjälp av naturliga och tillsatta spårämnen i vattnet har man i flera undersökningar beräknat partikelhastigheten hos det perkolerande vattnet. Undersökningarna har gjorts i sandjordar med djupt liggande grundvattenytor. Ur jämförelsevis glesa observationer har partikelmedelhastigheter kring 0,1–0,2 m/mån erhållits. Detta är medelhastigheter ur vilka t ex en förorenings förflyttning i markvattenzonen kan uppskattas. Vid de enskilda perkolationstillfällena var hastigheterna säkerligen större (jfr hastigheterna i exemplet ovan). Tryckvägens fortplantningshastighet i dessa mäktiga omättade zoner har beräknats till ca 3 m/månad.

Dessa undersökningar, liksom fig 28, avser sandjordar med liten vattenhållande förmåga. I morän är vattenhalten ofta större och partikelhastigheten vid ett visst flöde blir lägre. Tryckets fortplantningshastighet blir å andra sidan större. Fig 29 visar hur grundvattennivån i en moränsluttning svarar på ett regn. Grundvattennivån på 1,5 m djup reagerar inom en timme efter regnets början. Regnvattenpartiklarna nådde vid detta infiltrationstillfälle ett största djup av uppskattningsvis 4 cm. Vid beräkning av vattenpartiklarnas hastighet enligt ekvationen på sid 42 förutsätts att vi har kolvflöde (jfr sid 44). Adsorptivt bundet vatten försummas, liksom ett eventuellt flöde i stora,

strukturorsakade porer. Antagandena är välgrundade i sandjordar, men osäkrare i moränmark där strukturen kan vara betydelsefull för flödet vid mättade eller nära mättade förhållanden.

## Vattnets rörelse följt med naturligt spårämne

Fig 30 visar ett fall med kolvflöde i den omättade zonen. Här har den stabila syreisotopen  $^{18}\text{O}$  (syre-18, uttalas ofta O-årton) använts som ett naturligt spårämne. Först några ord om detta spårämne, som vi även kommer att referera till längre fram.

Ungefär 0,2 % av vattenmolekylerna i naturligt vatten innehåller  $^{18}\text{O}$ -atomer i stället för den vanliga  $^{16}\text{O}$ -atomen. Nederbördens  $^{18}\text{O}$ -halt har en karakteristisk årgång, med låga värden vintertid och höga värden sommartid (fig 30, högra kurvan). Skillnaderna är mycket små och påverkar inte vattnets densitet eller flödesegenskaper, men de ger en naturlig märkning av nederbördsvattnet vid olika årstider och även vid olika nederbördstillfällen.

Vid den markvattenprovtagning i maj 1982 som redovisas i fig 30 kunde såväl årets som fjolårets vinternederbörd återfinnas, på 0,7 respektive 2,3 m djup. Senare provtagningar visade hur  $^{18}\text{O}$ -vågen successivt försköts nedåt när nytt vatten tillfördes uppifrån. (Bilden kompliceras något av transpirationen, som tar av det vatten som befinner sig i rotzonen.) Identifikationen i maj av fjolårets smältvatten på 2,3 m djup ger en partikelmedelhastighet av ca 0,2 m/månad.

Vid  $^{18}\text{O}$ -provtagningen bestämdes även vattenhalten på de olika nivåerna (redovisas ej i fig 30). Vatteninnehållet mellan två nivåer ges enligt sid 23 av medelvattenhalten mellan nivåerna multiplicerad med skiktjockleken. Medelvattenhalten mellan 0,7 och 2,3 m djup var 17,5 % i maj. Detta ger ett vatteninnehåll på 280 mm mellan de två vinterdjupen. Flödet under en halv meters djup kan antas vara nedåtriktat hela året, eftersom det är i en sandjord med relativt djup grundvattenyta.



Den sammanlagda perkolationen under året blir därför lika med vatteninnehållet mellan nivåerna, dvs 280 mm. Detta är ett rimligt värde på grundvattenbildningen under ett år. Ingen ytavrinning förekommer på platsen och all nederbörd som inte avdunstar bildar grundvatten (jfr årsavrinningen fig 6).

En liknande regelbunden variation med djupet hos markvattnets  $^{18}\text{O}$ -halt iaktogs i morän i Klotenområdet i Västmanland. Vid provtagning i september kunde vatten från fjolårets snösmältning identifieras på 1,5 m djup.

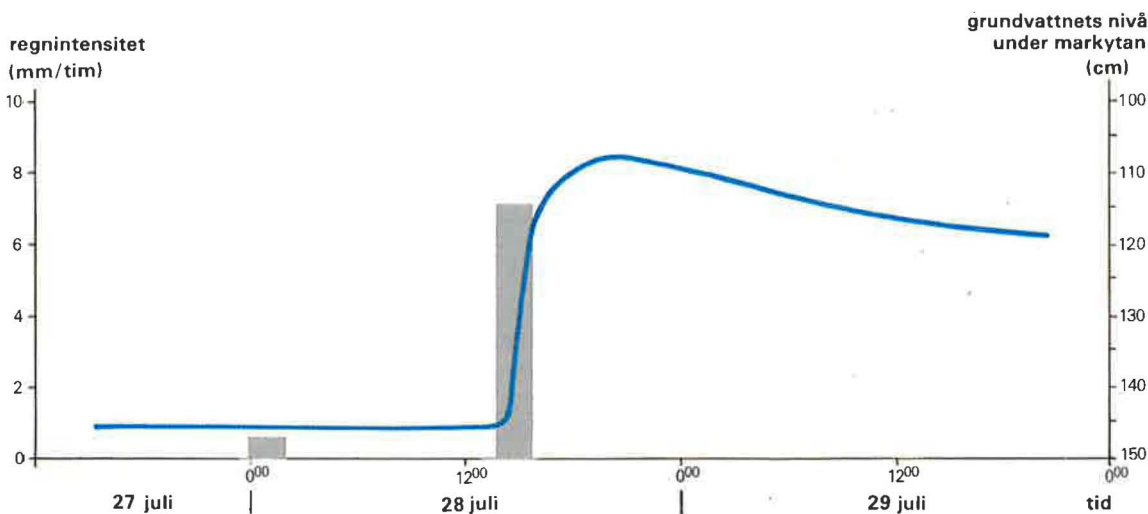
## Under rotzonen tycks vattnet röra sig genom kolvflöde

Det faktum att årsgången hos nederbördens  $^{18}\text{O}$ -halt kan återfinnas i markvattenzonen och

*Fig 29. Grundvattenytan kan reagera snabbt och med stor nivåförändring även vid måttlig nederbörd. På eftermiddagen den 28 juli 1983 föll 14 mm regn (7 mm/timme under 2 timmar) på en moränsluttning i Lagga, Uppland. Inom några timmar hade grundvattenytan stigit närmare 40 cm, dvs 400 mm.*

att grundvattenbildningen beräknad enligt ovan ger ett rimligt värde tyder på att markvattnet under rotzonen rör sig genom kolvflöde. Hela vattenvolymen förlyttas succesivt ned genom marken allteftersom påfyllnad sker uppifrån. Markvattenpartiklarna på en nivå har ungefär samma ålder. Om det hade skett ett betydande flöde i stora, sammanhängande porer skulle årsgången försvinna genom att vatten från ett infiltrationstillfälle kom till en viss nivå vid olika tidpunkter. Eller också skulle årsgången ge ett för lågt värde på grundvattenbildningen, genom att en stor del av det infiltrerade vattnet nådde grundvattnet praktiskt taget direkt.

Delvis motsägande resultat har rapporterats från försök med tillsatt färgämne. Markytan bevattades med färgat vatten och när bevattningen avslutats studerades färgens nedträngning i marken i gropar som grävdes. I såväl sand som i morän observerades ett oregelbundet färgmönster, vilket tydde på varierande nedträngningshastighet hos vattenpartiklarna. Försöken gjordes emellertid med mycket hög konstgjord regnintensitet, och deras information om naturliga förhållanden är därför begränsad (jfr diskussionen sid 44).



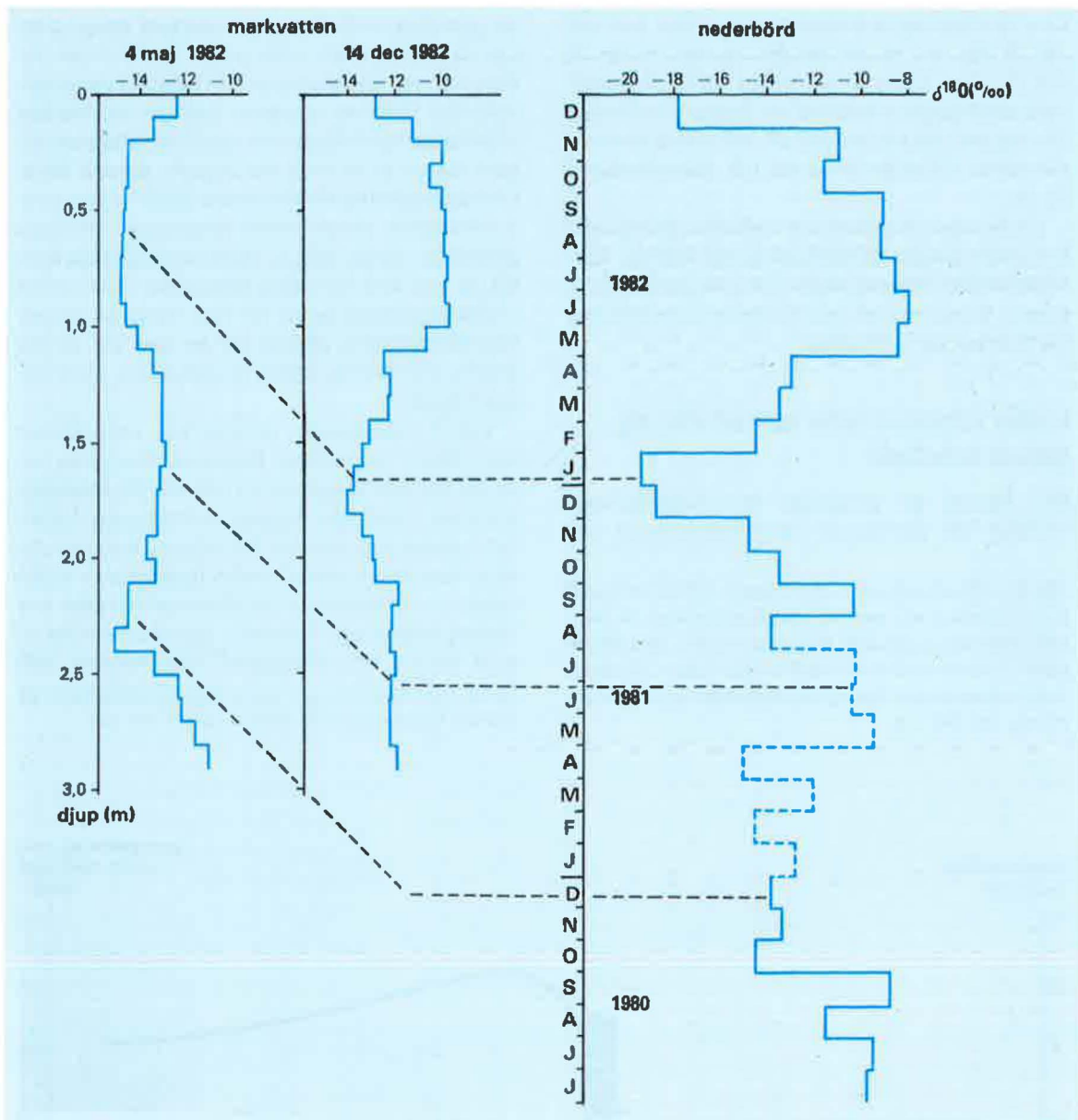


Fig 30. Markvattnets  $^{18}O$ -halt i en sandjord i Uppsala vid två tillfällen samt månadsmedelvärden av nederbördens  $^{18}O$ -halt under åren innan. (Under första halvåret 1981 har nederbördens  $^{18}O$ -halt uppskattats ur näraliggande stationer (streckad linje).)

Årstidsvariationen hos nederbördens  $^{18}O$ -halt kan spåras i markprofilen. I maj 1982 kunde årets vinterne-

derbörd med låg  $^{18}O$ -halt återfinnas kring 0,7 m djup och fjolårets kring 2,3 m. Under sommaren och hösten, fram till december 1982, försköts markvattenpartiklarna en meter nedåt.

Beteckningen  $\delta^{18}O$  anger avvikelser hos provets  $^{18}O$ -halt från  $^{18}O$ -halten hos ett internationellt standardvatten.

## Öppna och slutna akviferer

En *akvifer* (uttalas akvifär) är en geologisk bildning som innehåller grundvatten. Ofta lägger man en praktisk aspekt på ordet och låter akvifer beteckna en bildning ur vilken grundvatten kan utvinnas. Med detta språkbruk är t ex en lera inte en akvifer även om den, vilket vanligen är fallet, innehåller grundvatten. Man särskiljer två slags akviferer, öppna och slutna.

I en *öppen akvifer* sammanfaller grundvattenytan (definierad som den nivå i jorden där vattenytan i ett perforerat rör ställer sig) med grundvattenzonens övre gräns. Detta är den "vanliga" typen av grundvattenförekomst, t ex den som visas i fig 14. Den kallas också akvifer med fri grundvattenyta.

En *sluten akvifer* kan förekomma om t ex en sandjord överlagras av lera. I jämförelse med sanden är leran tät och fungerar som ett lock över sandakviferen. Grundvattnet i sanden står ofta under övertryck och vattenytan i ett rör som är perforerat endast i sanden stiger över sandens övre gräns, upp i leran och ofta över markytan. Sanden är en sluten akvifer (även kallad artesisk). Grundvattenytan är där en tryckhöjd, kallad piezometrisk tryckhöjd. Den är, liksom i den öppna akviferen, den höjd vid vilken vattnet i ett observationsrör ställer sig.

I de mellansvenska dalgångarna finns ofta moränakviferer under leran. Dessa slutna akviferer, vars tryckyta ofta är över markytan, får sitt vatten genom infiltration i moränbackarna i dalgångens sidor. Grundvattnets tryckhöjd i den slutna akviferen bestäms bland annat av höjden hos den fria grundvattenytan i moränen utanför leran. Även i leran finns en grundvattenyta, en fri grundvattenyta som under naturliga förhållanden är lägre än den underliggande slutna akviferens.

I den fortsatta diskussionen kommer vi endast undantagsvis att beröra flödet i slutna akviferer. Vi håller oss till den fria grundvattenytan i moränen.

*Magasinskoefficienten* hos en akvifer uttrycker

förhållandet mellan magasin-sändring och vattenstandsändring.

$$M = \frac{\Delta S}{\Delta h}$$

$M$  = magasin-koefficient

$\Delta S$  = magasin-sändring

$\Delta h$  = ändring av grundvattennivå

Magasinskoefficienten är lika med den volymandel vatten som dräneras vid avsänkning av grundvattenytan. I en öppen akvifer kallas magasin-koefficienten ofta effektiv porositet, där ordet effektiv syftar på effektiv ur grundvattenutvinnings-synpunkt. Av tidigare definition (sid 43) framgår att den effektiva porositeten är skillnaden mellan porositet och fältkapacitet. Den effektiva porositeten kan vara uppemot 20 % i en grov sand. I morän är den effektiva porositeten kanske 2—5 %. Om den effektiva porositeten är 5 % orsakar en vattentillförsel till grundvattnet av 20 mm en höjning av grundvattennivån med  $20/0,05 = 400$  mm; dvs 0,4 m.

I en sluten akvifer bestäms magasin-koefficienten inte av jordens vattenhållande egenskaper utan av markskelettets benägenhet att förändras vid tryckändringar hos vattnet. Magasins-koefficienter hos slutna akviferer är mycket små, ofta bråkdelar av procent. Små magasin-förändringar, orsakade t ex av grundvattenuttag, ger där upphov till stora ändringar av grundvattennivån (grundvattnets tryckyta).

## Olika sätt att uppskatta grundvattenbildningens storlek

*Grundvattenbildningen*, dvs grundvattnets påfyllnadshastighet, avgör hur stort grundvattenuttag som kan göras i en akvifer eller inom ett område utan att grundvattenytan sänks på lång sikt. Hur stora uttag som kan göras ur en enskild brunn beror dessutom på akviferens hydrauliska och vattenhållande egenskaper och på brunnens konstruktion.



I Sverige är grundvattenbildningen inom ett område något mindre än avrinningen från området. Sett över en längre tid måste ju det grundvattnet, som dominerar bäckarnas vattenflöde, nybildas i samma takt som det rinner av.

Grundvattenbildning sker dock, definitionsmässigt, endast på inströmningsområden. Uttryckt per ytenhet inströmningsområde är grundvattenbildningen lika stor som den specifika avrinningen (avrinning per ytenhet) från hela avrinningsområdet, eller kanske t o m något större. Detta, något paradoxala förhållande, kan förklaras på följande sätt:

Om ingen hortonsk ytavrinning förekommer på inströmningsområdet är grundvattenbildningen över en längre tid lika med skillnaden mellan nederbörd och avdunstning i inströmningsområdet. Den specifika avrinningen från avrinningsområdet är lika med motsvarande skillnad för hela avrinningsområdet, dvs inströmningsområden och utströmningsområden. Avdunstningen bör vara störst i utströmningsområden, där vattentillgången alltid är god. Nederbörden kan å andra sidan förväntas vara lika stor i bägge typer av områden. Skillnaden mellan nederbörd och avdunstning blir därför störst i inströmningsområden, vilket gör att grundvattenbildningen per ytenhet inströmningsområde blir något större än den specifika avrinningen från hela avrinningsområdet.

Den totala grundvattenbildningen inom ett område ökar om grundvattenytan sänks, t ex genom stora uttag eller dränering. Genom sänkningen av grundvattenytan minskar nämligen utströmningsområdenas utbredning, områden i vilka ingen grundvattenbildning sker. Begreppet "*potentiell grundvattenbildning*" avser den grundvattenbildning som skulle ske inom ett område om hela området vore inströmningsområde. Den potentiella grundvattenbildningen är således grundvattenbildningen per ytenhet inströmningsområde.

Den specifika avrinningen ger ett, möjligen något för litet, medelvärde av den potentiella grundvattenbildningen inom det avrinningsområde från vilket vattenföringsuppgifter finns.

Näraliggande, någorlunda stora avrinningsområden (någon km<sup>2</sup>) har ungefär samma specifika avrinning, genom att de lokala variationerna i avdunstning, som finns inom varje område, jämnas ut. De kartor över specifika avrinningens långtidsmedelvärde som upprättats visar just denna medelavrinning från landskapet, med dess mosaik av olika marktyper och markanvändning. Vid planering av vattentäkter är man emellertid intresserad av grundvattenbildningen i en enskild akvifer, vilken kan skilja sig avsevärt från områdesmedelvärdet.

Grundvattenbildningen i en punkt eller i en enskild akvifer kan beräknas på flera olika sätt. Några principiellt olika metoder, med varierande möjligheter till tidsupplösning och skilda krav på mätinsats, är:

- Vattenbalansberäkningar i rotzonen. Rotzonens vatteninnehåll beräknas t ex dygnsvis ur nederbörd och potentiell avdunstning, den senare reducerad till verklig avdunstning med hjälp av beräknad markvattenhalt. När vattenhalten uppnår fältkapacitet antas en volym motsvarande all ytterligare tillförd nederbörd perkolera. Metoden kräver bland annat kännedom om rotzonens vattenhållande egenskaper.
- Perkolationsberäkningar med hjälp av Darcys lag. Dessa kräver en detaljerad kunskap om markens omättade konduktivitet och vattenhållande förmåga.
- Perkolationsberäkningar med hjälp av naturliga eller tillsatta spårämnen. Vattenpartiklarnas hastighet, tillsammans med uppmätt vattenhalt, ger grundvattenbildningen (jfr exemplet sid 60). Beräkningarna förutsätter kolflöde vid perkolationen.
- Beräkning av horisontell grundvattenbalans över lång tid inom ett område. Grundvattenbildningen inom ett betraktat område är lika med skillnaden mellan grundvattenflödet ut ur området och grundvattenflödet in i området. Beräkningarna kräver kännedom om grundvattenytans utseende och transmissiviteten.

perkolations  
(mm/dygn)

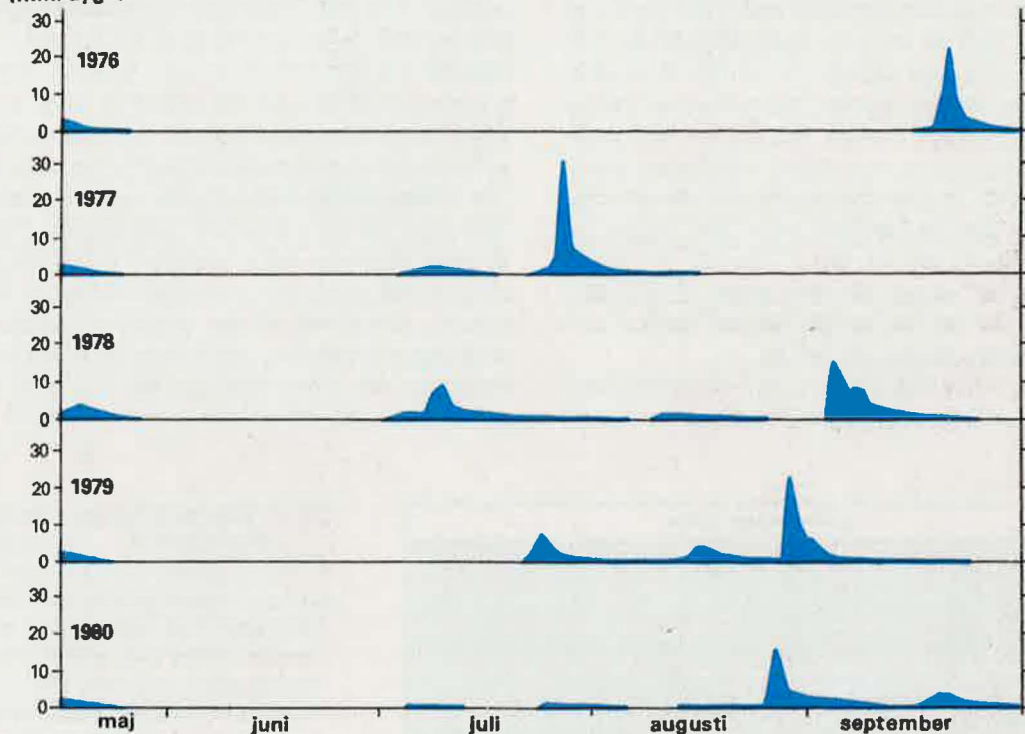


Fig 31. Beräknad perkolations nedanför rotzonen i en tallskogsbevuxen sandjord, Jädraås, Gästrikland. I denna välsorterade jord är rotzonen fältkapacitet ovanligt väl definierad, perkolations sker vid några få tillfällen när denna fältkapacitet överskrids. Vid lägre vattenhalter lagras allt infiltrerat vatten i rotzonen och avgår till stor del genom transpiration.

- Beräkning av grundvattenlagringen ur uppmätta grundvattenståndsökningar vid alla stegringstillfällen under en period. Metoden förutsätter att grundvattenflödet under stegringsfasen är litet. Jordens effektiva porositet måste vara känd.
- Långtidsprovpumpning i brunnar med mycket väl definierade tillrinningsområden. Medeluttaget vid jämvikt är lika med grundvattenbildningen.

Den här sammanställningen har gjorts för att belysa grundvattenbildningen ur olika aspekter. Här ska inte göras en värdering av de olika metoderna. I praktiken har man oftast inget val, man är

hänvisad till de förutsättningar som gäller på platsen och till de data som finns tillgängliga.

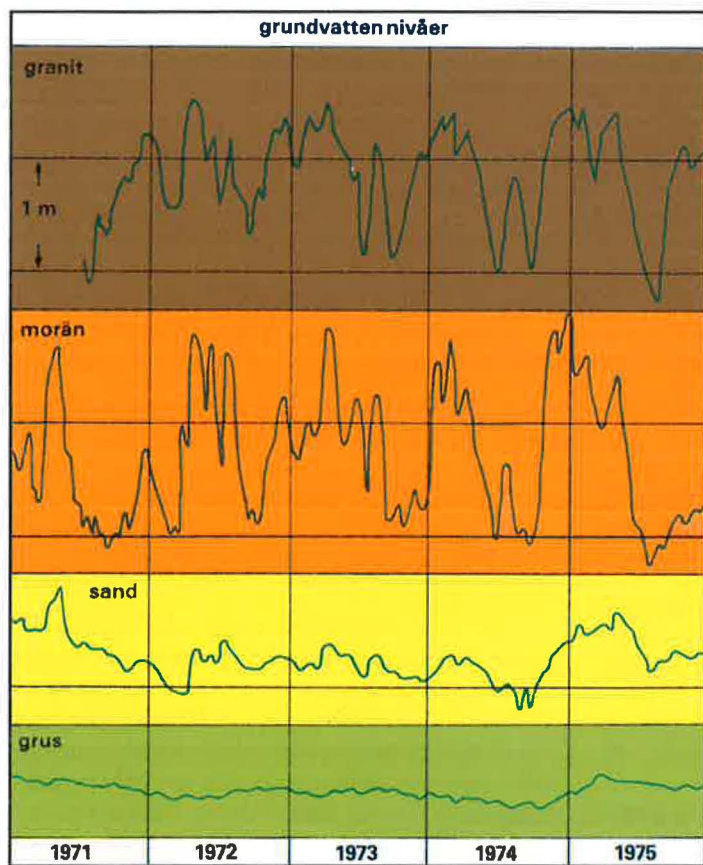
## Grundvattenbildningen i tallskog på sand

I fig 31 visas perkolations i en mellansvensk tallskogsbevuxen sandjord, beräknad med en modell som utgår från en kombination av de två första metoderna ovan, för några sommarperioder. Trots ett flertal (ej redovisade) regntillfällen under perioderna sker perkolations och grundvattenbildning endast vid ett fåtal tillfällen. Denna jord har en ovanligt väl definierad fältkapacitet. Dels är det

en sandjord med relativt enhetlig porstorlek, dels finns det ett grövre sandskikt under rotzonen som fungerar som en kran för markvattenflödet. Vid torr jord, dvs låga vattentryck, är det grova skiktets konduktivitet mycket liten eftersom nästan alla dess porer är tomma. När trycket hos markvattnet stigit till ett visst värde, strax under atmosfärens, fylls de grova porerna och sanden ovanför dräneras med en hastighet som beror främst på denna sands konduktivitet. "Kranen" är således antingen helt stängd eller helt öppen. I en finkornigare, oskiktad jord skulle "kranen" öppnas och stängas mera gradvis, jfr sid 32.

Grundvattenbildningen under de sommarperioder som redovisas i figuren varierade mellan 69

mm (torråret 1976) och 157 mm (1978). Dessa perioder hade också den minsta och största nederbörden, 235 respektive 365 mm. I detta fall sammanföll den största regnmängden med den största grundvattenbildningen. På grund av såväl interceptionen som vattnets lagring i markvattenzonen och transpirationen mellan regnen är det dock inte den sammanlagda regnmängden under en period som avgör grundvattenbildningens storlek. Några få stora regn ger större grundvattenbildning än många små regn, även om regnsumman är densamma. Observera att den största grundvattenbildningen under året, här liksom på andra håll i mellersta och norra Sverige, ofta äger rum vid snösmältningen, vilken inte finns med i fig 31.



*Fig 32. Observerade grundvattennivåer i Tärnsjöområdet, Västmanland. Grundvattentytan nivåvariationer skiljer sig på ett karakteristiskt sätt mellan olika geologiska bildningar. I gruset krävs det mycket vatten för en viss höjning av grundvattentytan. Här är vattenhalten låg i den omättade zonen och det finns en stor ledig porvolym som måste fyllas. I den finkorniga moränen är vattenhalten förhållandevis hög i den omättade zonen. Det räcker med ett litet vattentillskott för att fylla den resterande porvolymen och höja grundvattentytan. Variationerna blir små i gruset och stora i moränen.*

*Figuren bygger på observationer två gånger per månad. Troligen är fluktuationerna i moränen och graniten större än vad figuren visar. Där är nivåvariationerna så snabba att det krävs kontinuerlig registrering för att fånga in det verkliga förloppet.*



## Stora grundvattenståndsvariationer under året i morän - små i grus

Grundvattennivåns ökning vid en viss grundvattenbildning är, enligt sid 63, omvänt proportionell mot markens effektiva porositet. I fig 32 jämförs grundvattennivån i olika akviferer som ligger nära varandra. I moränen, med den lägsta effektiva porositeten, varierar grundvattenytan med 2 m under året; i gruset med endast någon dm.

Skillnaderna mellan jordarterna förstärks av den utjämning av perkolationsstoppar som sker i markens omättade zon. I moränen, med sin höga vattenhalt och sitt ytliga grundvatten, kan grundvattnet svara inom någon eller några timmar (jfr

fig 29). I många grus- och sandavlagringar, som t ex rullstensåsar och andra isälvsavlagningar, ligger grundvattenytan ofta djupt, vilket gör att grundvattenbildningspulserna fördröjs och utjämnas innan de når grundvattnet. I fig 32 kan en fördröjning på ca en månad utläsas mellan moränens och sandens variationer.

Grundvattenståndsförändringen beror dock inte entydigt på effektiv porositet och djup till grundvattenytan. Nivåförändringen i en punkt är ju en effekt av grundvattenbalansen i punkten, dvs av skillnaden mellan grundvattenbildning och grundvatteninflöde å ena sidan och grundvattenutflöde å andra sidan. Därför är nivåvariationerna olika, t ex längs en sluttning, även om jordarten är densamma.



*En bäcks början är ofta väl definierad, det är inte små, små rännilar som slås samman. Här börjar bäcken i ett permanent utströmningsområde, ett alkärr i en svacka. Det rinner inget ytvatten till kärret. Vårflod i Saltsjöbaden, Södermanland. Foto Allan Rodhe,*

# 5. Vattnet i utströmningsområden

I *utströmningsområden* sker en avtappning av grundvattnet. Denna avtappning sker på två sätt. Dels som ett omättat flöde till rotzonen, där vattnet avgår till atmosfären genom växternas transpiration. (I vissa fall sker växternas vattenupptagning direkt från grundvattnet.) Dels som ett mättat utflöde ur marken, till markytan eller direkt till vattendragen.

Utströmningsområden kan definieras som "områden där grundvattnet har en flödeskomponent riktad ut ur grundvattenzonen". På motsvarande sätt som vid inströmningsområden är en tillräckligt noggrann definition ofta "områden där grundvattnet har en uppåtriktad flödeskomponent". Utströmningsområden kännetecknas således av att totalpotentialen ökar med djupet, dvs vattennivån i observationsrör med djupa intag står något högre än i rör med ytliga intag. Som vi ska se längre fram varierar utströmningsområdenas utbredning med tiden, allteftersom grundvattennivån varierar.

## Topografin ger in- och utströmning

I fig 33 visas beräknad totalpotential och strömlinjer för grundvattenströmningen i en homogen akvifär med kuperad grundvattenyta. Markytan är inte utritad i figuren. Man kan tänka sig att den sammanfaller med grundvattenytan i svackorna och är något högre än grundvattenytan på höj-

derna. Figuren visar ett tänkt jämviktstillstånd. Detta förutsätter att det sker en kontinuerlig vattentillförsel uppifrån, så att grundvattenytan inte sjunker i inströmningsområdena och vidare att det sker en motsvarande bortförsel i utströmningsområdena, så att grundvattenytan inte stiger där.

När man vill beräkna grundvattnets flödesvägar kan man inte använda Dupuits antagande (sid 39). Dupuit antog att totalpotentialen är konstant med djupet, vilket ger ett horisontellt flöde på alla nivåer. I fig 33 är det just totalpotentialens variation med djupet som beräknats i en mer komplicerad tillämpning av Darcys lag. När potentialen väl är beräknad kan strömlinjer ritas. Dessa skär alltid potentiallinjerna under rät vinkel. Vattenföringen mellan två strömlinjer är konstant längs strömningen, eftersom det inte kan ske något flöde genom en strömlinje. Om strömlinjerna, som i detta fall, är ritade så att vattenföringen är densamma mellan alla strömlinjer, ger strömlinjerna en bild av såväl strömningsvägar som flödets storlek. Flödet i varje punkt är omvänt proportionellt mot avståndet mellan strömlinjerna. Täta strömlinjer indikerar alltså stort grundvattenflöde.

Ur fig 33 och liknande analyser av grundvattnets strömning vid olika topografi hos grundvattenytan har flera viktiga slutsatser om grundvattenströmningen kunnat drås:

- Om grundvattenytan följer en kuperad markyta sker inströmning på lokala höjder och utströmning i lokala svackor.



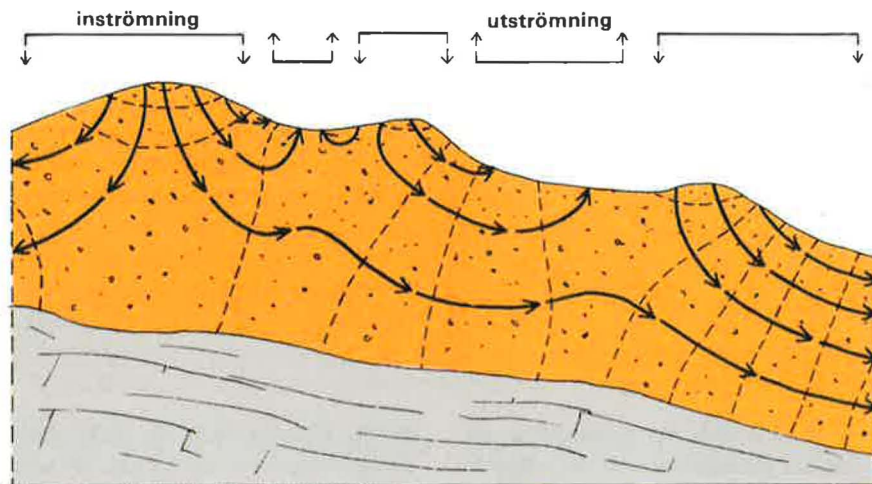


Fig 33. Beräknad total potential (streckade linjer) och strömlinjer för grundvattnet i en homogen akvifär med kuperad grundvattenyta. Figuren har samma höjd- och längdskala. Den absoluta skalan är godtycklig, men akvifärens mäktighet har satts till 100 m vilket ger rimlig topografi hos grundvattenytan och därmed markytan.

Den kuperade grundvattenytan medför inströmning på höjder och utströmning i svackor.

- Det sker ett grundvattenflöde även på stora djup, men flödets storlek avtar kraftigt med djupet.
- Olika flödessystem med in- och utströmning kan särskiljas, från ett lokalt till ett regionalt flöde. Det lokala flödet utgörs av den närmsta sluttningen mot ett utströmningsområde. Merparten av det grundvatten som bildas i ett kuperat landskap strömmar ut i lokala utströmningsområden. Ju längre ned i ett avrinningsområde man kommer, desto större andel av det utströmmande grundvattnet kan ha bildats i inströmningsområden längre bort och högre upp än det lokala. Andelen av detta långtransporterade grundvatten är liten, men kan vara betydelsefull för grundvattnets kemiska sammansättning. Med regional skala menas här avstånd på tiotal km. Det regionala flödet är sannolikt mycket litet.

Det verkliga tillrinningsområdet i ett lokalt system kan således vara något mindre än vad topografin utvisar, eftersom en del av det infiltrerade vattnet söker sig längre ned längs

terrängens huvudlutning utan att strömma ut i lokala utströmningsområden. Detta "grundvattenläckage" skulle kunna avspeglade sig i att vattendragens specifika avrinning ökar med avrinningsområdets storlek. Effekten är dock svår att fastställa eftersom nederbörd och avdunstning också varierar.

- Grundvattnets ålder ökar med djupet och även med avståndet från vattendelaren. Det yngsta grundvattnet finner man således i grunda brunnar på höjderna, det äldsta i djupa brunnar i dalbottenarna.

Med undantag av kommentaren om grundvattnets ålder gäller ovanstående flödets storlek i olika punkter, inte partikelhastigheten. Partikelhastigheten ges, som nämnts, av kvoten mellan flödet och porositeten. Om porositeten är konstant, som i fig 33, är partikelhastigheten således proportionell mot flödet i varje punkt, dvs omvänt proportionell mot avståndet mellan strömlinjerna. Detta gäller i stora drag även för en jord med varierande

porositet, eftersom variationerna hos porositeten är jämförelsevis små (sid 22).

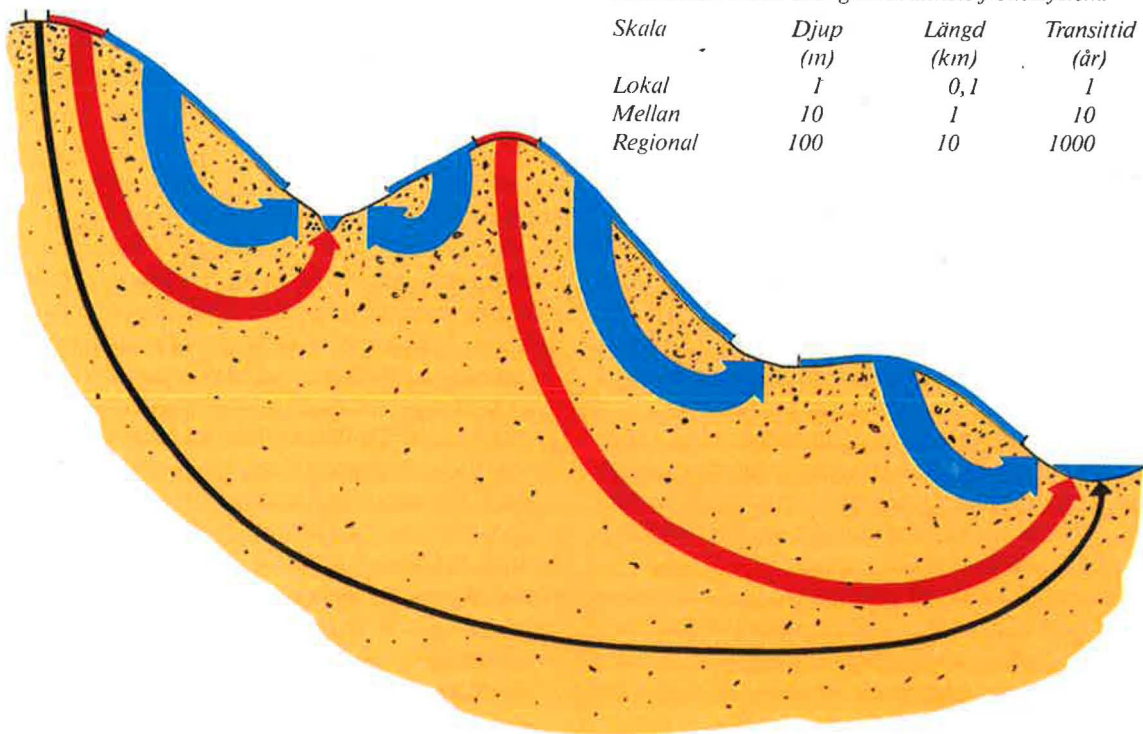
I ett sprickigt urberg kan situationen vara anorlunda. Medelporositeten kan vara mycket liten, kanske någon tiondels procent, och ha stora relativa variationer. Vattnet strömmar i ett fåtal sprickor, vars sammanlagda volym är en mycket liten del av den totala bergvolymen. Vattenpartiklarnas hastighet kan därför vara större än i de lösa jordlagren, trots att flödet är mindre. Strömlinjernas avstånd hos en jord och hos en berggrund är därför inte helt jämförbara när det gäller vattnets partikelhastighet och ålder.

Grundvattnets ålder på olika djup har uppskattats bl a genom studier av naturliga radioaktiva och stabila isotoper i vattnet (tex kol-14, tritium och syre-18). Sådana undersökningar av åldern hos djupt berggrundsvatten har givit mycket varierande resultat, med uppskattade åldrar från tusentals år till månader.

### Moränens konduktivitet varierar med djupet

Den hydrauliska konduktiviteten har i fig 33 antagits konstant med djupet ned till det täta under-

Fig 34. Grundvatten på olika djup och i olika terränglägen har olika ursprung. Ju djupare under markytan och ju längre ned i landskapet man kommer, desto längre bortifrån kan grundvattnet härstamma och desto äldre kan det vara.



Schematisk tabell över grundvattnets flödessystem:

Skala	Djup (m)	Längd (km)	Transittid (år)
Lokal	1	0,1	1
Mellan	10	1	10
Regional	100	10	1000

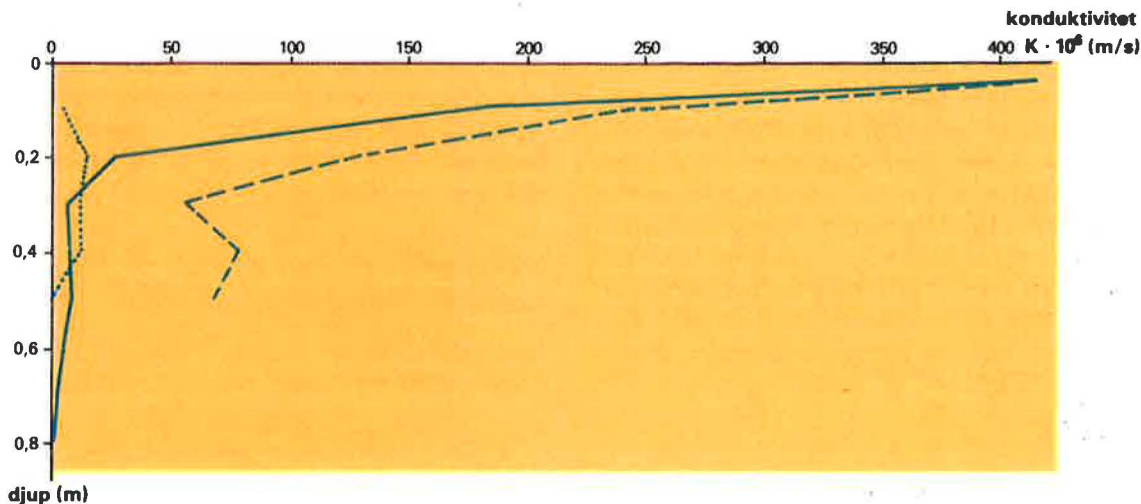


Fig 35. Mättad hydraulisk konduktivitet,  $K$ , som funktion av djupet i morän. Mätningar på tre olika platser i Masbybäckens avrinningsområde, Klotten, Västmanland.

Flera faktorer samverkar till att konduktiviteten ofta är störst närmast markytan. Där är moränen minst sammanpackad, eftersom den inte belastas av ovanliggande skikt. Där luckras jorden upp av markprocesser såsom nedbrytning av växtrötter, maskars och insekters inverkan, utlakning av mineral, nedtransport av finmaterial samt tjälningen.

Konduktivitetens ökning nära markytan var entydig i detta område, även om en av de kurvor som visas här avviker. Det finns dock få mätresultat från morän på andra platser i Sverige.

laget på 100 m djup. I moränterräng är förutsättningarna för grundvattenströmningen mycket annorlunda.

De få undersökningar som gjorts tyder på att konduktiviteten är hög närmast markytan, men att den snabbt avtar med djupet (fig 35). Den djupare moränen är ofta hårdare packad än den ytliga och kan ha mycket låg konduktivitet. Man bör dock hålla i minnet att moränens sammansättning i allmänhet varierar med djupet. Det är t ex vanligt med sandiga eller grusiga skikt med hög konduktivitet på djupet här och var, vilka kan ha stor betydelse för grundvattenströmningen.

Moräntäcket är på höjderna sällan mäktigare än någon eller några meter, medan det kan vara något eller några tiotal meter mäktigt i dalbottarna. Berggrunden under moränen kan ha en konduktivitet som är såväl högre som lägre än den ovanliggande moränens. I gränzonen mellan

morän och berg förekommer ofta uppsprucket berg, så kallat rösberg, vilket medför att konduktiviteten där kan vara mycket hög. I urberggrund bestäms konduktiviteten av sprickigheten, vilken i sin tur beror på tektoniska förhållanden och på bergarten. Exempelvis är berget ofta uppsprucket i anslutning till förkastningar. Vidare är granit jämförelsevis sprickig medan vissa gnejser är sprickfattiga. De översta tiotalen meter kan vara särskilt sprickiga med förhållandevis hög konduktivitet. Exempel på konduktivitetens värden som uppmäts i svenskt urberg är  $10^{-7}$  m/s på 50 m djup avtagande till  $10^{-10}$  m/s på 500 m djup (medelkonduktivitet mätt i borrhål i 25 m sektioner av berget, dvs innefattande såväl tätt berg som sprickor).

Den principiella bild av grundvattenströmningen som fig 33 visar, och de slutsatser som drogs, gäller även när konduktiviteten avtar med djupet. Skill-



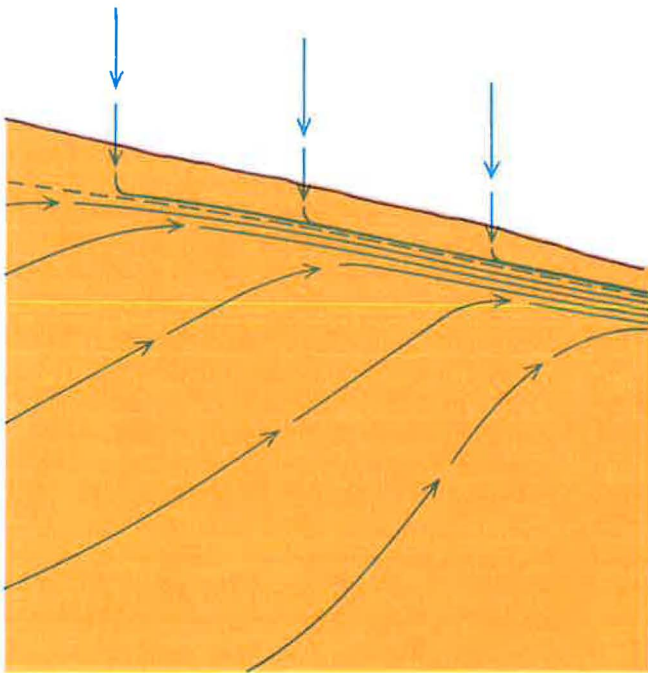
naden är att det ytliga flödet då dominerar ännu mycket mer. Strömlinjerna i ytan ligger således tätare och de på djupet glesare. Figuren kan tänkas visa det djupare grundvattnets strömningsmönster. Ovanpå detta, knappt synligt med figurens djupskala, tillkommer det allra ytligaste grundvattenflödet. Utom längst upp i sluttningarna och allra längst ned är strömlinjerna hos detta i stort sett parallella med grundvattenytan.

I urberg sker strömningen i de sprickor som förekommer. Strömlinjerna kan därför inte förväntas vara så regelbundna som de i figuren med sin enhetliga jord.

## Utströmningsområden kan vara mättade eller omättade

Vi har definierat utströmningsområden som områden där grundvattnet har en uppåtriktad flödeskomponent. Det kan vara lämpligt att särskilja två

slags utströmningsområden. I ett *mättat utströmningsområde* går grundvattenytan ända upp i markytan. Här kan ingen infiltration ske och all nederbörd bildar mättad ytavrinning tillsammans med det utströmmande grundvattnet. I ett *omättat utströmningsområde* når grundvattenytan inte markytan. Under torrperioder sker här ett omättat flöde uppåt till rotzonen. Under våta perioder kan, som fig 36 visar, vattenflödet vara nedåtriktat i den omättade zonen samtidigt som det är uppåtriktat i den mättade. En förutsättning är att den hydrauliska konduktiviteten är stor vid grundvattenytan. Grundvattnet strömmar ut i ett grovt skikt, som förmår leda undan såväl det uppströmmande grundvattnet som det perkolerande markvattnet. Sådana omättade utströmningsområden är troligen vanliga i moränmark, på grund av konduktivitetsens stora variation med djupet. Markytan kan därför förbli omättad även vid stora nederbördstillfällen på platser där man ur topografin skulle förvänta sig grundvattenutströmning.



*Fig 36. Omättat utströmningsområde. Den höga konduktiviteten i ytliga skikt gör att det uppströmmande grundvattnet leds av i sidled utan att markytan mättas. Under torrperioder bidrar det uppströmmande grundvattnet till växternas vattenförsörjning. Om konduktiviteten är tillräckligt hög i ytskiktet kan markytan, som i figuren, förbli omättad även vid infiltration.*

## Utströmmande grundvatten av olika ålder

Den kemiska sammansättningen hos ett grundvatten vittnar om vattnets färdvägar och restider

Ett vattenprovs förmåga att leda elektrisk ström, dess så kallade *elektrolytiska ledningsförmåga*, är ett mycket använt mått på salthalten. Genom att det är de lösta salterna i vattnet som kan leda strömmen är den elektrolytiska ledningsförmågan i stort sett proportionell mot vattnets halt av lösta ämnen, dvs dess salthalt.

Den elektrolytiska ledningsförmågan har många benämningar, ofta kallas den enbart ledningsförmåga eller konduktivitet. Vi använder här ordet ledningsförmåga för att särskilja begreppet från den hydrauliska konduktiviteten, som också ibland benämns enbart konduktivitet. Risken för sammanblandning är dock i allmänhet liten, eftersom den elektroly-

fram till provtagningsplatsen. Vattnets elektrolytiska ledningsförmåga (se ruta) är ett lättillgängligt vittnesbörd. Allmänt gäller att salthalten, och därmed den elektrolytiska ledningsförmågan, ökar med grundvattnets ålder, se vidare kapitel 7.

tiska ledningsförmågan är en egenskap hos vattnet under det att den hydrauliska konduktiviteten är en egenskap hos jorden eller berggrunden. Den elektrolytiska ledningsförmågan uttrycks i mS/m (millisiemens per meter).

Genom sin ringa storlek överför vätejoner elektrisk ström fem till tio gånger effektivare än andra vanliga joner i naturliga vatten. För att den elektrolytiska ledningsförmågan ska vara ett mått på den totala salthalten i ett vattenprov brukar man räkna bort vätejonernas bidrag. Detta är speciellt viktigt för sura vatten. När vi använder begreppet elektrolytisk ledningsförmåga avser vi alltid värdet efter reduktion för vätejonerna.

I fig 37 kan den elektrolytiska ledningsförmågan hos det ytnära grundvattnet i nederkanten av en sluttning relateras till vattnets strömningsvägar. Vid varje provtagningsplats ökade salthalten med djupet. De högsta salthalterna uppmättes vid sluttningens fot, där totalpotentialen indikerar ett uppåtriktat flöde. Här är det alltså gammalt grundvatten som strömmar fram.

Ett närmare studium av fig 37 visar dock att strömningsvägar och salthalt inte överensstämmer i detalj. Om man drar strömlinjer genom de nedersta provtagningspunkterna finner man tex en avtagande ledningsförmåga i flödets riktning. En orsak kan vara osäkerhet vid mätningarna av såväl ledningsförmåga som totalpotential. En viktigare orsak är emellertid att potentiallinjerna visar en ögonblicksbild, situationen just vid mätningen, under det att strömningsmönstret i själva verket varierar i tiden med vattentillförseln uppifrån. En perfekt överensstämmelse mellan strömlinjer och salthalt kan man därför inte förvänta sig.

De skilda flödesvägarna fram till bäcken ger, som fig 37 antyder, en varierande sammansättning hos det utströmmande grundvattnet. Det djuptransporterade, äldre grundvattnet har en högre salthalt än det ytliga grundvattnet med kort uppehållstid i jorden. Bäckvattnets ledningsförmåga i fig 38 avspeglar hur den relativa andelen "djupt" och "ytligt" grundvatten varierar (i samma bäck som i fig 37), dels längs bäcken, dels mellan olika tidpunkter. Vid bägge provtagningarna var det uteslutande grundvatten i bäcken, på grund av att lång tid förflutit sedan det senaste regnet. I bägge fallen ökade salthalten längs bäcken. En rimlig förklaring är att andelen djupt, långtransporterat grundvatten ökar ju längre ned i avrinningsområdet man kommer, genom att avståndet till vattendelaren ökar (jfr fig 33). Ökningen av det djupa grundvattnets andel av bäckvattnet bör ske snabbast längs ett vattensystems allra översta bäckar, dvs i bäckar som ännu inte haft något sammanflöde. Figurens bäck når en knapp km innan den slås samman med en annan bäck, en bäck som är

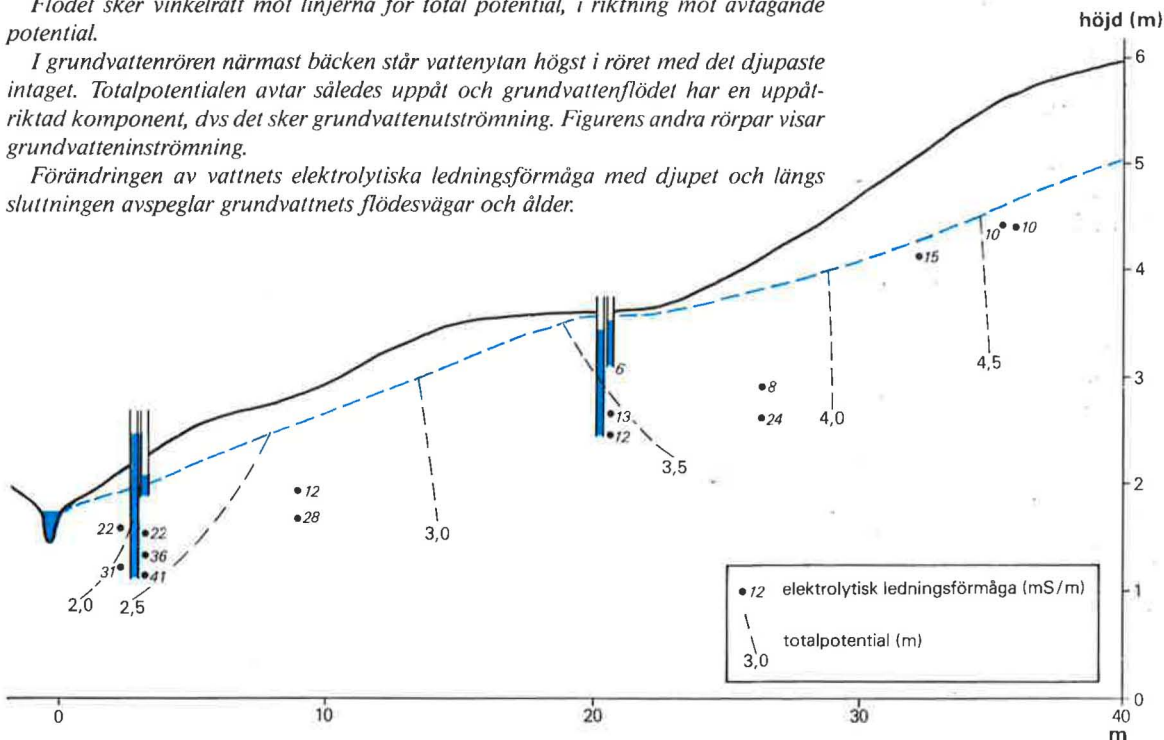
**Fig 37. Total potential och elektrolytisk ledningsförmåga (salthalt) hos grundvattnet i nedre delen av en moränssluttning i Kilmyrbäcken, Jämtland, den 1 oktober 1981.**

Totalpotentialen i olika punkter har bestämts genom mätning av vattennivån i rör med intag enbart på de studerade nivåerna. Totalpotentialen i en punkt = punkts höjd över en referensnivå + rörets vattenytas höjd över punkten = vattenytans höjd över referensnivån. Vid grundvattenytan är totalpotentialen = höjdläget, eftersom tryckpotentialen = 0.

Flödet sker vinkelrätt mot linjerna för total potential, i riktning mot avtagande potential.

I grundvattenrören närmast bäcken står vattenytan högst i röret med det djupaste intaget. Totalpotentialen avtar således uppåt och grundvattenflödet har en uppåtriktad komponent, dvs det sker grundvattenutströmning. Figurens andra rörpar visar grundvatteninströmning.

Förändringen av vattnets elektrolytiska ledningsförmåga med djupet och längs sluttningen avspeglar grundvattnets flödesvägar och ålder.



ungefär lika stor. I detta fall avstannar salthaltsökningen helt efter sammanflödet. Vi tror att det beror på myren, men vi har inte lyckats finna någon tillfredsställande förklaring till fenomenet (se vidare i avsnittet Kemiska processer i utströmningsområden, sid 116). (Den plötsliga minskningen av ledningsförmågan efter sammanflödet vid ett av måttillfällena beror på att biflödet då hade något lägre ledningsförmåga än figurens bäck.)

Skillnaden i salthalt mellan de två tidpunkterna kan förklaras av att andelen ytligt grundvatten, med kort uppehållstid i marken, är störst vid den höga vattenföringen.

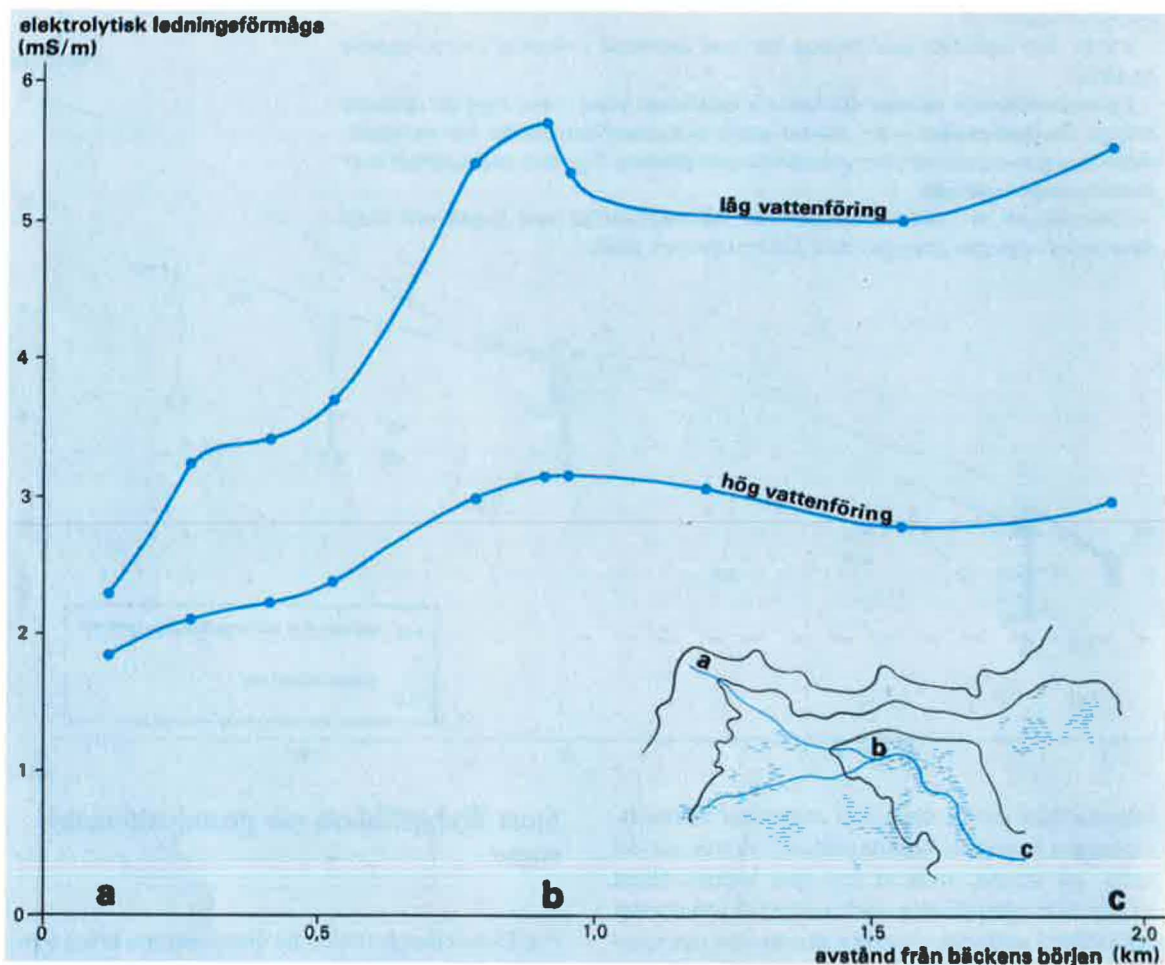
## Stort flödestillskott när grundvattenytan stiger

Fig 33 och den principiella diskussionen kring den utgick från ett jämviktsförhållande där grundvattenstånd och strömningsmönster var oförändrade i tiden. I själva verket har grundvattennivån stora och ofta snabba variationer. Utflödet av djupt grundvatten ändras dock relativt lite när grundvattenståndet stiger i inströmningsområdet. Det vertikala utflödet är nämligen proportionellt mot höjdskillnaden mellan inströmnings- och utströmningsområdets grundvattenytor. Eftersom denna



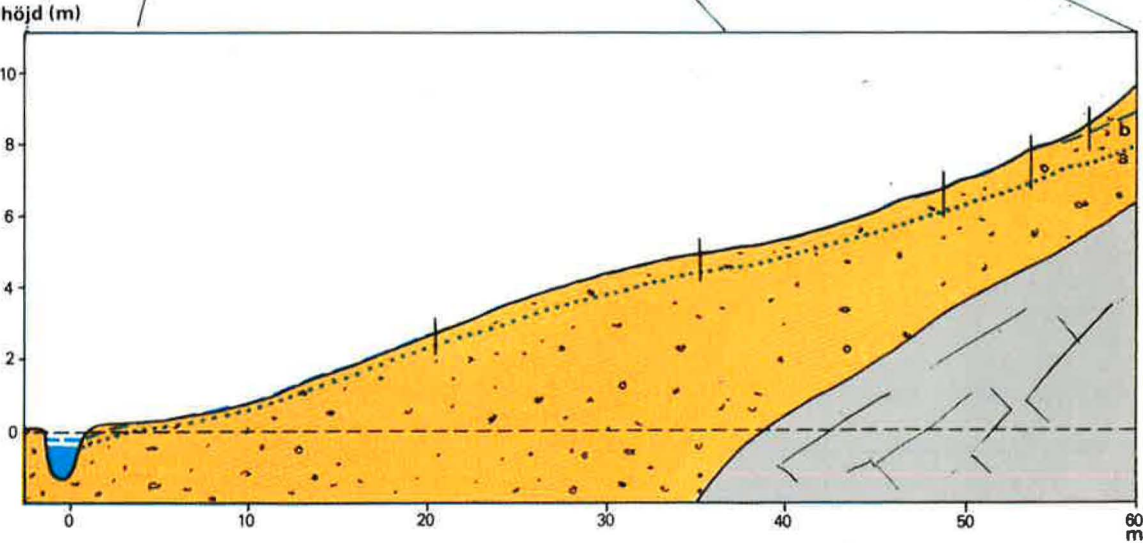
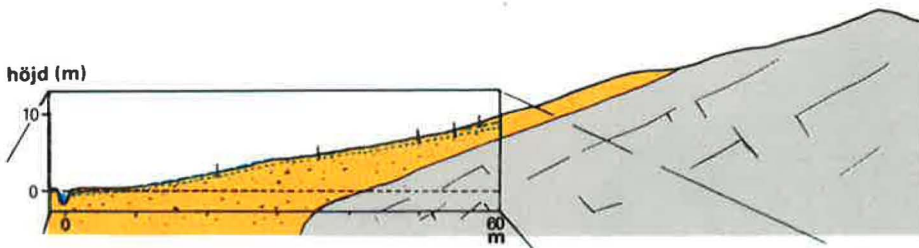
Fig 38. Elektrolytisk ledningsförmåga längs en bäck vid två tillfällen. Kilmyrbäcken, Jämtland, den 26 augusti (låg vattenföring) och den 27 juli (hög vattenföring) 1979.

Salthalten ökar längs bäcken, troligen beroende på att andelen djupt, långtransporterat grundvatten ökar nedströms. Vid hög vattenföring är bidraget av ytligt grundvatten med låg salthalt genomgående stort, vilket ger låg salthalt i bäcken.



skillnad redan kan vara tiotals meter före ett infiltrationstillfälle blir de relativa förändringarna små, även om grundvattennivån stiger någon meter i inströmningsområdet. Men genom att ytnära skikt med hög hydraulisk konduktivitet börjar bidra till ett grundvattenflöde parallellt med markytan, kan utflödet av ytligt grundvatten snabbt öka.

Fig 39 visar grundvattenytan längs nederdelen av en sluttning vid två tillfällen, ett vid ungefär normalhögt grundvattenstånd och ett mitt under vårfloden, när grundvattenståndet är som högst. Grundvattenytans lutning sammanfaller vid båda tillfällen nära med markytans. Vattenföringen är däremot mycket större vid det höga vattenståndet. Den tvärsnittsarea som bidrar till flödet har ökat



genom det högre grundvattenståndet. Men framför allt beror ökningen på att de ytliga skikt som nu börjat bidra till flödet har mycket högre konduktivitet än de djupare.

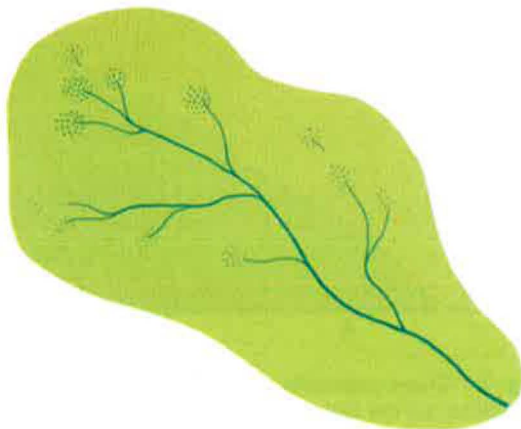
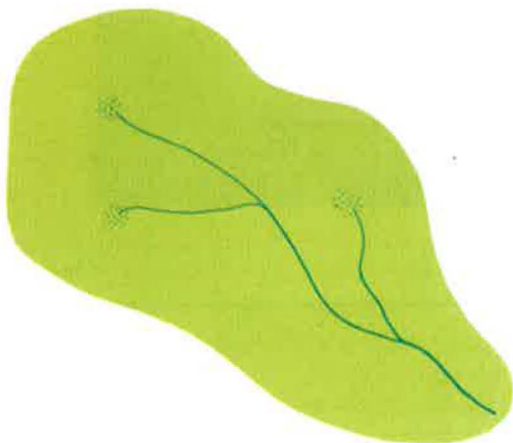
*Fig 39. Grundvattenstånd längs en sluttning i Lagga, Uppland, vid två tillfällen. Kurva a mars 1978, kurva b oktober 1977.*

*Normalt når grundvattenytan i denna sluttning inte markytan utom i bäcken, men vid riklig vattentillförsel kan det mättade utströmningsområdet under några dygn sträcka sig upp för halva sluttningen.*

**Utströmningsområdenas storlek varierar**

Vattenståndsobservationerna för fig 39 gjordes på "vanligt" sätt, dvs i grundvattenrör som var perforerade längs hela röret. Vattenytan i rören motsvarar därigenom grundvattenytan, vars lutning ger flödet i sluttningens riktning. Eftersom totalpotentialen på olika djup inte mättes, har vi inga uppgifter om grundvattenflödets vertikala komponent och kan således inte säga var gränsen för utströmningsområdet går. Vid det lägre grundvat-

tenståndet nådde utströmningsområdet, definierat enligt sid 73, kanske 10 m ovanför bäcken och vid det högre kanske 60 m. Det mättade utströmningsområdet är däremot lätt att se. Vid höstmätningen var det enbart själva bäcken och under snösmältningen nådde det 55 m upp för sluttningen. (Bäcken är egentligen ett grävt dike. Före dikningen skulle markytan troligen vara mättad ett stycke upp från bäcken även vid det lägre



grundvattenståndet.) De mättade utströmningsområdenas storlek kan alltså variera kraftigt mellan olika tidpunkter. Täta besök i den sluttning figuren visar och i näraliggande sluttningar visade snabba förändringar i utströmningsområdenas storlek. Under torra och halvtorra perioder var markytan mättad bara i bäckarna och i vissa kärr. När grundvattenytan steg vid snösmältning, måttliga och stora höstregn eller vid enstaka stora sommarregn, försköts gränsen för mättat utströmningsområde snabbt upp för sluttningarna. När vattentillförseln upphörde drog sig gränsen relativt snabbt ned igen, och efter några få dygn var markytan åter mättad bara vid sluttningarnas nederkanter.

De mättade utströmningsområdenas storlek bestämdes under en eller två vårfloder i sex svenska avrinningsområden. Avrinningsområdena, med areor mellan 0,03 och 6,6 km<sup>2</sup>, dominerades alla av barrskogsbevuxen moränmark. Områden där det klafsade om fötterna, dvs områden med vatten på eller i markytan, klassificerades som mättade utströmningsområden. Enligt dessa fältundersökningar täckte de mättade utströmningsområdena 10 till 35 % av avrinningsområdena. Undersökningarna gjordes vid högvattenföring i bäckarna och de bör därför visa andelarna utströmningsområden när dessa är i närheten av sin största utbredning. Under torrare perioder är andelarna, enligt ovan, betydligt mindre, i områden utan myrar någon enstaka procent eller lägre. (Se vidare resultat av <sup>18</sup>O-undersökningar, sid 89.)

Eftersom bäckarnas vattenytor är en del av grundvattenytan varierar även bäcksystemets utsträckning i takt med att grundvattennivån varierar. Vid högt grundvattenstånd kan bäcksystemet vara betydligt större än vad t ex topografiska kartan visar. Efter långvarig torra kan bäckfåran vara torr långt ned i avrinningsområdet.

*Fig 40. När grundvattenytan stiger ökar utströmningsområdenas utbredning. Den höjda grundvattenytan medför också att bäcksystemet utvidgas.*





*När åkermarken börjar torka om våren kan man se hur topografin inverkar på vattnet i jorden. I svackorna är grundvattnet länge ytligt och markytan mörk av hög vattenhalt. Ryggarna, med djupare grundvatten, är torra och ljusa i ytan.*  
Foto: Ragnar Andersson, Tiofoto.

## Hur inverkar topografin?

Utströmningsområdenas storlek är av intresse för avrinningsbildningen på flera sätt. Först och främst är deras variation i tiden på en plats ett mått på grundvattenutströmningen. De utgör också ett mått på områdets beredskap att bilda avrinning vid eventuell nederbörd. Stora mättade utströmningsområden medför att en stor del av nederbörden över området snabbt når vattendragen genom mättad ytavrinning, dvs utan att passera marken. Att utströmningsområdena är stora innebär också att det kan finnas stora områden runt dessa, med ytligt grundvatten och hög markvattenhalt. Infiltration i sådana områden medför snabbt ökat grundvattenutflöde och ökad avrinning i vattendragen.

I diskussionen om grundvattennivåns variationer i olika akviferer (sid 67) nämndes att grundvattenytan vanligen ligger djupt i rullstensåsar. Låt oss här kort beröra hur geologin inverkar på djupet till grundvattenytan och därmed på de mättade utströmningsområdenas storlek. Vid en viss grundvattenbildning bestäms djupet till grundvattenytan av jordens och berggrundens förmåga att leda undan det bildade grundvattnet. Ju större den hydrauliska konduktiviteten är, desto mindre lutning hos grundvattenytan och desto mindre mäktighet hos grundvattenzonen krävs för att leda undan det bildade grundvattnet. Grundvattenytan tenderar därför att ligga djupt och de mättade utströmningsområdena att vara små i grovkornig jord. Det räcker emellertid inte med hög konduktivitet hos en geologisk formation för att grund-

vattenytan ska ligga djupt. För att det ska finnas en stor omätnad zon krävs också att det finns ett mäktigt jordlager ovanför den tröskelnivå som bestämmer vattenståndet i akviferen. I rullstensåsar är ofta även detta villkor uppfyllt och grundvattenytan kan återfinnas på djup av tiotals meter. I tunna sandavlagringar, liksom i mäktiga sandavlagringar där grundvattnet däms av en bergröskel eller av en sjö, kan man finna ytligt grundvatten och stora mättade utströmningsområden.

Vi ska nu ge några uppslag till hur man ur markytans topografi kan bedöma förekomsten av utströmningsområden och områden med hög markvattenhalt i moränlandskapet:

En följd av den jämförelsevis låga konduktivite-

ten hos moränen och den underliggande berggrunden är att grundvattenytan där, som vi tidigare många gånger framhållit, i stora drag följer markytan. Grundvattnet återfinns ofta på några meters djup även på höjder av tiotals eller hundratal meters. I mindre skala finner man dock att topografin har stort inflytande på grundvattenytans djup och på markvattenhalten.

### Störst utströmningsområde i en konkav sluttning

Vid jämvikt med en viss vattentillförsel uppifrån kan gränsen för det mättade utströmningsområdet i en sluttning beräknas med hjälp av Darcys lag med Dupuits antagande. Betrakta sluttningarna i fig 41. Grundvattenytan tvingas upp i markytan i

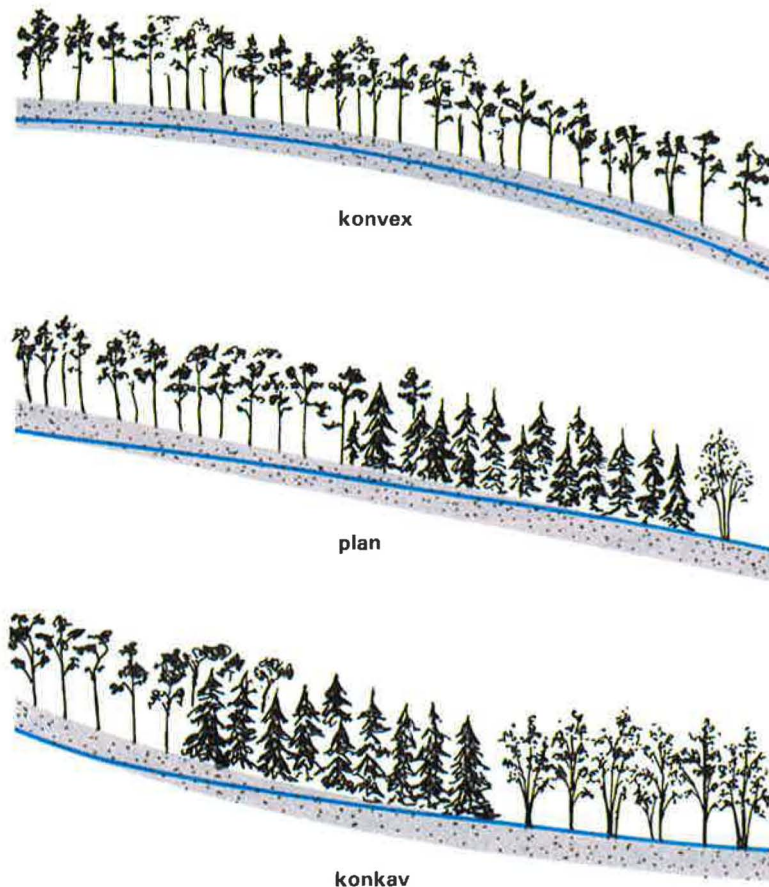


Fig 41. Om hela jordlagret utnyttjas kan inte grundvattenytan luta mer än markytan. I den konvexa sluttningen ökar lutningen ju längre ned man kommer. Jorden klarar därför av att leda undan det allt större grundvattenflödet uppifrån. I den konkava sluttningen, där lutningen minskar nedåt, nås snart den punkt där grundvattenbildningen ovanför blir större än det största möjliga grundvattenflödet. Grundvattenytan tvingas upp i markytan och det mättade utströmningsområdet blir stort.



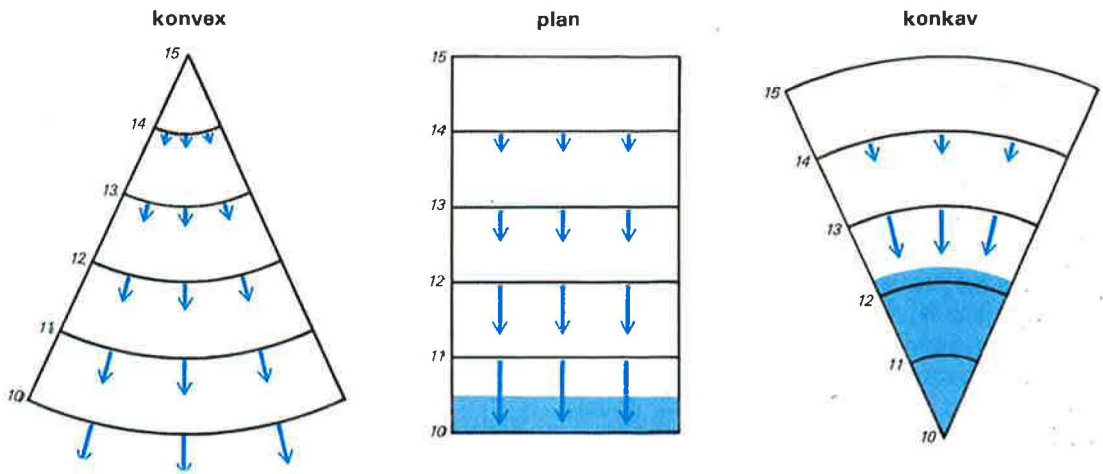


Fig 42. Sluttningarna på denna kartbild har samma konstanta lutning men olika form. I den konkava sluttningen koncentreras vattenflödet. Snart kan jorden inte leda undan allt vatten som tillförs uppiifrån och markytan mättas (blått). Kravet på grundvattenflöde per breddenhet blir aldrig lika stort i den konvexa sluttningen, där en allt större bredd utnyttjas. Även långt ned i denna sluttning kan jorden leda undan vattnet uppiifrån utan att markytan mättas.

den punkt där den sammanlagda vattentillförseln till grundvattnet ovanför punkten börjar överskrida den största möjliga grundvattenföringen, dvs det flöde som sker i jorden när grundvattenytan når ända upp till markytan. Om det vattenförande skiktets konduktivitet och mäktighet är kända kan den största vattenföringen beräknas. När grundvattnet når markytan är nämligen grundvattenytans lutning lika med markytans och därmed känd. För den raka sluttningen blir beräkningen förhållandevis enkel eftersom markytans lutning, och således den största möjliga grundvattenföringen, är konstant (se räkneexempel sid 126). Vid en viss lutning hos sluttningen beror utströmningsområdets gräns på vattentillförseln samt konduktiviteten och mäktigheten hos det vattenförande skiktet. För de krökta sluttningarna blir beräkningarna något mer komplicerade eftersom markytans lutning varierar längs sluttningarna.

Igående från ett valt läge av gränsen i den raka sluttningen, dvs en vald kombination av vattentillförsel, konduktivitet och mäktighet, har gränsens

läge i figurens konvexa och konkava sluttning beräknats och markerats.

I den konkava sluttningen blir jordens kapacitet för grundvattenflöde allt mindre ju längre ned man kommer eftersom markytans lutning, dvs grundvattenytans lutning vid mätnad, avtar. Vi får därför ett stort mättat utströmningsområde. I den konvexa sluttningen är förhållandet omvänt; lutningen, och därmed kapaciteten, ökar nedåt. Markytan i den konvexa sluttningen förblir omättad.

Observera att vi i dessa och följande exempel har gjort en grov förenkling av grundvattenströmningens förutsättningar för att belysa enskilda effekter av topografien. I verkliga sluttningar av olika form skiljer sig säkert t ex geologi och markegenskaper och slutresultaten kan bli annorlunda.

### Svackor fuktigast — svarar snabbast på nederbörd

Vi har hittills diskuterat grundvattenströmningen i två dimensioner utgående från längdsnitt i sluttningar. Om vi i stället ser problemet i tre dimensio-



ner och låter slutningens form variera i sidled, kommer effekterna av topografin att framträda ännu tydligare.

På liknande sätt som i föregående exempel kan olikheter mellan de tre slutningarna i fig 42 belysas med enkla exempel. Antag att slutningarna har samma konstanta lutning, mäktighet och mätade konduktivitet. Det finns då ett största flöde per breddenhet som de tre slutningarna kan leda undan. Vid jämviktsförhållanden blir det mättade utströmningsområdets gräns den nivå där grundvattenföringen över hela bredden är lika med vattentillförseln till området ovanför. Det blir då ett geometriskt problem att bestämma var gränsen går.

I figuren har vi valt gränsens läge i den plana slutningen. Med samma förutsättningar kommer gränsen mycket högre upp i den konkava slutningen under det att den konvexa inte alls blir mättad.

För att förenkla beräkningarna valdes i fig 42 slutningar med konstant lutning, dvs med samma avstånd mellan höjdkurvorna längs slutningarna. Skillnaden mellan slutningarna blir ännu större om vi gör den konkava slutningen konkav även längs slutningen och den konvexa konvex längs slutningen. Vi jämför då en svacka och en rygg (se fig 43). I svackan bildas snabbt ett mättat utströmningsområde. Vatten strömmar hit genom mättad, men även omättad, strömning. Genom denna vattentillförsel, som fortsätter långt efter regnets slut, kvarstår det mättade området i svackan förhållandevis lång tid efter nederbördstillfället.

I en engelsk undersökning kunde man ur noggranna vattenföringsmätningar längs en bäck visa hur vattenföringen under ett regn ökade på de ställen där svackor nådde bäcken, trots att marken inte var mättad till markytan. Nedanför ryggar förändrades bäckvattenföringen obetydligt. Svackorna och ryggarna i den undersökningen var svagt utbildade, men visade ändå en tydlig inverkan på grundvattenströmningen.

För att ett betydande flöde i marken ska ske måste marken vara nära mättad eller mättad. Man kan likna svackorna vid trattar som samlar vatt-

net. Genom denna ansamling av vatten ökar markens konduktivitet så att ett avsevärt lateralt flöde möjliggörs.

Profilen i fig 39 är, åtminstone i de lägre delarna, en svagt utbildad svacka. Om vi förflyttar oss något tiotal meter i sidled ligger grundvattenytan på större djup under markytan och det mättade området når inte lika långt uppför slutningen.

## Myrar - utströmningsområden eller inströmningsområden?

*Myrar* är blötmarker där dött organiskt material ackumuleras och torv bildas. Beroende främst på läge i terrängen och sättet på vilket vattentillförseln sker bildas olika typer av myrar med olika karaktäristisk vegetation. *Kärr* får, förutom från nederbörden, sitt vatten från omgivande fastmark. *Mossar* får sitt vatten uteslutande från nederbörden.

Många kärr har en i det närmaste horisontell yta. Dessa kärr bildas när sjöar, vikar och vattendrag växer igen eller när svackor med ytligt grundvatten försumpas. I kuperade områden kan sluttande kärr förekomma. I dessa är mark- och grundvattnet mer rörligt än i andra myrtyper. De sluttande kärren förekommer oftare och i allt brantare sluttningar ju större nederbördsöverskottet är. Så kallade back- och hängmyrar i fjällen är exempel på sådana kärr.

Mossar är tidigare kärr som vuxit på höjden så att kontakten med fastmarksvattnet förlorats. De bildas mestadels på plan mark, ofta på en vattendelare. Vartefter de växer höjs också grundvattenytan i mossen över grundvattenytan i omgivningen. Speciellt tydlig avgränsning mot fastmarksvattnet har vattnet i högmossarna. Dessa mossar har en välvd form och längs kanterna har de en dräneringszon som kallas *lagg*. Lagen är egentligen ett kärr, eftersom den också tar emot och leder bort vatten från fastmarken. Det är vanligt med olika blandformer mellan mosse och kärr. Grundvatten från omkringliggande fastmark påverkar

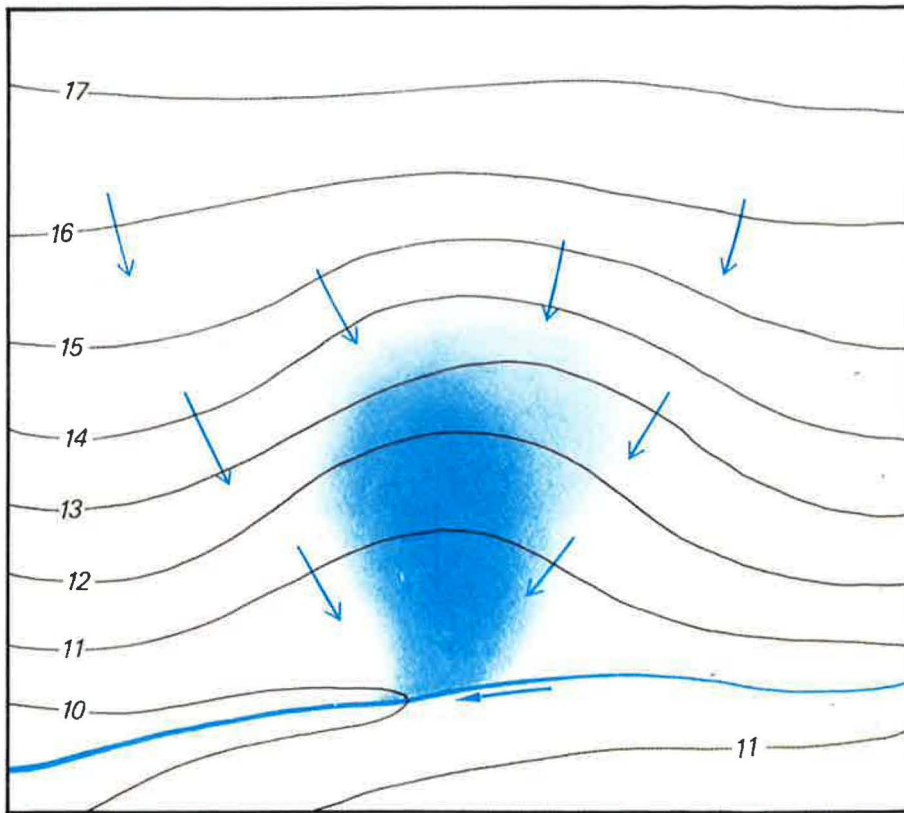


Fig 43. Utströmningsområden förekommer särskilt i svackor. Där kombineras de effekter som visas i fig 41 och 42. Dels minskar lutningen nedåt, dels samlar de vatten från en stor del av sluttningen. Grundvattnet blir yttligt och markvattenhalten hög.

då bara delar av myrkomplexet. Strängmyren är exempel på detta.

I ett kärr sammanfaller tryckytorna för myrens och den underliggande fastmarkens grundvatten eller också ligger fastmarksgrundvattnets tryckyta högre än myrens. Ett kärr är således ett utströmningsområde för grundvatten. I en mosse är förhållandet det motsatta. Myrakviferens tryckyta ligger högre än den underliggande fastmarksakviferens tryckyta. En mosse är således ett inströmningsområde (fig 44).

I en myr kan torvens fysikaliska egenskaper variera avsevärt, speciellt i vertikalled. Detta beror dels på att den torvbildande vegetationen kan ha varierat under myrens tillväxt, dels på att nedbrytningen av torven, den så kallade humifieringen, vanligen gått längre i myrens djupare delar än i de ytligare.

Torvens torra skrymdensitet (sid 22) ökar med humifieringsgraden. Vid klassificering av torv används den ofta som mått på humifieringsgraden. Med få undantag ligger den torra skrymdensiteten hos torv mellan 40 och 200 kg/m<sup>3</sup>. (Hos mineraljord ligger den vanligen mellan 1100 och 2000 kg/m<sup>3</sup>.)

Porositeten är mycket hög. En ej nedbruten torv kan ha 97 % porositet medan den kan vara 85 % hos höghumifierad torv. Vid nedbrytningsprocessen minskar alltså porositeten. Samtidigt sker en förskjutning i porstorleksfördelningen från stora till allt mindre porer. Detta leder till att andelen vatten som är hårdare bundet än vissningsgränsen ökar från ca 5 % till ca 20 %. Vattenhalten vid fältkapaciteten är ca 30 % i ej nedbruten torv och drygt 60 % i höghumifierad torv. Det växttillgängliga magasinet är således störst och den effektiva



porositeten minst hos den höghumifierade torven.

Den hydrauliska konduktiviteten hos torv avtar kraftigt med ökad humifieringsgrad. I finska torvmarker fann man värden från  $1,1 \cdot 10^{-4}$  till  $2,0 \cdot 10^{-8}$  m/s, vilka också torde gälla för svenska förhållanden. I allmänhet är konduktiviteten lägre i vitmossetorv än i andra torvslag vid samma humifieringsgrad.

I en torv finns mycket vatten (20—30 volym-

procent) inneslutet i döda växtceller och i andra mer eller mindre slutna porer. Det adsorptivt bundna vattnet utgör 5—10 volymsprocent. Totalt är det alltså 25—40 volymsprocent vatten som i mycket liten grad deltar i strömningen i en myr. Liksom i morän är myrens omsättningstid för vatten lång. Uppehållstiden för det avrinnande vattnet är däremot förhållandevis kort.

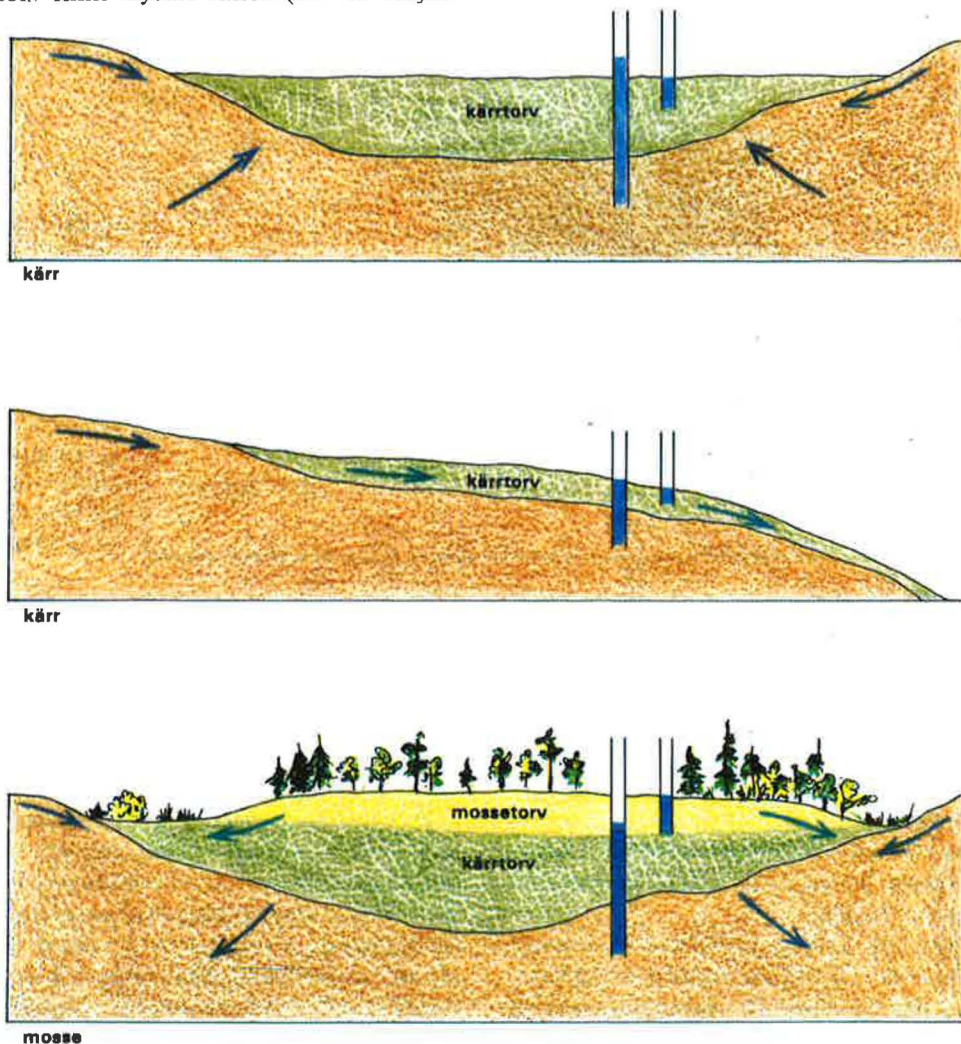


Fig 44. Kärrret får sitt vatten från omgivande fastmark, men också från nederbörden. Mossarna får däremot sitt vatten uteslutande från nederbörden. Kärren är utströmningsområden medan mossarna är inströmningsområden. Detta visas av tryckskillnaderna mellan grundvattnet i myrarna och i fastmarken under dem.



# 6. Avrinningsbildning

I de två föregående kapitlen har vi behandlat förutsättningar för avrinningsbildningen i vattendrag: vattentillförseln till markytan, frågan om infiltration eller ytavrinning, grundvattenbildningen, grundvattnets strömningsvägar och förekomsten av utströmningsområden. I detta kapitel ska vi diskutera avrinningsbildningen utgående från vattenflödet i bäcken. Vi kommer dock ofta att lämna bäcken och bege oss upp i omgivande sluttningar för att där återknyta till tidigare diskussioner om vattnets förekomst och strömning.

## Vattenföringen beskrivs av ett hydrogram

Ett diagram i vilket vattenföringen avsatts mot tiden kallas *hydrogram* (ibland används ordet hydrograf). Ett hydrogram från ett enskilt regntillfälle har ett karakteristiskt utseende, med jämförelsevis snabb ökning av vattenföringen och en långsam avklingning. Vi kommer att hänvisa till dessa delar av hydrogrammet som *stegringsfasen* respektive *recessionsfasen*, åtskilda av *toppvärdet*. Vattendragets hela svar på ett regn eller en snösmältning, dvs hydrogrammets stegring, toppvärde och recession, utgör en *flödestopp*.

Vid en viss vattentillförsel beror hydrogrammets stegringsförlopp och toppvärde i en punkt i ett vattendrag av grundvattenytans läge och markvattenhalten före vattentillförseln. Recessionen beskriver å andra sidan i det närmaste samma kurva vid

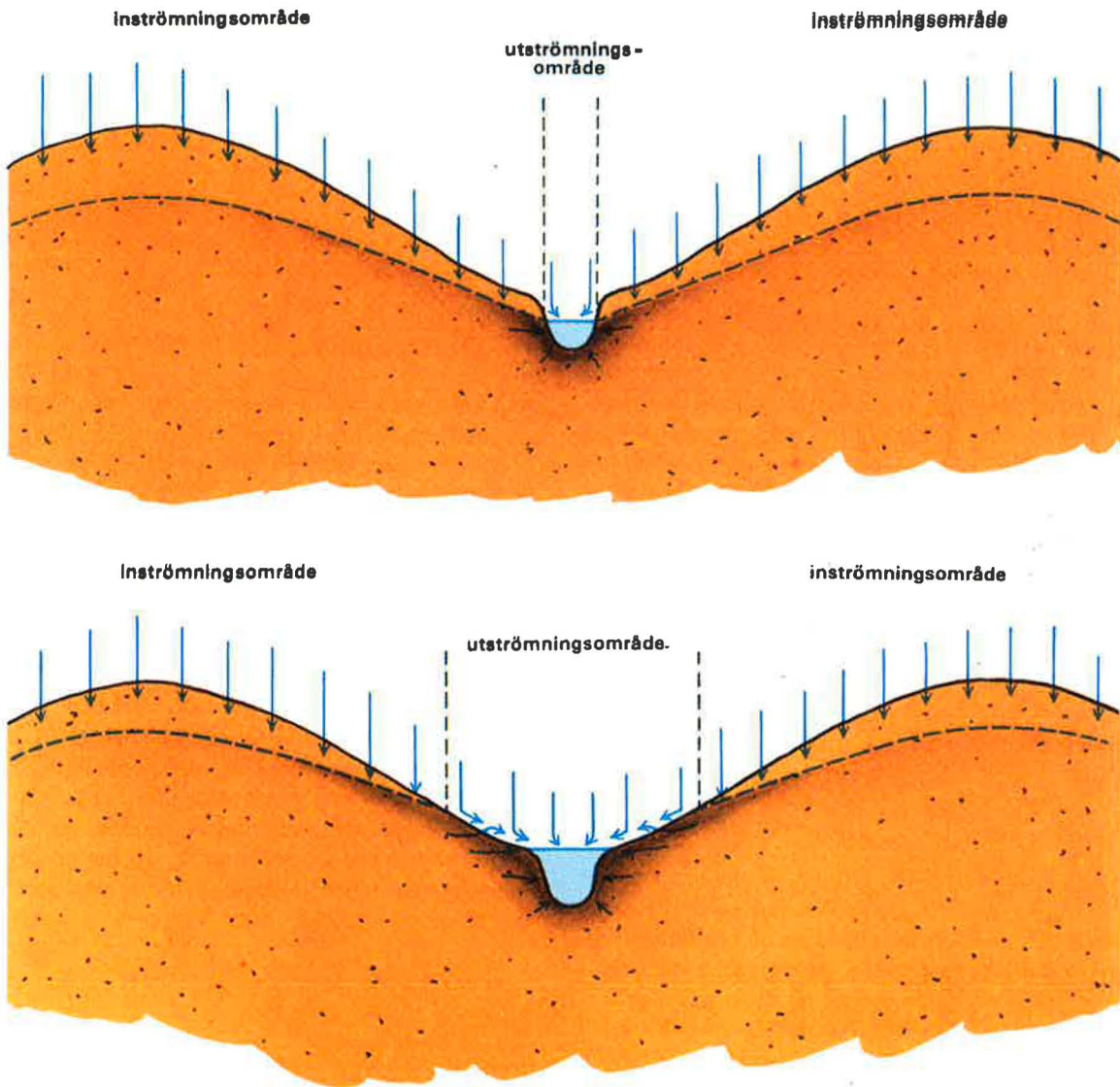
alla flödestoppar, med snabbt avtagande vid hög vattenföring och allt långsammare avklingning allteftersom vattenföringen minskar (jfr flödestopparna i fig 5, sid 16).

Vattenföringens toppvärde uppnås vanligen en tid efter det att vattentillförseln upphört eller minskat kraftigt i intensitet. Denna fördröjning kan vara några timmar i en liten bäck. Ju större avrinningsområdet är, desto större är fördröjningen. Uttryckt per ytenhet minskar toppvärdet med områdets storlek vid lika förhållanden i övrigt. Flödestoppen blir mer utdragen i tiden på grund av att flödesimpulserna från områdets olika delar når mätstationen vid alltmer skilda tidpunkter. Möjligheter till ytvattenmagasiner, tex i sjöar eller vid översvämningar, inverkar på liknande sätt som områdets storlek, dvs de minskar toppvärdet och gör flödestoppen mer utdragen i tiden.

## Bäckvattnets ursprung kan bestämmas med spårämnen

Vattnet i en bäck kan ses som en blandning av två "slags" vatten: grundvatten och färskt regn- eller smältvatten. Om grundvattnets och regn- eller smältvattnets koncentration av ett lämpligt ämne är känd, kan man beräkna bidragen från de bägge komponenterna till bäckflödet.

Låt  $c_g$ ,  $c_p$  och  $c_b$  vara koncentrationen av ämnet i grundvattnet, regnvattnet (innefattande smält-



*Fig 45. När nederbörden på inströmningsområdet infiltrerar höjs grundvattenytan och utströmningen i utströmningsområdet ökar. Detta beror på att grundvattenytans lutning ökar och att skikt med hög konduktivitet börjar bidra till grundvattenströmningen.*

*I figuren markeras grundvattenflödets storlek av den grå färgens intensitet.*

*Nederbörd på mättade utströmningsområden kan inte infiltrera utan bildar mättad ytvavrinning med det utströmmande grundvattnet. Vanligen dominerar grundvattenutflödet över regnvattenflödet till bäcken.*

vatten) och bäckvattnet. Låt vidare bäckens vattenföring vara  $Q$  och andelen grundvatten i bäckvattnet  $X$ . Massbalans av ämnet, dvs att tillförseln från grundvatten och regnvatten är lika med transporten av ämnet i bäcken, ger då

$$X \cdot Q \cdot c_g + (1-X) \cdot Q \cdot c_p = Q \cdot c_b$$

vilket ger

$$X = \frac{c_b - c_p}{c_g - c_p}$$

$X$  = andel grundvatten

$c_b$  = spårämneskoncentration i bäckvattnet

$c_p$  = spårämneskoncentration i regnvattnet eller smältvattnet

$c_g$  = spårämneskoncentration i grundvattnet

För att denna ekvation ska kunna tillämpas måste det utströmmande grundvattnets koncentration av spårämnet vara någorlunda enhetlig och väl skild från nederbördens. Den stabila syreisotopen  $^{18}\text{O}$  (sid 60) har visat sig vara ett lämpligt spårämne. Vi har tidigare gett exempel på hur årstidsvariationen hos nederbördens  $^{18}\text{O}$ -halt kunde återfinnas i enskilda markprofiler (fig 30, sid 62). Detta tolkades som att vattenpartiklarna på en nivå i profilen har ungefär samma ålder. Det grundvatten som når en brunn eller strömmar ut i ett utströmningsområde, är å andra sidan sammansatt av vatten med mycket olika ålder, dels på grund av olika transittider i markvattenzonen i inströmningsområdets olika delar, dels på grund av olika transittider i grundvattenzonen. Årstidsvariationen hos grundvattnets  $^{18}\text{O}$ -halt är därför förhållandevis liten. Tack vare denna dämpning av årstidsvariationen skiljer sig grundvattnets och nederbördens  $^{18}\text{O}$ -halt väl åt vid vissa nederbördstillfällena och ekvationen kan tillämpas. (Vid andra nederbördstillfällena är skillnaden så liten att uppdelningen inte kan göras.)

I fig 46 visas beräknade bidrag från grundvatten och regnvatten till en flödestopp i en liten bäck i Gårdsjöområdet i Bohuslän. Området är barrskogsbevuxet med mycket tunt moräntäcke på urberggrund. Vid beräkningarna har grundvattnets  $^{18}\text{O}$ -halt antagits vara lika med bäckvattnets

$^{18}\text{O}$ -halt före regnet. Detta antagande är rimligt eftersom lång tid förflutit sedan föregående regn, så att eventuella ytvattenmagasin hunnit tömmas och bäckvattnet utgjordes av enbart grundvatten. Ett långvarigt frontregn med normal intensitet, ca 3 mm/tim, gav sammanlagt 56 mm regn. Detta orsakade en kraftig flödestopp i bäcken. Regnets  $^{18}\text{O}$ -halt skiljde sig väl från grundvattnets, vilket gjorde beräkningar med ekvationen möjliga. Som framgår av figuren hade regnvattnet liten inverkan på bäckvattnets  $^{18}\text{O}$ -halt och man kan sluta sig till att flödestoppen dominerades av grundvatten.

Vid beräkningarna har ett medelvärde av regnets  $^{18}\text{O}$ -halt använts, det är detta medelvärde som redovisas i figuren. I själva verket varierade regnets  $^{18}\text{O}$ -halt kraftigt med tiden under regntillfället. Genom denna variation är utseendena hos regnvatten- och grundvattenhydrogrammen osäkra. De sammanlagda volymerna regnvatten och grundvatten är dock säkert bestämda i detta fall.

Den sammanlagda avrinningen under flödestoppen var 17 mm. Av dessa var 82 %, dvs 14 mm, grundvatten. Felet i den beräknade grundvattenandelen uppskattades till  $\pm 10$  procentenheter.

Ur den avrunna volymen regnvatten kan de mättade utströmningsområdenas storlek uppskattas. Vi antar då att allt regnvatten i bäcken härstammar från regn som fallit på mättade utströmningsområden (inklusive själva bäcken) och att inget annat regnvatten når bäcken (jfr fig 45). Den sammanlagda regnvattenvolym, som runnit av under flödestoppen blir då lika med volymen av det regn som fallit över mättade utströmningsområden. Vi får

$$V_p = P \cdot A_u$$

dvs

$$A_u = \frac{V_p}{P}$$

$A_u$  = arean av mättade utströmningsområden ( $\text{m}^2$ )

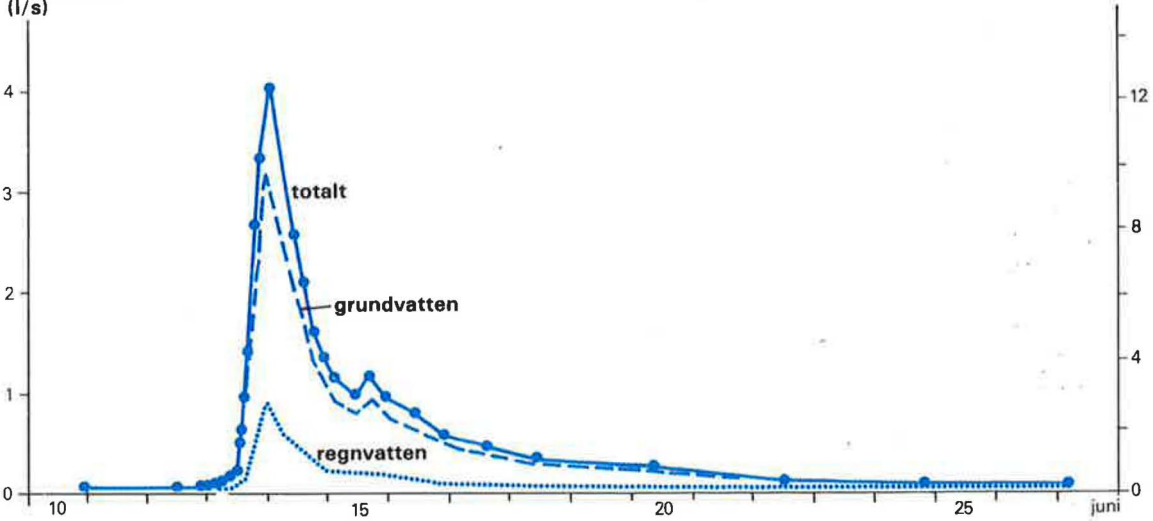
$V_p$  = avrunnen volym färskt regnvatten ( $\text{m}^3$ )

$P$  = regnmängden eller snösmältningen (uttryckt i m)

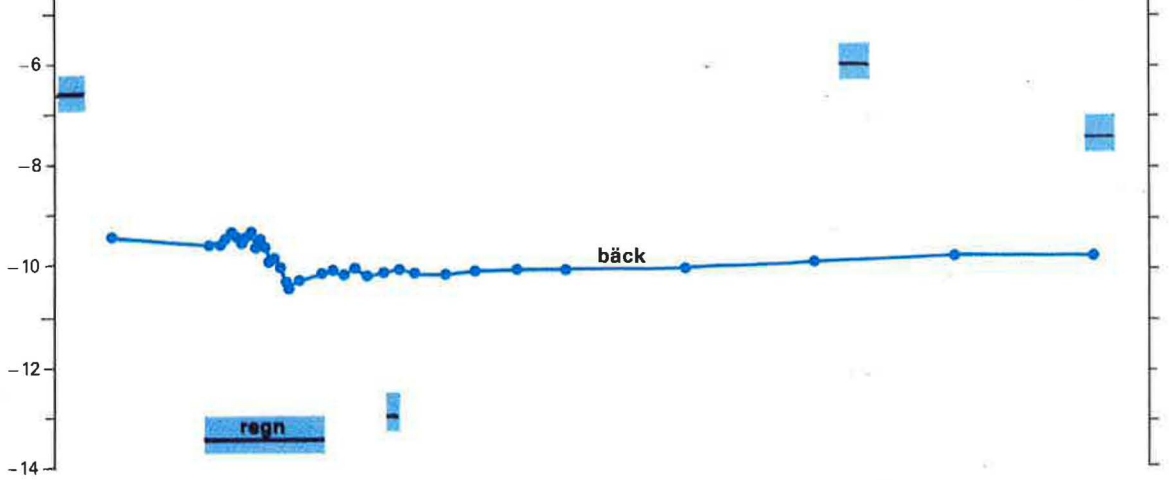


vattenföring  
(l/s)

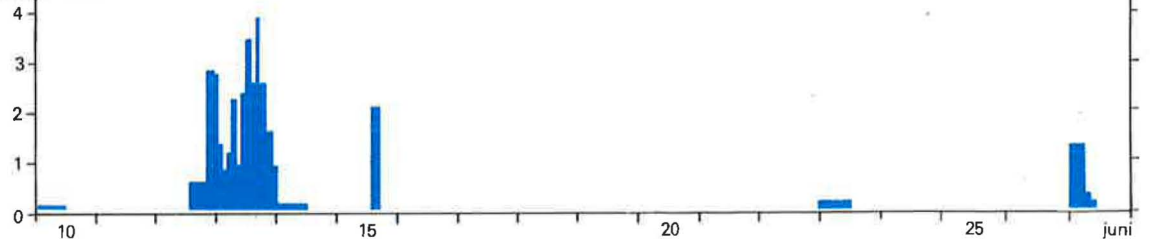
mm/dygn



$\delta^{18}O$ (‰)



regnintensitet  
(mm/tim)



Med denna ekvation kunde det mättade utströmningsområdet vid flödestoppen i fig 46 beräknas till ca 4 % av avrinningsområdet.

Efter ett par veckor utan större nederbörd drog en regnskur fram över området. Regnintensiteten var nu högre, upp till 15 mm/tim, men den sammanlagda regnmängden var mindre, 17 mm. Flödestoppen var mindre och dominerades liksom den föregående av grundvatten, som utgjorde 96 % av den avrunna volymen. Andelen mättade utströmningsområden beräknades denna gång till 0,4 %, vilket ungefär motsvarar bäckens area i området.

Om bäckarnas flödestoppar i huvudsak orsakas av grundvattenutströmning bör det råda ett gott samband mellan grundvattenstånd och vattenföring. Sådana samband visas i fig 47 för två bäckar i Gårdsjöområdet. Materialet omfattar en sommar och höst med flera flödestoppar i bäckarna. Bägge observationspunkterna för grundvattenstånd ligger nära utströmningsområden; långt uppe i inströmningsområden är sambandet sämre. Kurvornas krökning kan tolkas som att jordens hydrauliska konduktivitet ökar mot markytan: En viss grundvattenståndsökning vid höga grundvattenstånd ger större ökning av vattenföringen än samma vattenståndsökning vid låga vattenstånd. Dessa samband visar inte att flödestopparna domineras av grundvatten, men de är en förutsättning.

I många svenska avrinningsområden förekommer hållmark i de övre delarna. Gårdsjöbäcken avvattnar tex ett typiskt bohusländskt område med kalt berg på höjderna och jord i sprickdalarna. Den höga grundvattenandelen i avrinningen kan tyckas förvånande med tanke på att ingen infiltration sker på själva hållen. Förklaringen är

att bäcken rinner i jorden utan att ha direkt kontakt med hållarna. Den hortonska ytavrinning som bildas på hållarna infiltrerar i sprickor och i jorden nedanför hållarna och bidrar därigenom till grundvattenflödet i bäcken. Hållarna koncentrerar på så sätt nederbörden till områdets lägre, jordtäckta delar. Detta gynnar grundvattenbildning och grundvattenutflöde där. Vad  $^{18}\text{O}$ -undersökningarna visar är bl a att jordens transmissionskoefficient kring bäcken är tillräcklig för att flödestopparna ska domineras av grundvatten. De visar också att de markvatten- och grundvattenmagasin som deltar i strömningen är så stora att deras vatten endast i liten utsträckning byts ut av det vatten som infiltrerar under enskilda flödestoppar.

## Grundvattnet dominerar i många bäckar

Undersökningen av flödestopparna i Gårdsjöområdet är en del av en större undersökning, i vilken bäckvattnets ursprung vid regn och snösmältning studerats med  $^{18}\text{O}$  i ett eller flera mindre avrinningsområden på sex olika platser i Sverige. Alla områden domineras av barrskogsbevuxen moränmark på urberggrund.

Resultatet av en regnflödestopp i Stormyra (Södermanland) är anmärkningsvärt. Ett åskväder i juni 1980 gav 47 mm regn på en dryg timme. Vattenföringen steg snabbt till ett värde som motsvarade en stor vårflood i området. (Regnet orsakade översvämningar på många håll i Stockholmstrakten.) Provtagning vid vattenföringens toppvärde visade att grundvattenandelen då var 60 %. Grundvattnets andel av allt vatten som rann av under flödestoppen var omkring 70 %.

*Fig 46. Hydrogram med beräknade bidrag från grundvatten och regnvatten,  $^{18}\text{O}$ -halter i bäck och regn samt regnintensitet. Bäck F1, Gårdsjöområdet, Bohuslän, 1982.*

*Före regnet antogs bäckvattnet bestå av enbart grundvatten. Sedan antogs det vara en blandning av två "slags" vatten, grundvatten och färskt regnvatten. Ur  $^{18}\text{O}$ -halterna har bidragen av respektive "vatten" beräknats. Att bäckvattnets  $^{18}\text{O}$ -halt förändrades så lite, trots att regnets  $^{18}\text{O}$ -halt avvek kraftigt från bäckvärdet före regnet, visar att flödestoppen till största delen orsakades av grundvattenutströmning.*

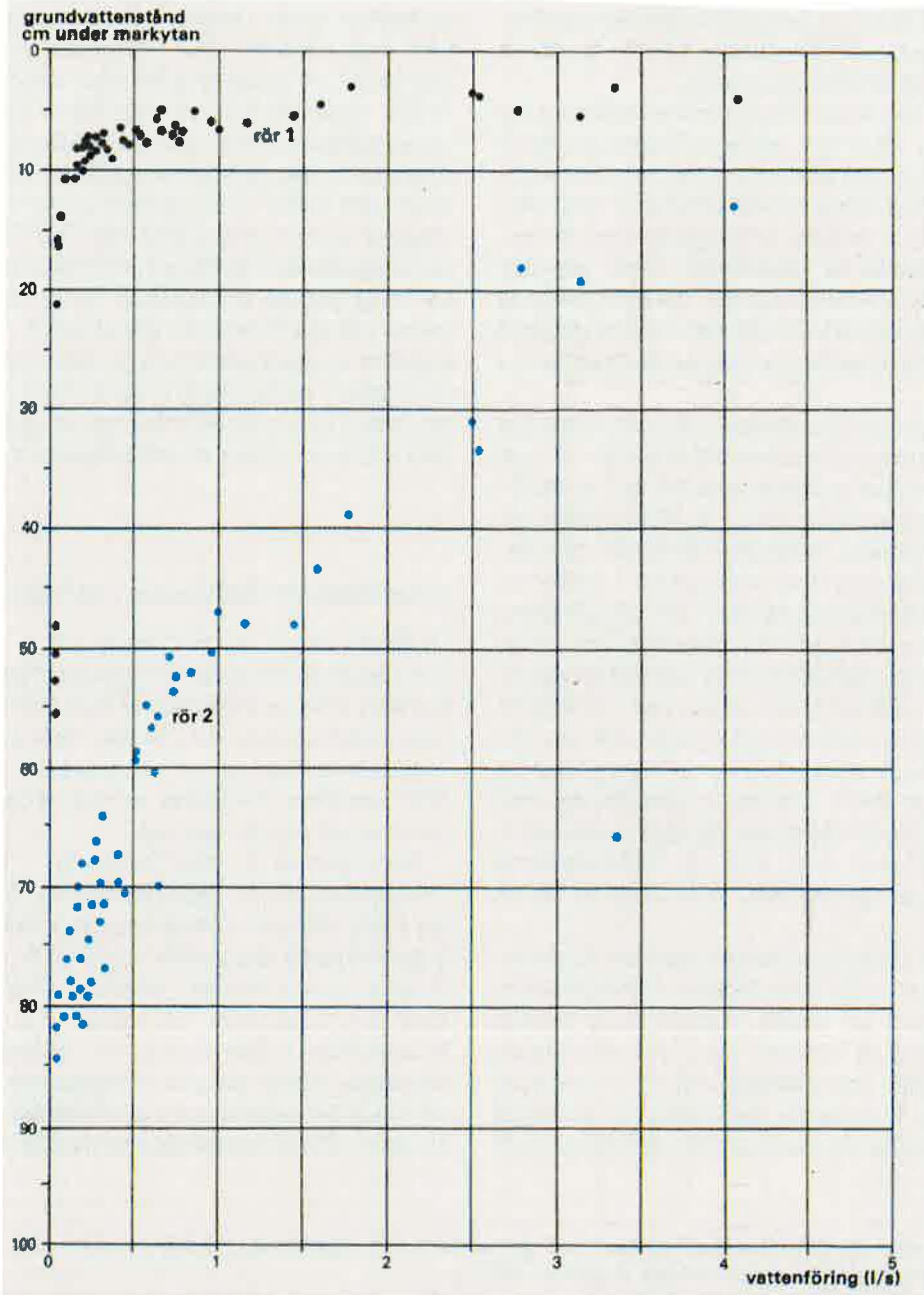
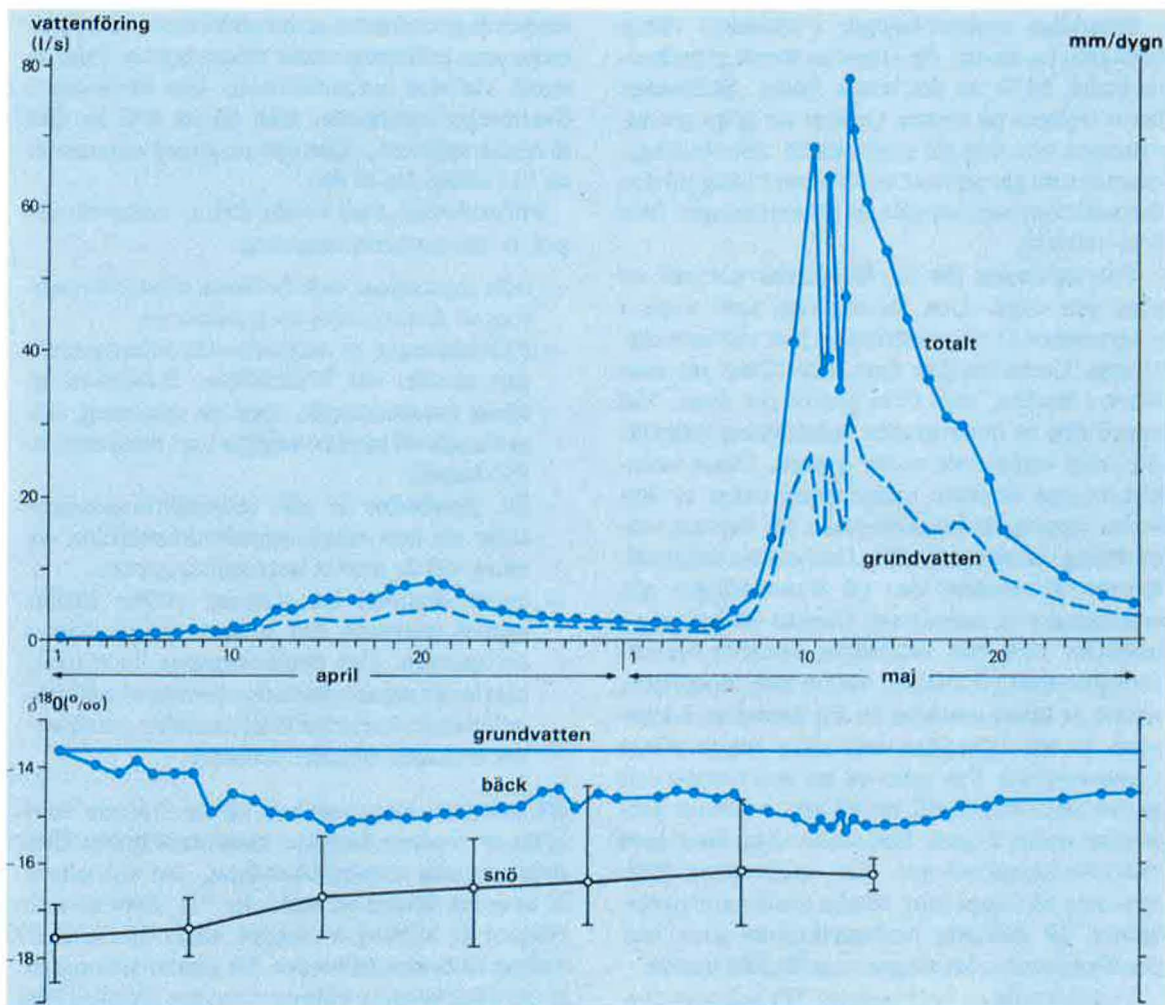


Fig 47. Samband mellan grundvattenstånd och bäckvattenföring. Bäck F1 i Gårdsjöområdet, Bohuslän.





I fig 48 visas en vårflood i Svartberget vid Vindeln (se karta över avrinningsområdet i fig 1, sid 12). Snömagasinet motsvarade 200 mm vatten när smältningen började och nederbörden under smältperioden var 11 mm. Enligt massbalansberäkningarna för  $^{18}\text{O}$  bestod den sammanlagda avrinningen under de två flödestopparna denna vår till 47 % av grundvatten. Andelen mättat utströmningsområde under de två topparna beräknades till 14 respektive 28 % av områdets area. En fälttaxering strax efter vårfloodens kulmination gav ca 25 % mättat utströmningsområde. Den för-

**Fig 48.** Hydrogram med beräknat grundvattenbidrag samt  $^{18}\text{O}$ -halter i bäck och snötäcke. Svartberget, Vindeln, Västerbotten, 1981.

Snötäckets  $^{18}\text{O}$ -halt mättes en gång per vecka på tio platser i avrinningsområdet. Medelvärdet samt högsta och lägsta  $^{18}\text{O}$ -halt vid dessa mätningar redovisas i diagrammet. Ungefär hälften av vårflooden detta år utgjordes av grundvatten.

hållandevis stora smältvattenavrinningen tycks alltså kunna förklaras av smältning på det jämförelsevis stora mättade utströmningsområdet.

Samtidiga undersökningar i områdets västra bäckgren (se kartan fig 1) gav en större grundvattenandel, 64 % av det totala flödet. Skillnaden beror troligen på myren. Genom sin höga grundvattenyta blir den ett stort mättat utströmningsområde som ger ett stort smältvattenbidrag till den östra bäckgrenen och således till avrinningen från hela området.

Provtagningen för fig 48 gjordes normalt en gång per dygn. Den vattenföring som ritats i diagrammet är vattenföringen just vid provtagningen. Under ett par dygn, när flödet var som störst i bäcken, togs flera prover per dygn. Vid uppritning av motsvarande vattenföring framträder stora variationer under dygnet. Dessa variationer, som förekom under större delen av den andra toppen, är karakteristiska för bäckars vattenföring vid snösmältning. Den största vattentillförseln till området sker på eftermiddagen när smältningen är intensivast. Genom fördröjning i snötäcke, jord och vattendrag inträffar vattenföringstoppen på kvällen, natten eller morgonen, senare ju större området är. En intressant iakttagelse är att  $^{18}\text{O}$ -halten inte visar någon större dygnsvariation. Det tyder på att smältvatten och grundvatten bidrar till bäckflödet i samma proportion under dygnet, även under dygn med stora vattenföringsvariationer. När smältvattentillförseln ökar på dagen ökar således smältvattenavrinningen på mättade utströmningsområden och grundvattenutströmningen ungefär lika snabbt.

Den tolkning av bäckvattnets  $^{18}\text{O}$ -halt som presenteras i fig 46 och 48 förutsätter att grundvattens  $^{18}\text{O}$ -halt är konstant under flödestoppen. I själva verket ändras  $^{18}\text{O}$ -halten hos det utströmmande grundvattnet något genom den tillförsel av färskt regn- eller smältvatten som orsakar grundvattenutströmningen. De beräknade grundvattenandelarna är därför underskattningar; de uttrycker egentligen andelen "gammalt" vatten i avrinningen, dvs vatten som förekom som grundvatten eller markvatten före flödestoppen. En del av det som kallats regn- eller smältvatten i avrin-

ningen är grundvatten som nybildats av vattenpartiklar som infiltrerat under flödestoppen. Felet är störst vid stor vattentillförsel. Vid vårfloden i Svartberget uppskattas felet till ca 6 % av den avrunna volymen, vilket ger en grundvattenandel av 53 i stället för 47 %.

Följande slutsatser kunde dras ur undersökningen av bäckvattnets ursprung:

- Alla regntoppar och de flesta snösmältningstoppar dominerades av grundvatten.
- Fälttaxeringar av mättade utströmningsområden gjordes vid 7 vårflöden. Resultaten av dessa överensstämde, med ett undantag, någorlunda väl med de andelar som beräknats ur  $^{18}\text{O}$ -halter.
- En jämförelse av alla snösmältningstoppar visar att den totala grundvattenandelen var minst vid de största snösmältningarna.
- Inget samband har kunnat utläsas mellan regnets intensitet och andelen grundvatten i avrinningen. Om flödestopparna hade orsakats av att regnets intensitet överskred markens infiltrationskapacitet borde andelen grundvatten avta med ökande intensitet.

Bäckvattnets ursprung kan också studeras med hjälp av vattnets kemiska sammansättning. Den elektrolytiska ledningsförmågan, dvs salthalten, är avsevärt lättare att mäta än  $^{18}\text{O}$ . Som vi visat tidigare är ledningsförmågan högre hos grundvattnet än hos nederbörden. En allmän iakttagelse är att bäckvattnets ledningsförmåga minskar när flödet ökar, vilket tyder på ökat regnvattenbidrag till bäcken. Minskningen är emellertid svår att tolka med den enkla modell som ekvationen på sid 87 utgör, eftersom ledningsförmågan hos det utströmmande grundvattnet har stora variationer på grund av grundvattnets olika flödesvägar och transittider i jord och berg (jfr fig 37, sid 75). Bidragen från det ytliga, relativt saltfattiga, grundvattnet ökar under flödestoppen vilket gör att bäckvattnet kan ge intryck av att innehålla mer regnvatten än det verkligen gör.

**Tabell 3.** Sammanfattande resultat av undersökning av bäckvattnets ursprung med hjälp av  $^{18}\text{O}$ . (Efter Rodhe, 1984.)

	antal	Andel grundvatten (%)			Andel mättat utströmningsområde (%)		
		max	min	median	max	min	median
Regntoppar	15	100	68	85	17	0	2
Smälttoppar	24	91	32	64	63 <sup>b)</sup>	2	23
Hela vårflöden <sup>a)</sup>	16	86	41	59	49 <sup>b)</sup>	9	26

<sup>a)</sup> Vårflödena bestod ofta av flera toppar, jfr fig 46. Dessa redovisas var för sig under "Smälttoppar".

<sup>b)</sup> Detta värde, från Aspåsen, Hälsingland, stämmer dåligt med fältobservationer.

## En matematisk modell

De svenska undersökningarna med  $^{18}\text{O}$  visar alltså att flödestoppar ofta domineras av grundvatten. Detta har också visats av undersökningar med  $^{18}\text{O}$  och andra naturliga isotoper hos vattnet i bla Västtyskland och Kanada. Resultaten utgör ett stöd för synsättet med inströmnings- och utströmningsområden vid avrinningsbildning. Vi har i tidigare kapitel ingående diskuterat förutsättningarna för detta synsätt. Nu återstår att diskutera själva mekanismen vid grundvattenutströmningen: Hur kan grundvattenutströmningen svara så snabbt på vattentillförseln till området? Var i avrinningsområdet sker den infiltration som orsakar grundvattenutströmningen? Ett sätt att belysa dessa frågor är att beräkna flödet vid olika tänkta situationer med hjälp av en så kallad matematisk modell.

Utgående från Darcys lag kan man, för en given sluttning, beräkna hur grundvattenytans läge och grundvattenutflödet svarar på infiltration vid olika nederbördstillfällen. Eftersom det inte är fråga om jämviktsförhållanden (som t ex i fig 41) utan just om flödets variation med tiden, blir beräkningarna förhållandevis komplicerade. En matematisk modell, dvs en serie ekvationer som löses steg för steg, kan konstrueras i vilken mark- och grundvattnets tryck och flöde i ett stort antal

punkter i sluttningen beräknas med små tidsintervall. Beräkningarna kräver bla att man känner den mättade hydrauliska konduktiviteten och pF-kurvans utseende i sluttningens olika delar.

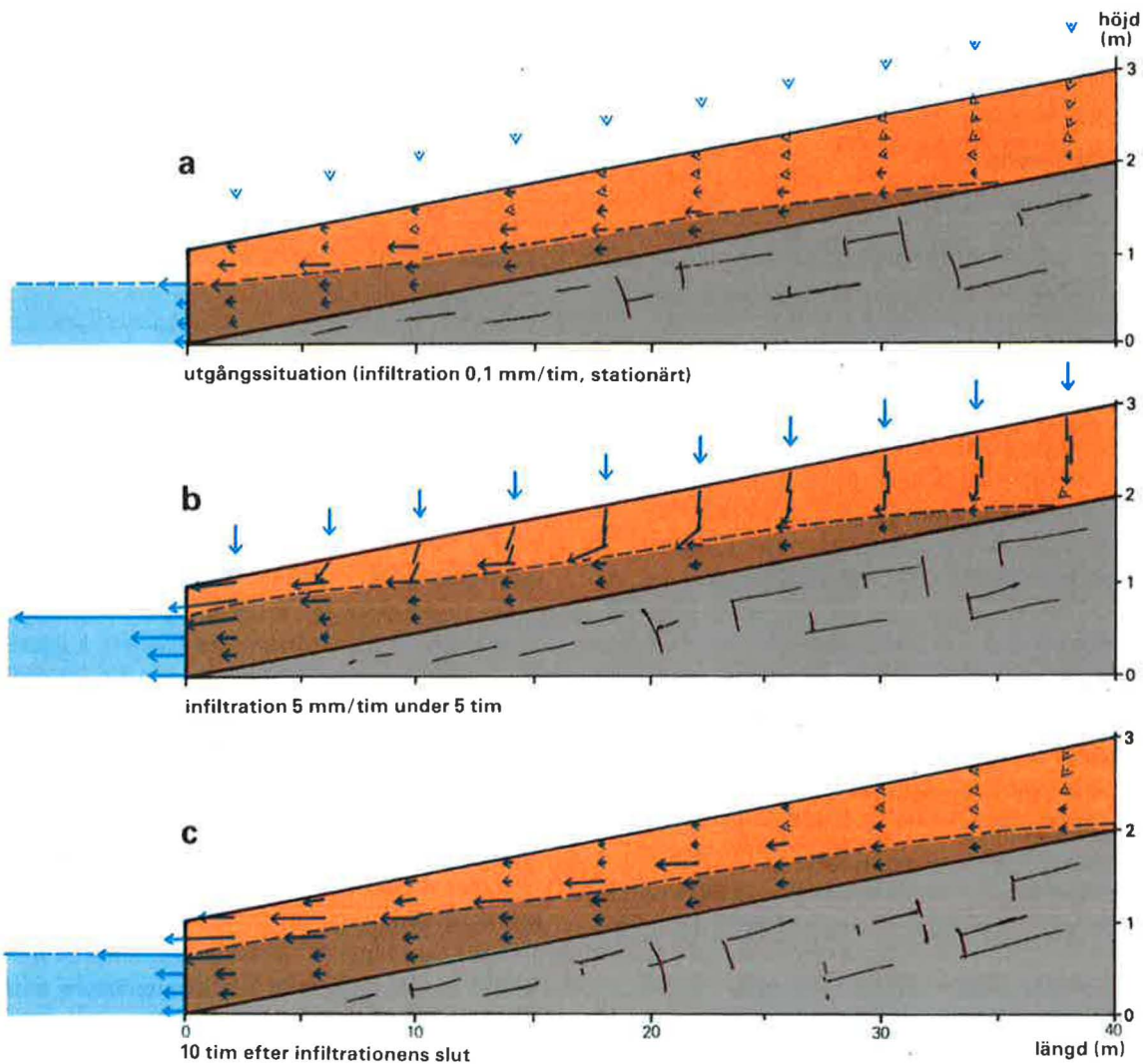
I fig 49 visas beräknat markvatten- och grundvattenflöde i en sluttning före, under och efter ett infiltrationstillfälle. Vattenflödet antas ske i ett en meter tjockt skikt på ett tätt underlag (det djupa flödet i fig 33 sid 70 försummas således). Utgående från uppmätta värden i morän har den mättade hydrauliska konduktiviteten antagits avta från  $2,4 \cdot 10^{-4}$  m/s i jordens ytskikt till  $1,3 \cdot 10^{-5}$  m/s närmast det täta underlaget.

Vattenflödets svar på nederbörd beror, förutom av sluttningens form och hydrauliska egenskaper, av markens fuktighet och grundvattenytans läge före regnet. Vid dessa beräkningar har markvatten- och grundvattenförhållandena före regnet antagits vara i jämvikt med en infiltration av 0,07 mm/tim. Härigenom är markvattenhalten nära fältkapacitet när regnet börjar och grundvattenytan har ett realistiskt utseende. Vid beräkningarna har grundvattenytans läge vid sluttningens nedkant hållits konstant, lika med vattennivån i en tänkt bäck.

### Mark- och grundvattenflödets riktning

I den mättade zonen är flödet riktat ned längs sluttningen. I den omättade zonen varierar flödes-





*Fig 49. Markvatten- och grundvattenflöde i en skiktad sluttning beräknad med en matematisk modell. För att figuren ska få en rimlig storlek har höjdskalan förstorats (liksom i många andra figurer i denna bok). Pilarna, som anger flödets storlek och riktning, är dock ritade i samma höjd- och längdskala. Pillängden 1 cm motsvarar flödet  $3,8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/(\text{s} \cdot \text{m}^2) = 14 \text{ liter}/(\text{m}^2 \cdot \text{tim})$ . Vid små flöden markeras endast flödets riktning, med hjälp av en pilspets kring en punkt. Där flödespilarna gått i varandra har pilhuvuden utelämnats (det vertikala flödet i fig b).*

riktningen. Vid ingen eller liten infiltration är flödet i huvudsak riktat nedför sluttningen. Vid stor infiltration är flödet till stor del vertikalt. Olikheten kan förklaras av skillnader i markvattnets potentialförhållanden: Vid ingen eller liten infiltration är markvattnets undertryck ungefär lika med avståndet till grundvattenytan (jfr sid 27). Eftersom grundvattenytan lutar kommer två punkter på samma höjd, men på olika avstånd från bäcken, att ha olika total potential med den lägsta potentialen närmast bäcken. Totalpotentialgradienten blir i stort sett parallell med grundvattenytan. När vattentillförseln genom markytan är stor blir undertrycket på en viss nivå mindre än avståndet till grundvattenytan (jfr kurva c i fig 14, sid 35) och vi får en betydande totalpotentialgradient riktad vertikalt nedåt. Gradienten i sidled, som avgjorde flödets riktning i de andra situationerna, finns även nu men den vertikala dominerar och ger praktiskt taget vertikalt flöde.

Närmast ovanför grundvattenytan är flödet likt grundvattenflödet, både till riktning och storlek. I denna zon är den hydrauliska konduktiviteten lika stor som den mättade. Alla porer är nämligen fyllda med vatten vid det ringa undertryck som råder strax över grundvattenytan. Trycket är större (mindre negativt) än det tryck som motsvarar den första knycken på pF-kurvan, det så kallade luftinträngningstrycket (jfr sid 33). Ur flödessynpunkt är således den mättade zonen något mäktigare än vad grundvattenytans läge visar. Vid mäktiga grundvattenzoner har detta ingen betydelse, men om grundvattenzonen är tunn, som i denna sluttning, kan flödet närmast ovanför grundvattenytan vara en betydande del av det totala flödet. Detta är särskilt fallet om konduktiviteten ökar mot markytan.

#### Grundvattenytans och flödets svar på infiltration

Grundvattennivån i modellen förändras på olika sätt i sluttningens olika delar. Vid utflödet till bäcken hålls grundvattenytan, som nämnts, konstant i denna modell. Ett par meter från bäcken börjar emellertid grundvattenytan stiga inom en

timme från infiltrationens början. I sluttningens mitt börjar stigningen efter ett par timmar. Längst upp saknas grundvatten till en början. Efter några timmar når grundvattenzonen till sluttningens översta del och grundvattenytan stiger även här. När regnet upphör sjunker grundvattenytan genast nära bäcken, under det att den fortsätter att stiga i flera timmar högst upp.

Trots de skillnader i stigningshastighet som nämnts ovan, förblir grundvattenytans lutning i stort sett konstant, utom närmast bäcken. Vattenföringen i sluttningen ökar dock genom att tvärsnittsarean (höjden) ökar och framför allt genom att de nytillkomna skikten har högre konduktivitet än de som bidrog från början. Närmast bäcken ökar grundvattenytans lutning, vilket gör att flödet där ökar på alla nivåer. I en verklig bäck stiger naturligtvis vattenståndet när flödet ökar, men i många situationer är bäckens stigning liten jämfört med höjningen av grundvattenståndet. Ökningen av grundvattenytans lutning nära bäcken, och den ökning av grundvattenutflödet den orsakar, är därför realistisk.

Efter regnet minskar flödet snabbt i markvattenzonen, genom att vattenhalten och därmed konduktiviteten minskar. Grundvattenflödet uppfår från sluttningen pågår länge, vilket gör att utflödet avklingar långsamt.

I detta exempel nådde grundvattenytan aldrig markytan och vi fick ingen mättad ytavrinning från sluttningen. Vid motsvarande beräkningar för en konkav sluttning uppkom dock snabbt ett mättat utströmningsområde. I det exemplet dominerade regnvattenavrinningen den totala avrinningen från sluttningen. I diskussionen om topografins roll betonades betydelsen av svackor för uppkomsten av mättade utströmningsområden (jfr fig 43, sid 83). Dessa går inte att efterlikna med den modell som använts här, de kräver en modell som behandlar flödet i tre dimensioner. Vi kan därför inte beräkna framväxten av mättade utströmningsområden inom ett avrinningsområde med modellen, även om vi kombinerar sluttningar av olika form till ett "avrinningsområde". Vi får således tills vidare nöja oss med att studera grund-

vattenutflödet och lämna uppkomsten av mättad ytavrinning därhän.

### *<sup>18</sup>O-studiens grundvattenflöde kan efterliknas*

Det beräknade grundvattenutflödet och dess variation i tiden kan jämföras med de grundvattenflöden som uppmäts i bäckar med hjälp av <sup>18</sup>O. Vi antar då att ett litet avrinningsområde består av en bäck som på bägge sidor omges av modellens sluttning. Modellens grundvattenhydrogram, med flödet uttryckt t ex i mm/dygn, kan då jämföras med grundvattenhydrogrammet enligt <sup>18</sup>O. (Vi antar att områdena är så små att vattnets lagring i dräneringsnätet inte avgörande förändrar bilden med den tidskala som används.) I det presenterade modellexemplet ökar grundvattenutflödet från utgångsvärdet 1,7 mm/dygn till toppvärdet 11 mm/dygn på ca 6 timmar. Frånsett det högre utgångsvärdet överensstämmer ökningen, toppvärdet och den efterföljande recessionen väl med grundvattenhydrogrammet från Gårdsjöbäcken i fig 46. Inga försök har gjorts att efterlikna just detta avrinningsområde eller de fuktighetsförhållanden och det regn som bestämde gårdsjöhydrogrammets utseende. Överensstämmelsen är därför en slump, men jämförelsen visar att grundvattenutflödet, med rimliga värden på jordens konduktivitet, kan svara på infiltration på det sätt som <sup>18</sup>O-studien visar.

### *Grundvattenytan svarar snabbt på infiltration nära utströmningsområdet*

I en sluttning med homogen jord bör grundvattennivån reagera snabbast i sluttningens nedre del. På grund av det ytliga grundvattnet är markvattenhalten högst där, vilket gör att trycket från det infiltrerade vattnet fortplantas med hög hastighet. Dessutom är sträckan kort till grundvattenytan.

Tryckfortplantningen innebär naturligtvis en vattentransport, den som krävs för att fylla de större porerna med vatten. Det är ju denna vattentransport som är själva perkolationen. Vattenhaltens fördelning i den omättade zonen långt nere och långt uppe i sluttningen kan tänkas se ut som den högra respektive den vänstra kurvan i fig 12

(sid 27). När grundvattennivån stiger förskjuts kurvorna uppåt. Uppe i sluttningen, vid den djupa grundvattenytan, måste markvattenhalten öka i en stor del av den omättade zonen för att ett nytt jämviktsläge ska uppnås. (Ökningen i vatteninnehåll motsvarar produkten av magasin-koefficienten, eller effektiva porositeten, och grundvattenytans stigning.) Nere i sluttningen är, å andra sidan, den omättade zonen så tunn att det inte finns några skikt med låg vattenhalt. Grundvattenytan kan stiga utan någon nämnvärd vattenhaltsökning i markvattenzonen eftersom nästan hela porvolymen redan är vattenfylld. Magasin-koefficienten är här mycket liten.

Tryckets snabba fortplantning och grundvattenytans benägenhet att stiga mycket vid ett litet vattentillskott samverkar till att infiltrationen ger de snabbaste och största vattenståndshöjningarna i närheten av utströmningsområdet. Allra närmast en bäck stiger dock grundvattenytan föga på grund av att utflödet till bäcken håller ned grundvattenytan (jfr modellexemplet). Resonemanget förutsätter att jorden är homogen, dvs att den bl a har samma vattenhållande egenskaper på alla nivåer. I verkligheten ökar ofta andelen stora, lätt-dränerade, porer mot markytan. Detta motverkar, men tar inte bort, den skillnad som här beskrivits.

Den snabba stigningen av grundvattenytan nära utströmningsområdet kan medföra att det bildas en tillfällig "rygg" i grundvattenytan. Från denna rygg strömmar vatten dels mot utströmningsområdet och bidrar till flödesökningen i bäcken, dels strömmar det mot sluttningens lutning. Sådana ryggar har observerats i jordar där grundvattenytan haft liten lutning före infiltrationstillfället. En tendens till rygg kan ses i modellexemplet (fig 49 diagram b), även om grundvattenytan där aldrig kom att luta "baklänges". I andra modellexempel har fullt utbildade ryggar uppkommit.

### *Infiltrationen nära utströmningsområdet avgörande för flödestoppen*

I en sluttning av modellens typ, med ett jämförelsevis tunt vattenförande skikt på ett tätt underlag,





*Ytligt grundvatten vid vårflod i Kassjöområdet, Medelpad. I vägskärningen vid foten av en lång moränsluttning blänker det utströmmande grundvattnet i motljuset. Vattnet i den omättade zonen kan inte spegla solljuset; vattenskikten kring mineralkornen är alltför tunna och de små vattenytorna i porerna är krökta inåt. Foto: Göran Nyberg.*

bestäms grundvattenutflödet av grundvattenytans höjd och lutning närmast utströmningsområdet. Om det vattenförande skiktet är mäktigare bestäms utflödet också av grundvattenytans höjd långt uppe i inströmningsområdet, jfr fig 33 (sid 70).

Som framhölls på sid 75 är det dock osannolikt att det djupare grundvattnet bidrar nämnvärt till flödesökningen, även om den hydrauliska konduktiviteten kan vara betydande också på stort djup.

En slutsats som kan dras av modellberäkningarna är att ökningen av grundvattenutflödet vid infiltration främst orsakas av infiltrationen närmast utströmningsområdet. Det är den infiltrationen som orsakar grundvattenytans stigning där, vilken i sin tur medför ökat grundvattenutflöde. Infiltrationen i sluttningens övre delar har betydelse främst för att upprätthålla det höga flödet och för recessionsförloppet.

Liknande slutsatser kan dras av försök med andra matematiska modeller, där man låtit infiltrationen ske i såväl hela som i delar av sluttningen och jämfört de resulterande utflödeshydrogrammen. Fältförsök har dock visat att även infiltrationen i sluttningarnas övre delar kan bidra till flödesökningen i bäcken. Ett 8 ha avrinningsområde i USA kunde bevattnas antingen över hela området eller över valda delar. Ingen hortonsk ytavrinning och mycket liten mättad ytavrinning förekom vid försöken, som gjordes med en vattentillförsel av 6 mm/tim under 8 timmar. När marken var torr före "regnet" gav bevattning av den nedre tredjedelen av sluttningarna samma stegringsfas och toppvärde i bäckhydrogrammet som bevattning av hela området. Vattenföringens avklingning, som började strax efter det att bevattningen upphört, skedde emellertid mycket snabbare vid delbevattningen än vid bevattningen av hela området. När markvattenhalten å andra sidan var hög före regnet, gav bevattning av sluttningarnas nederdelar endast den inledande vattenföringsökningen jämfört med bevattning av hela området. Vid det senare försöket fortsatte vattenföringsökningen i två timmar sedan bevattningen upphört, under det att delbevattningen genast följdes av recession.

Under fuktiga förhållanden bidrog således även infiltrationen i sluttningarnas övre delar till hydrogrammets stegring och toppvärde.

## Varifrån kommer flödestoppen?

Vi ska försöka besvara rubrikens fråga ur två aspekter. Först diskuterar vi hur olika delar av avrinningsområdet bidrar till flödestoppen. Därefter diskuteras vilka vattenpartiklar som rinner av, dvs varifrån flödestoppens vatten härstammar. Med att ett delområde bidrar menas här att vattentillförseln till delområdet ger impulser till flödestoppen i bäcken, dvs att vattentillförseln inverkar på hydrogrammets utseende. Observera att det inte behöver innebära att de tillförda vattenpartiklarna rinner av under flödestoppen.

### Var i avrinningsområdet ges impulserna till flödestoppen?

Allmänt gäller att vattentillförseln's impulser till flödestoppen blir allt svagare allteftersom avståndet till bäcken ökar.

De mättade utströmningsområdena (inklusive själva bäcken) kan sägas bidra till 100 %. Bortsett från avdunstningen under flödestoppen är nämligen flödesimpulsen från dessa områden lika med nederbörden över dem. Impulsen fortplantas här genom mättad ytavrinning.

I inströmningsområden infiltrerar nederbörden och orsakar grundvattenutströmning i utströmningsområden. På grund av lagring och evapotranspiration är dock den utströmmande volymen mindre än den sammanlagda infiltrationen i inströmningsområdet. Inströmningsområden bidrar således inte till 100 %. Vi har tidigare betonat att områden nära utströmningsområden, där grundvattnet är ytligt och markvattenhalten hög, spelar en nyckelroll i avrinningsbildningen. Infiltrationen där ger snabbt upphov till ökad grundvattenutströmning. I dessa randområden kan bidraget vara nära 100 %, för att gradvis avta när avståndet till utströmningsområdet ökar.

I diskussionen om topografins roll framhölls att svackor gynnar uppkomsten av mättade utströmningsområden och områden med hög markvattenhalt. En viktig effekt av detta förhållande är att svackor i särskilt hög grad ger impulser till flödestoppar, såväl genom mättad ytavrinning som genom infiltration och grundvattenutströmning. En sluttning med något fluktuerande markyta i vilken svackor och ryggar utbildats kan därför tänkas ge större flödestoppar än en liknande, plan sluttning med samma medellutning.

Som nämndes på sid 87 kan de mättade utströmningsområdenas storlek ( $A_u$ ) uppskattas ur den avrunna volymen färskt regnvatten ( $V_p$ ) i relation till nederbörden ( $P$ ),

$$A_u = \frac{V_p}{P}$$

Storleken av de områden i vilka vattentillförseln ger impulser till grundvattenutströmning under en flödestopp kan emellertid inte uppskattas ur den avrunna grundvattenvolymen på motsvarande sätt, eftersom dessa områden inte bidrar till 100 %. Vi vet dock att de är större än den area som skulle krävas om bidraget vore 100 %, dvs  $V_g/P$  där  $V_g$  = avrunnen grundvattenvolym. Eftersom flödestopparna dessutom vanligen domineras av grundvatten ( $V_g > V_p$ ) måste impulserna komma från ett område som är betydligt större än det mättade utströmningsområdet.

En uppfattning om storleken på det område som på något sätt bidrar till flödestoppen får man genom att jämföra total avrunnen volym,  $V_t$ , med nederbörden. Impulserna måste nämligen komma från ett område som är större än  $V_t/P$ , vilket är den area som skulle krävs om bidraget vore 100 %. Uttryckt som andel av avrinningsområdet är denna area lika med den andel av vattentillförseln till området som rinner av under flödestoppen,  $V_t/(P \cdot A)$  där  $A$  = avrinningsområdets area. Denna andel är lätt att bestämma. Den beror bl a på markvatten- och grundvattenförhållandena före vattentillförseln. På ett torrt område kan det krävas avsevärda regnmängder (totalt mm) för att bäckflödet ska öka märkbart. Den avrunna vat-

tenvolymen kan i sådana fall motsvara några enstaka procent av vattentillförseln. Vi vet inte var den infiltration sker som orsakar grundvattenutströmningen i sådana fall. En rimlig gissning är att endast områden med ytligt grundvatten, och därigenom hög markvattenhalt, bidrar. Vid regn på ett vått område, liksom vid stor snösmältning, kan den avrunna vattenvolymen å andra sidan uppgå till 50—75 % av vattentillförseln. Då är det troligt hela avrinningsområdet ger impulser till flödestoppen.

Att impulserna till flödestopparna ofta kommer från en begränsad del av inströmningsområdet innebär inte att inströmningsområdets övriga delar är betydelselösa för flödestopparna. Grundvattenflödet från dessa övriga delar medverkar till att upprätthålla en yttlig grundvattenyta och hög markvattenhalt i avrinningsområdets lägre delar mellan flödestopparna. Det inverkar därigenom på områdets svar på nästa nederbördstillfälle.

#### Varifrån kommer flödestoppens vatten?

Vi har nu diskuterat hur vattentillförseln till ett avrinningsområdes olika delar bidrar till flödestoppen. Eftersom denna inverkan till stor del sker indirekt, genom tryckfortplantning, innebär delområdenas bidrag inte automatiskt att de tillförda vattenpartiklarna rinner av under flödestoppen. Resultatet av  $^{18}\text{O}$ -studien var just att flödestopparna till största delen bestod av "gammalt vatten".

På de mättade utströmningsområdena inverkar nederbörden direkt, dvs det regnvatten som faller där når bäcken under själva flödestoppen (bortsett från lagring i eventuella pölar). Vattenpartiklarnas hastighet hos den mättade ytavrinningen beror bl a på vattentillförseln samt markytans lutning och ojämnhet. Vid strömning på bred front över en gräsbevuxen yta kan hastigheten vara några centimeter per sekund. För ett mättat utströmningsområde som sträcker sig 10 m från bäcken innebär detta att regnvattnet når bäcken på några minuter.



Utanför de mättade utströmningsområdena är vattenpartiklarnas hastighet avsevärt lägre. Det vertikala flödet i markvattenzonen har sällan högre partikelhastighet än någon centimeter per timme, en hastighet som endast varar under och strax efter regnet (jämför medelhastigheten 0,1—0,2 m/mån, sid 60). Det är bara i områden med mycket ytligt grundvatten som de infiltrerade vattenpartiklarna når grundvattnet under den flödestopp de medverkat till att skapa.

Grundvattenflödets stora variation med djupet i morän avspeglas i en motsvarande djupvariation hos vattenpartiklarnas hastigheter. Vid försök med tillsatta spårämnen i Masbybäckens avrinningsområde (Klotenområdet, Västmanland) erhöles partikelhastigheter upp till 25 m/dygn i den översta decimetern av jorden. Därunder avtog grundvattnets partikelhastighet snabbt till ca 1, 0,1 och 0,05 m/dygn på djupen 0,2, 1,0 respektive 1,3 m. Andra spårämnesundersökningar i morän med något djupare grundvattenyta har visat överensstämmande partikelhastigheter, men också framhävt betydelsen av lättframkomliga sand- och gruslinser. I sådana linser, på några meters djup, har partikelhastigheter kring 1 m/dygn uppmätts.

En flödestopp i en bäck som orsakats av ett enskilt regntillfälle avklingar inom kanske en vecka. Var i avrinningsområdet kan de vattenpartiklar ha startat som strömmar ut under denna tid? Med tanke på de höga partikelhastigheter som uppmätts vid grundvattenflöde i det ytligaste markskiktet är det grundvattenytans djup under flödestoppen som avgör varifrån vattenpartiklarna härstammar. De grundvattenpartiklar som når bäcken via markytan eller direkt från markens ytligaste skikt, torde komma från det område där djupet till grundvattenytan är mindre än några decimeter, dvs från det mättade och kanske det omättade utströmningsområdet. Före toppen befann sig en del av dessa vattenpartiklar sannolikt på ett något större djup inom utströmningsområdet, i skikt med lägre konduktivitet och partikelhastighet. Genom det uppåtriktade flödet i utströmningsområdet når de ytligare skikt där partikelhastigheten är hög och kan därigenom snabbt

nå bäcken. Andra var sannolikt lagrade i den omättade zonen, strax ovan grundvattenytan i närheten av utströmningsområdet. Efter en liten vattentillförsel genom infiltrationen omvandlas detta markvatten till grundvatten (grundvattenytan stiger). De tidigare relativt orörliga markvattenpartiklarna kan därigenom komma att dominera det ytliga, stora grundvattenflödet. I större delen av inströmningsområdet ligger grundvattenytan så djupt att grundvattenpartiklarna bara förflyttas någon enstaka meter under den tid flödestoppen varar. Det grundvatten som strömmar ut på större djup i bäcken bör härstamma från den närmaste metern kring bäcken.

## Stort flöde och hög hastighet i makroporer

Spårämnesförsöken i Masbybäckens gav ibland mycket varierande partikelhastighet hos grundvattnet på samma nivå, en "hög" och en "låg" hastighet. Detta har tolkats som att vissa vattenpartiklar följer mer lättframkomliga vägar än övriga, genom sammanhängande system av större porer. (Strömningen sker således inte i kolvflöde.) Sådana strukturorsakade porer, med mer än någon millimeters diameter, brukar kallas makroporer, till skillnad från jordens "normala" porer, mikroporer. Då eventuella makroporer kan ha stor betydelse för vattnets uppehållstider i jorden, och således för de kemiska jämviktsreaktionerna, ska vi här kort beröra frågan, trots att makroporerens förekomst och betydelse för strömningen är praktiskt taget utforskad i Sverige.

Makroporer bildas företrädesvis i den omättade zonen genom maskars och insekters aktivitet, nedbrytning av växternas rötter, jordens krympning vid torkning, dess volymförändring vid tjällning och genom vattnets utlösning av mineral ur jorden. All denna verksamhet är störst nära markytan, vilket bidrar till den höga mättade konduktiviteten där. (Under mättade förhållanden gäller Darcys lag även om strömningen sker i makroporer, förutsatt att dessa inte är så stora att ström-

ningen blir turbulent. Vid fältbestämningar av den mättade hydrauliska konduktiviteten ingår effekten av eventuella makroporer.)

Som nämdes på sid 44 är de större porsystemens betydelse vid infiltration och perkolation omtvistad. För att en por med 2 mm diameter ska vara vattenfylld krävs, enligt ekvationen på sid 24, att vattnets bindningstryck ( $\psi$ ) är större än  $-1,5$  cm, dvs praktiskt taget mättade förhållanden. I en jord vars normala porstorlek ger en mycket låg mättad konduktivitet, kan en rotkanal eller torr-spricka och dess närmaste omgivning vara mättad trots att merparten av jorden är omättad. Makroporen i den som helhet sett omättade jorden leder då vatten. Detta kan vara fallet vid större vattentillförsel i en lerjord. Om vatten tillförs en makropor i en grovkornig jord sugts det emellertid ut i omgivande, torrare, jord. Makroporer bidrar därför inte till perkolationen. Detta är troligen fallet i våra moränjordar vid normal regnintensitet och någorlunda stort djup till grundvattenytan.

Under mättade förhållanden är situationen anorlunda. Då är alla porer vattenfyllda och vattnet i eventuella sammanhängande större porer dominerar flödet. Eftersom sådana porer främst bildas i rotzonen, bör deras betydelse för grundvattenströmningen vara störst i områden där grundvattenytan tillfälligtvis stiger upp nära markytan. I det refererade ytavrinningsförsöket nära Uppsala (sid 57) iakttogs hur grundvatten uppifrån en av sluttningarna rann fram ur 1—5 mm stora porer i gropväggen, när grundvattenytan efter stora regn och snösmältning nådde upp till några centimeter under markytan. Det var här fråga om en moig jord underlagrad av lera. De stora porerna förekom endast nära markytan; vid lägre grundvattenstånd tycktes flödet ske på vanligt sätt genom hela jordens tvärsnitt. I denna sluttning bidrog således makroporer till grundvattenflödet vid höga grundvattenstånd. I några utländska rapporter om makroporer har lateralt flöde i sådana porer skett i ett begränsat mättat eller nära mättat skikt några decimeter under markytan. Till skillnad från vad som var fallet i uppsalaförsöket har det då funnits en omättad zon mellan det skikt där flödet ägde

rum och den egentliga djupa grundvattenytan. Det förefaller osannolikt att sådana situationer skulle uppkomma i den svenska moränterrängen med dess ofta ytliga grundvatten.

## Evapotranspirationens roll

I diskussionen om avrinningsbildning har vi i stort sett försummat evapotranspirationens roll. Denna förenkling medför inget principiellt fel; man kan tänka sig att vi diskuterat regn som följts av perioder med mycket liten evapotranspiration (sen höst, med vindstilla, kallt och fuktigt väder) eller smältperioder under vintern. Låt oss emellertid se på några effekter av evapotranspirationen.

Först och främst avgör evapotranspirationen markvatten- och grundvattenförhållandena före regnet och således områdets beredskap för avrinningsbildning. Dessutom minskas vattentillförseln till markytan genom interceptionen. Vatten undandras avrinningen genom evapotranspiration från såväl inströmningsområde som utströmningsområde under flödestoppen. Denna effekt avspeglar sig i en årstidsvariation hos vattenföringens recessionsförlopp. Sommartid, när evapotranspirationen är störst, avklingar vattenföringen snabbare än under vintern. I vissa vattendrag finner man en dygnsvägning hos vattenföringen under recessionsförloppet (fig 50). Denna svängning har tolkats som en effekt av evapotranspirationens dygnsvägning. Troligen är det evapotranspirationen i utströmningsområden (både mättade och omättade) och i deras randområden som inverkar. Beroende på tidpunkten på dygnet avgår en större eller mindre del av vattenflödet uppifrån sluttningarna till atmosfären i stället för till bäcken. Det sker genom evaporation från fria vattenytor och genom transpiration med vattenupptagning från såväl mättad som omättad zon. Modellsimuleringar har visat att dygnsvägningar i vattenavgången från den omättade zonen kan orsaka dygnsvägningar hos det utströmmande grundvattnet.

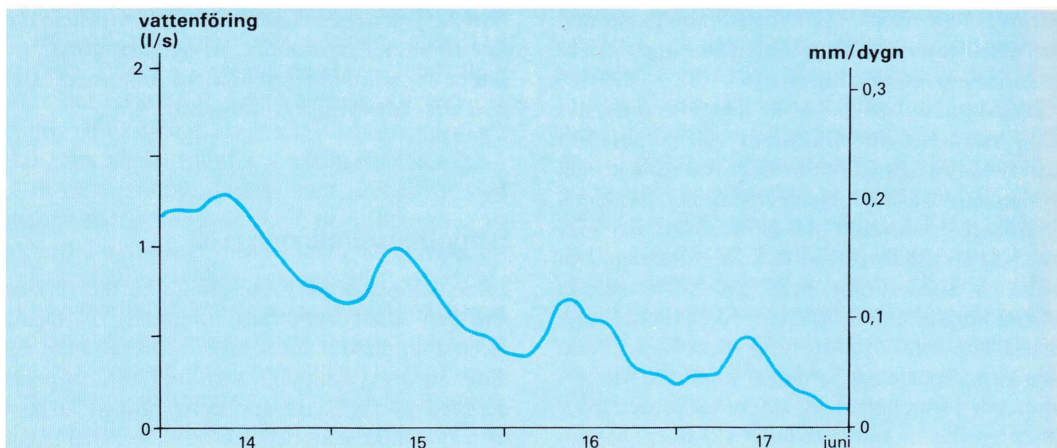


Fig 50. Vattenföring under några regnfria somnardygn i Kilmrybäcken, Jämtland, Juni 1980.

Dygnssvängningarna i vattenföringen orsakas troligen av avdunstning i utströmningsområden och i deras närhet. En del av vattenflödet uppifrån sluttningarna avgår till atmosfären i stället för att påverka bäcken. Vattenföringen i bäcken var mycket liten dessa dygn, vilket gjorde att den relativa inverkan av avdunstningens dygnssvängning blev stor.

## Hydrogrammet kan beräknas om nederbörden känd

Vi ska avsluta detta kapitel med en kort presentation av en matematisk modell med vilken vattenföringen i vattendrag kan beräknas ur nederbörden i avrinningsområdet. Modellen är utarbetad vid Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut (SMHI) och används idag rutinmässigt för översvämningsprognoser, tillrinningsprognoser till kraftverksdammar och överhuvudtaget för beräkning av vattenföring i vattendrag under perioder då mätdata saknas. Den bygger på den grundsyn för avrinningsbildning som framställts i denna bok.

I den matematiska modell som behandlades på sid 93 försökte man efterlikna en verklig sluttning och beräkna flödet med hjälp av grundläggande fysikaliska samband (Darcys lag och kontinuitetsvillkor). I den modell som presenteras här går man en annan väg. Avrinningsområdet kan sägas matematiskt efterliknas av en samling blomkrukor, med hål i sidorna på flera nivåer. Genom dessa hål dräneras grundvattnet i krukorna till ett fördröj-

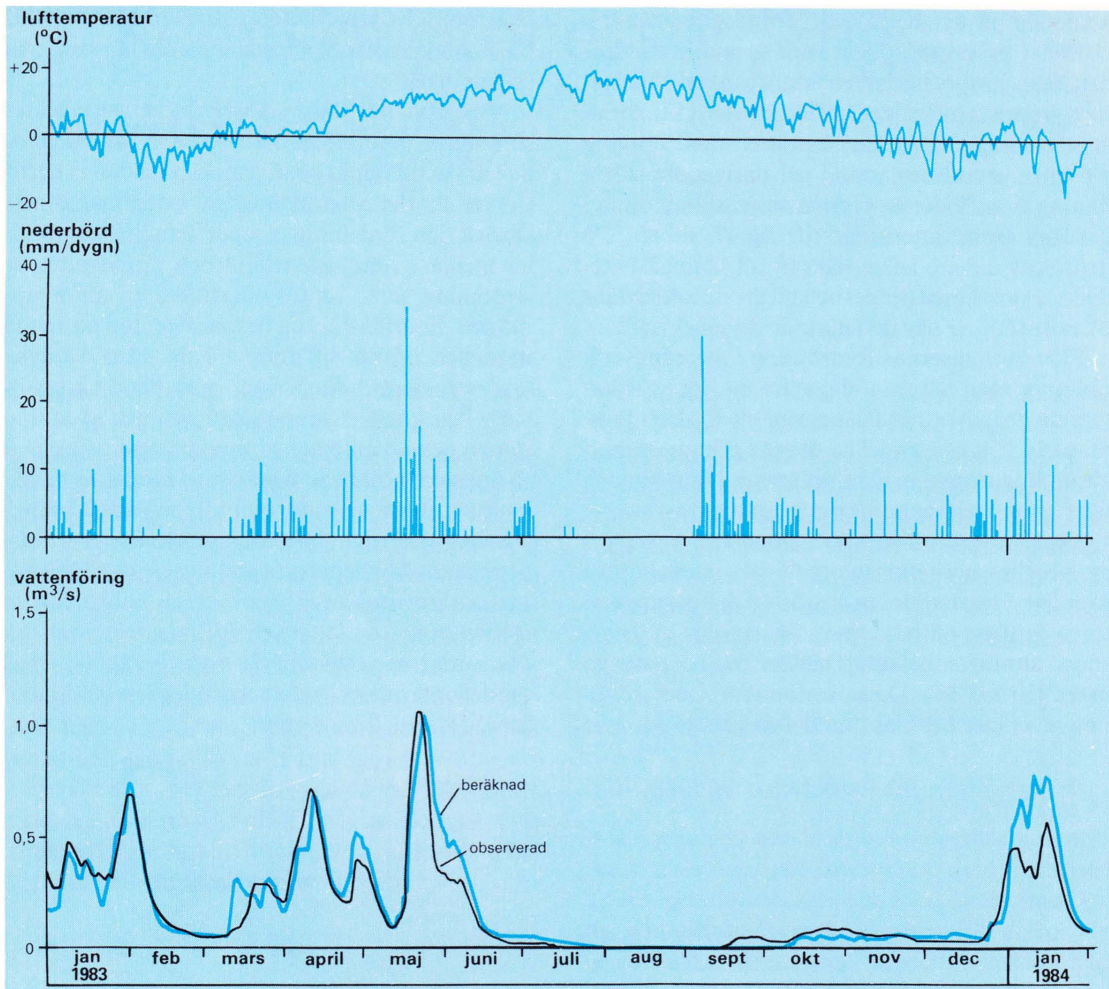
ningsmagasin och därefter till vattendraget. Låt oss se hur en sådan kruka fungerar. Beräkningarna görs dygnsvis för varje kruka för sig.

Först beräknas vattentillförseln till markytan ur uppmätt nederbörd och lufttemperatur. Vid köldgrader lagras nederbörden som snö och vid temperatur över 0°C faller nederbörden som regn. Om det finns ett snötäcke sker en smältning proportionell mot antalet plusgrader (jfr sid 54).

Allt vatten som tillförs markytan infiltrerar. Perkolationen till grundvattnet beräknas ur vattenbalansberäkningar för rotzonen. Här utnyttjas uppgifter om potentiell evapotranspiration och markens växttillgängliga vattenmagasin (metod 1 sid 64). Den perkolations som en viss vattentillförsel ger upphov till ökar gradvis allteftersom den beräknade markvattenhalten närmar sig fältkapacitet.

När fältkapacitet uppnåtts är perkolationen lika med all ytterligare vattentillförsel. Den begränsade perkolations som sker redan innan modellens fältkapacitet uppnåtts kan sägas motsvara fullständig perkolations inom en begränsad del av avrinningsområdet. På detta sätt efterliknas varia-





**Fig 51.** Ur dygnsvärden av lufttemperatur (avgör snömagasinering och snösmältning), nederbörd och potentiell evapotranspiration har vattenföringen i ett vattendrag beräknats med en matematisk modell. Diagrammet visar lufttemperatur, nederbörd samt observerad och beräknad vattenföring vid Nolsjön, Velenområdet, Västergötland.

Kräven på överensstämmelse mellan beräknat och observerat hydrogram varierar. För vissa ändamål är man intresserad av att total avrunden volym under en längre tid stämmer väl, dvs att areorna under kurvorna överensstämmer. För andra kan det främst gälla att bestämma tidpunkten för flödesökningen eller vattenföringens toppvärden.

tioner i jordens vattenhållande förmåga inom avrinningsområdet. Förekomsten av mättade utströmningsområden beaktas inte direkt och inte heller topografins inverkan på markfuktigheten,

men deras roll i avrinningsbildningen tillgodoses delvis genom att den vattenhållande förmågan varierar.

Utflödet ur grundvattenzonen sker på olika sätt

beroende på det beräknade grundvattenståndet. Utflödet är proportionellt mot grundvattenståndet, men proportionalitetsfaktorn ökar allteftersom grundvattnet stiger (utflödeshålen i krukorna är större högre upp). En viss vattenståndshöjning vid höga grundvattenstånd ger därigenom större ökning av utflödet än samma vattenståndshöjning vid låga grundvattenstånd (jfr fig 47, sid 90). På detta sätt tar modellen hänsyn till konduktivitetens variation med djupet och till grundvattenytans ökande lutning när den närmar sig markytan.

Flödesimpulsernas fördröjning i avrinningsområdet tar man hänsyn till genom att det utströmmande grundvattnet får passera ett fördröjningsmagasin. En viss andel av dagens grundvattenutströmning rinner av idag, en annan i morgon och ytterligare en annan i övermorgon osv.

Såväl nederbörd som lufttemperatur varierar i ett verkligt avrinningsområde, bl a med höjden över havet (nederbörden är störst och lufttemperaturen är lägst på höjderna). Dessutom skiljer sig snösmältningen betydligt mellan skog och öppen mark (jfr sid 54). Dessa variationer inom avrinningsområdet beaktas i modellen genom att man

låter området representeras av flera krukor, med olika klimat och olika fördelning mellan skog och öppen mark.

Modellen innehåller ett stort antal koefficienter som måste bestämmas för varje nytt område modellen ska tillämpas på. Exempel på sådana koefficienter är det växttillgängliga vattenmagasinets storlek och fördelning, proportionalitetsfaktorerna mellan grundvattenstånd och grundvattenutströmning samt fördröjningsfaktorer för avrinningen. Koefficienterna bestäms genom att man i modellen provar sig fram till de bästa värdena under en jämförelseperiod, med känd vattenföring. När koefficienterna väl bestämts, så att beräknat och observerat hydrogram överensstämmer så bra som möjligt, kan man med modellen beräkna vattenföring ur nederbörd, potentiell evapotranspiration och lufttemperatur. För korttidsprognoser kan femdygnsprognoser av vädret utnyttjas. För prognoser över tex sannolika största flöden under en längre period utnyttjas statistik över tidigare vattenföring, som beräknats med modellen ur gamla serier av väderobservationer i området eller dess närhet.

# 7. Kemiska processer längs vattnets väg

I tidigare kapitel har vi givit exempel på hur känedom om vattnets kemiska sammansättning kan användas i försöken att klarlägga vattnets strömning genom ett avrinningsområde. Vi utnyttjade då de lösta salterna i vattnet eller vattenmoleky-lens isotoper som spårämnen för att få upplysning om vattnets ursprung och strömningsvägar. I detta kapitel har vi motsatt utgångspunkt och behandlar vattnets kemiska förändring utgående från vattnets strömning. Vi fokuserar uppmärksamheten på de kemiska processer som förändrar vattnets halt av lösta ämnen och som därmed också förändrar den miljö vattnet färdas i.

På sid 142—143 förklaras några grundläggande kemiska begrepp som används i detta kapitel. Där finns också en sammanställning av de kemiska be-teckningar som förekommer i texten.

## De kemiska processerna i översikt

Vid infiltrationen passerar nederbörden först mar-kens översta skikt, som består av mer eller mindre nedbrutet organiskt material. Detta humusskikt innehåller stora mängder utbytbara väte- och metallkatjoner, vilket gör att tillfälliga variationer i nederbördens sammansättning utjämnats när nederbördsvattnet passerat humusskiktet.

I rotzonen vittrar markens mineral. Vattnet till-förs då ytterligare metallkatjoner. Växterna tar genom sina rötter upp näringsämnen och vatten och avger vid andningen koldioxid till rotzonen.

När koldioxiden lösés i markvattnet bildas kol-syra. Denna bidrar till fortsatt vittring under vatt-nets perkolation ned till grundvattnet.

Längs grundvattnets flödesvägar sker ytterli-gare vittring och mineralomvandling. Grundvatt-nets halt av många joner ökar därför successivt. När vattnet slutligen strömmar ut i ett utström-ningsområde ändras syrgas- och koldioxidförhål-landena, varvid bl a järn och kalcium kan fällas ut.

## Tillförsel av substanser till markytan

Markytan i ett avrinningsområde tillförs kemiska substanser dels från atmosfären, dvs utifrån, dels från vegetationstöcket i området, dvs inifrån. Till-förseln utifrån är en del av respektive ämnes bio-geokemiska kretslopp, som innefattar både mycket långsamma geologiska processer och snabba kemiska reaktioner.

Tillförseln inifrån är en del av vad som ofta kallas det lilla kretsloppet. Detta omfattar upptag-ning i växternas rötter, inbyggnad i växtens organ, avdöende och återbördande till marken, nedbryt-ning, frigörelse och återigen upptagning i rötterna.

### Tillförsel utifrån

Inflödet av kemiska substanser från atmosfären till marken sker dels genom ämnen lösta i neder-börden, så kallat vått nedfall, dels genom deposi-tion av partiklar och gaser, så kallat torrt nedfall.



Stoft, saltkristaller och andra partiklar som på olika sätt tagit sig upp i atmosfären är i många fall startpunkter för regndroppsbildning, de är kärnor på vilka vattenångan kondenseras. De följer regndropparna när dessa faller till marken och utgör en del av det våta nedfallet. Under sin färd kan regndropparna ta med sig ytterligare partiklar ur luften.

Större partiklar kan sedimentera ur lufthavet på vegetationen och direkt på markytan. Mindre partiklar kan inte avsättas direkt, men träden filtrerar den genomströmmande luften så att en stor del av luftens partiklar fastnar på blad och barr. Dessa tvättas i sin tur rena av nederbörden. Depositionen i en skog är därför större än på ett öppet fält.

Gaser, som svavel- och kväveoxider, tas effektivt upp ur luften av blad och barr genom deras klyvöppningar. Dessa gaser kan sedan oxideras vidare till svavel- och salpetersyra och så småningom tillföras marken.

Svavel (*S*), tillförs avrinningsområdet som sulfatjoner ( $SO_4^{2-}$ ) eller svavelsyra ( $H_2SO_4$ ) löst i nederbörden, som sulfater (salter) i partiklar eller som svaveldioxidgas ( $SO_2$ ). De viktigaste naturliga källorna för svavlet i atmosfären är stänk när havsvågor bryter och bubblor spricker, vulkanisk aktivitet och avgång av svavelväte ( $H_2S$ ) från försumpade områden. I industriländerna sker den största tillförseln till atmosfären genom förbränning av fossila bränslen.

Den del av det våta svavelnedfallet som inte härör från havssalter var i sydvästra Sverige 1987 omkring 10 kg/(ha · år) och i norra Sverige omkring 3 kg/(ha · år). Det totala nedfallet är ungefär dubbelt så stort som det våta nedfallet.

Kväve (*N*) tillförs avrinningsområdet främst som ammoniumjoner ( $NH_4^+$ ) eller nitratjoner ( $NO_3^-$ ) lösta i nederbörden eller som kväveoxidgaser ( $NO$  och  $NO_2$ ), som tas upp av vegetationen. Genom biologisk kvävefixering kan dessutom vissa mikroorganismer i avrinningsområdet tillgodogöra sig kväve direkt ur luften.

Kvävgas är atmosfärens huvudbeståndsdel. Trots detta är tillgången på kväve som näringsämne ofta otillräcklig. För att vara biologiskt

användbart måste kvävet vara bundet till antingen väte- eller syrejoner. Till väte kan det bindas via ovan nämnda biologiska kvävefixering. Kväveoxider bildas naturligt i atmosfären vid elektriska urladdningar. Den mängd kväveoxider som bildas vid förbränning vid hög temperatur är dock globalt av samma storleksordning.

Ammoniak ( $NH_3$ ) är en slutprodukt vid fullständig nedbrytning av organiskt material. I sur miljö upptar ammoniak en vätejon och övergår till ammoniumjon. På kalkberggrund, kalkad jordbruksmark, i gödselstackar och i andra basiska miljöer kan dock ammoniakgas avgå till atmosfären. En av de största källorna för ammoniak är idag gödselmedelsindustrin.

Det våta nedfallet av ammonium- och nitratkväve var 1987 omkring 4 kg/(ha · år) i sydvästra och 1 kg/(ha · år) i norra delen av Sverige. Liksom när det gällde svavel anser man det totala nedfallet av kväve vara dubbelt så stort som det våta nedfallet.

De positiva jonerna kalcium ( $Ca^{2+}$ ), magnesium ( $Mg^{2+}$ ), natrium ( $Na^+$ ) och kalium ( $K^+$ ) och den negativa kloridjonen ( $Cl^-$ ) tillförs avrinningsområdet löst i nederbörden som vått nedfall, men också som torrdeposition av saltpartiklar. Dessa joner har kommit upp i atmosfären genom brytande havsvågor, genom vinderosion från landområden och vid förbränning.

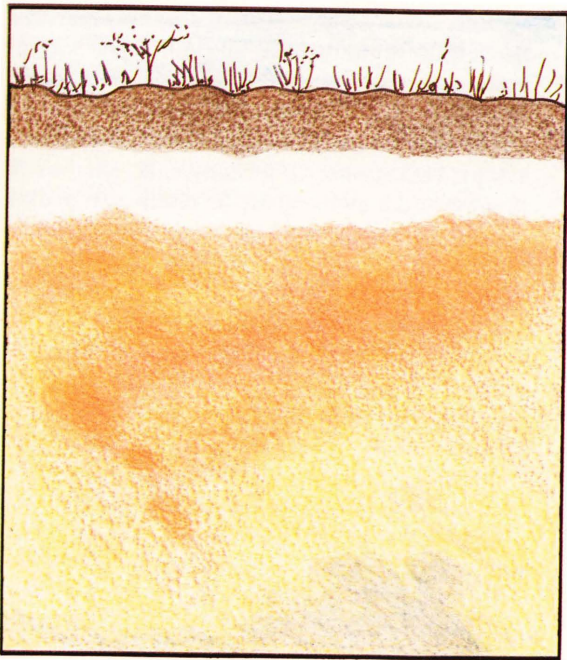
Tillförseln av aluminium (*Al*), fosfor (*P*), kisel (*Si*), järn (*Fe*) och mangan (*Mn*), med flera grundämnen till avrinningsområdet är liten jämfört med tillförseln av de som nämnts ovan.

Naturligt regnvatten i jämvikt med atmosfärens koldioxid innehåller vätekarbonat och har ett pH-värde kring 5,5. I sur nederbörd har den negativa vätekarbonatjonen ( $HCO_3^-$ ) från kolsyran, som är en svag syra, ersatts av de negativa jonerna till de starka syrorna svavelsyra och salpetersyra, sulfatjonen ( $SO_4^{2-}$ ) respektive nitratjonen ( $NO_3^-$ ). I Mellansverige är nederbördens pH-värde för närvarande kring 4,3.

### Tillförsel inifrån

Döda växtdelar som faller till marken tillför mark-

## Förklaring av grundläggande kemiska begrepp, se sid 142.



mår

blekjord

rostjord

**underlag** *Fig 52. Järnpodsol. Denna jordmån dominerar inom ett stort fuktighetsintervall på slutande inströmningsområden. Järn och aluminium som frigjorts i blekjorden faller ut i rostjorden. Utfälld järnhydroxid ger rostjorden dess färg.*

ytan avsevärda mängder näringsämnen. Dessa har tidigare tagits upp från rotzonen. Utöver tillförseln i form av döda växtdelar utsöndras vissa ämnen, t ex kalium, från kronskiktet och bidrar sålunda till den inre tillförseln. Andra ämnen, t ex klorid, är inte växtnäringsämnen och deltar därför inte i någon större utsträckning i det lilla kretsloppet.

### Kemiska processer i inströmningsområden

Den övre delen av en jord i naturen, dvs den del som är påverkad av klimat, levande organismer och processer som orsakas av dem betecknas *jordmån*. När vattnet perkolerar genom en jord och därvid deltar i jordmånsbildningen utsätts det samtidigt själv för en dramatisk kemisk förändring — nederbördsvattnet omvandlas till mark- och grundvatten.

Det naturliga döda organiska avfallet som ännu inte sönderdelats genom jordmånsprocesserna

kallas *förna*. Beroende på varifrån förnan kommer kallas den fallförna (döda barr, blad och kvistar), bottenförna (rester av döda djur och död markvegetation) eller markförna (rester av döda rötter, markdjur, svampar, bakterier och andra organismer). *Humus* är den organiska substansen i jorden med undantag för förnan och de levande organismerna, dvs organiskt material vars ursprung inte är identifierbart. Humusskiktet består av såväl humus som förna under nedbrytning.

I inströmningsområden dominerar det nedåtriktade vattenflödet. Här utbildas *podsoler*, en jordmånstyp som kännetecknas av mer eller mindre tydligt utbildade skikt. Dessa är uppifrån räknat humusskikt, blekjord och rostjord. Därunder ligger det svagt påverkade underlaget. Hos podsolerna har humusskiktet ingen mineraljordsinblandning och kallas *mår*. Fig 52.

Om marken innehåller mycket grävande djur, framför allt dagmask, bildas inte de för podsolerna karakteristiska skikten. Markdjuren blandar effektivt det döda växtmaterialet med mineraljor-

den. I stället för mår- och blekjordsskikt bildas då ett *mullskikt*, som är en intim blandning av humus och mineraljord. Denna jordmån kallas *brunjord*. Den bildas i lövskog och förekommer framför allt i sydvästra Sverige och runt Mälaren. I fortsättningen ska vi begränsa oss till podsolerna som dels har den största utbredningen i vårt land, dels tydligast åskådliggör de kemiska processerna.

Genom fallförnan och böttförnan tillförs mårskiktet ständigt nytt organiskt material (en tall tappar ungefär en tredjedel av sina barr varje år). Bakterier, svampar och markdjur utnyttjar det döda materialet som energikälla och bryter därvid successivt ned det. De lättnedbrytbara delarna omsätts relativt snabbt, medan det mest svårnedbrytbara materialet kan ligga i mårskiktet i flera hundra år. I mårskiktet finns också växtrötter, som där tillgodogör sig frigjordade växtnäringsämnen.

### Mårskiktet präglar passerande vatten

Nedbrytningen av det organiska materialet innebär en oxidation, varvid ett stort antal hydroxyl- ( $-OH$ ) och karboxyl- ( $-COOH$ ) grupper bildas. Vätejoner i dessa är löst bundna och kan lätt frigöras. De är därför syror. De bildade organiska syrorna har molekyler av mycket olika storlek, alltifrån humussyror med flera tusen kolatomer till citronsyra, äppelsyra och smörsyra med fyra till sex kolatomer. Medan små organiska syror är vattenlösliga och lättlörliga och därmed följer det infiltrerande vattnet ned genom markprofilen har de större humussyrorna en lägre löslighet och stannar i hög utsträckning kvar i mårskiktet.

När humusens hydroxylgrupper avger vätejoner binder de istället andra positiva joner, katjoner, som finns i markvattnet. Humusen fungerar därför som en *jonbytare* för positiva joner. Mårskiktet i en skogsmark representerar en mycket stor katjonbytare och har förmåga att utjämna tillfälliga fluktuationer i nederbördens sammansättning. Oavsett vilka positiva joner som finns i regnet vid ett visst nederbördstillfälle får vattnet genom jonbytesprocesserna i mårskiktet en tämligen enhetlig katjonsammansättning när det passerar skiktet.

Den andel av det totala antalet katjonbytespositioner som är besatta med de s. k. baskatjonerna  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  och  $K^+$  kallas *basmättnadsgrad*. Till övriga positioner binds framför allt vätejoner, men även aluminium. Baskatjonerna, som är viktiga näringsämnen, har fått sitt namn av att deras oxidform är basisk, vilket inte ska blandas ihop med markens pH-reaktion. Ju större andel av jonbytespositionerna i mårskiktet som är besatta av vätejoner, ju större är också vätejonhalten i markvattnet, dvs. pH är lågt. Ett högre pH i markvattnet kan antingen bero på högre andel baskatjoner på den fasta fasen, eller på högre andel aluminiumjoner. I det senare fallet uppträder aluminium som en basisk katjon, medan den i andra sammanhang har sura egenskaper.

Mårskiktet representerar också ett stort magasin av baskatjoner. I mellansvensk skogsmark motsvaras det av ca 50 års torr och vått nedfall från atmosfären. I barrskog är dessutom tillskottet av baskatjoner från fallförna av samma storleksordning. Mårskiktets omsättningstid (jfr sid 14) för baskatjoner skulle därmed bli ca 25 år.

Vid avdunstningen från markytan sker en höjning av markvattnets koncentration av lösta ämnen, eftersom endast det rena vattnet avdunstar. Utflödet nedåt från mårskiktet har därför en högre koncentration av lösta ämnen än nederbörden hade. Vattnet har också tillförts vattenlösliga organiska syror och pH-värdet svarar mot basmättnadsgraden hos humusen.

### Mineralens kristallstruktur avgör vittringsbenägenheten

Mineraljorden i morän består av en mekanisk blandning av större eller mindre fragment från olika bergarter samt av omvandlingsprodukter. Vilka bergarter som ingår i en viss morän beror på var inlandsisen skrapat loss materialet. Bergarterna består i sin tur av olika mineral som vart och ett har sin speciella kemiska sammansättning. Syre är det vanligaste grundämnet följt av kisel, aluminium och järn. Genom att syrejonen dessutom är relativt stor upptar syre hela 92 % av urbergets totala volym.



De vanligaste mineralen har, förutom syre, kisel som viktigaste beståndsdel. Dessa mineral kallas silikat. Innan vi behandlar silikatens nedbrytning eller *vittring* i marken ska vi först något behandla deras byggnad.

Grundstrukturen i silikatmineralen är symmetriskt ordnade syrejoner. Dessa är vanligen tetraedriskt ordnade som hörnen i en tetrapack. (En tetraeder är en kropp vars sidor består av fyra liksidiga trianglar.) Syrejonernas negativa laddning (två negativa laddningar för varje syrejon) måste kompenseras av positiva joner. För att strukturen ska vara stabil måste de positiva jonerna ha kontakt med alla omgivande syrejoner (vid tetraedrisk ordning med fyra syrejoner). Ju bättre de positiva jonerna passar in i hålrummen mellan syrejonerna, desto stabilare blir strukturen. Förhållandet mellan den positiva jonens och syrejonens radie blir därför ett mått på stabiliteten, dvs mineralets förmåga att motstå vittring.

Om förhållandet mellan de positiva jonernas och syrejonernas radier är 0,15 bildar syrejonerna hörn i liksidiga trianglar, om förhållandet är 0,22 bildar de hörn i tetraedrar, 0,41 hörn i oktaedrar och om det är större än 0,73 hörn i kuber. (En oktaeder är en kropp vars sidor består av åtta liksidiga trianglar, som två pyramider med bottenarna

mot varandra.) Syrejonerna kan vara tetraedriskt ordnade för alla jonradieförhållanden från och med 0,22 till 0,41. Blir förhållandet mindre än 0,22 faller strukturen sönder eftersom den positiva jonen då inte kan ha kontakt med alla fyra syrejonerna. Blir förhållandet å andra sidan större än 0,22 minskar visserligen stabiliteten, men strukturen kan ändå hålla ihop upp till jonradieförhållandet 0,41.

Kiseljonen är den jon som bäst passar in i hålrummen mellan tetraedriskt ordnade syrejoner. Den har jonradieförhållandet 0,30 till syrejonen och dessutom laddningen 4+. Kvarts ( $SiO_2$ ) har just den byggnaden och är därför det stabilaste silikatmineralet. Aluminiumjoner med jonradieförhållandet 0,43 passar näst bäst, men eftersom förhållandet är större än 0,41 blir syrejonerna oktaedriskt ordnade runt aluminiumjonerna. Enstaka aluminiumjoner kan ersätta kiseljoner med bibehållande av tetraedrisk struktur. Aluminiumjoner har dock bara laddningen 3+, varför någon annan positiv jon då måste ingå i strukturen för att balans ska råda mellan positiva och negativa laddningar.

Kalifältspat ( $KAISi_3 O_8$ ) har samma sammansättning som kvarts, men var fjärde kiseljon är utbytt mot en aluminiumjon. För att laddningarna

### Vittringsprocesser

Fysikaliska	Temperaturväxling	En bergart som består av mineral med olika temperaturutvidgningskoefficient kan brytas sönder vid temperaturförändringar. De spänningar mellan ett bergs yta och dess djupare delar som uppstår till följd av den dagliga temperaturväxlingen leder också till att berget bryts sönder.
	Frost	Vatten som fryser till is i sprickor utövar sprängverkan.
	Vegetation	Rötter i sprickor utövar sprängverkan.
Kemiska	Hydratation el. hydratisering	Vatten absorberas i mineralet.
	Hydrolys	Bildande av en syra och en bas genom vattnets reaktion med ett salt.
	Upplösning	Mineral löses i vatten och kolsyra.
	Oxidation/Reduktion	Gäller främst järn som kan oxideras i ett mineral och då bryta ned det.

ska balansera varandra ingår dessutom en kaliumjon ( $K^+$ ) för varje aluminiumjon. Kalifältpat har en mindre optimal struktur än kvarts och sönderfaller därför lättare. På detta sätt kan mineralen ordnas efter fallande stabilitet (tabell 4).

Ursprungliga mineral vittrar främst genom hydrolysis

Fysikalisk vittring innebär en mekanisk sönderdelning av en bergart, medan kemisk vittring innebär en nedbrytning av ett minerals kristallstruktur. Ju större mineralornas relativa yta är, dvs ju mindre kornen är, desto effektivare blir det kemiska angreppet. Den fysikaliska vittringen underlättar därför den kemiska. Omvandlingsprodukterna vid den kemiska vittringen kan vara fria joner eller

nya fasta faser som kallas sekundära mineral till skillnad från de ursprungliga eller primära. Sekundära mineral är relativt sett rikare på aluminium och järn än modermaterialet.

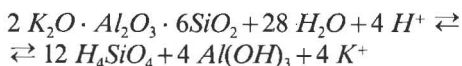
Vissa mineral kan ta upp vatten, så kallad hydratisering. Av de primära mineralen gäller detta i stort sett bara biotit, som består av tunna skikt. När vatten på detta sätt absorberas mellan skikten sväller biotiten och bryts slutligen sönder. Under inverkan av vatten kan saltmineral upplösas. Kalcit vittrar också genom upplösning, men för att reaktionen ska få någon betydelse fordras att koldioxid finns löst i vattnet. Mineral som innehåller tvåvärt järn ( $Fe^{2+}$ ) kan vittra i närvaro av syrgas. Järnet oxideras till trevärt järn ( $Fe^{3+}$ ) varvid mineralet blir instabilt och faller sönder.

**Tabell 4.** Små mineralpartiklars vittringsbenägenhet (1 = lätt, 15 = svårvittrad), mineralens förekomst i Sverige (1 vanligast) samt deras kemiska formel.

Vittringsgrupp	Vanlighet (p=primärt)	Mineral	Kemisk formel
1		Gips	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
2	7	Kalcit	$CaCO_3$
3	5	Hornblände(p)	$3CaO \cdot Na_2O \cdot 8(Fe^{2+}, Mg)O \cdot 2(Al, Fe^{3+})_2O_3 \cdot 14SiO_2 \cdot 2H_2O$
4	4	Biotit(p)	$K_2O \cdot 6(Fe^{2+}, Mg)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$
5		Albit(p)	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$
	2	Anortit(p)	$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$
	3	Kalifältpat(p)	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$
6	1	Kvarts(p)	$SiO_2$
7	6	Muskovit(p)	$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$
8		Vermikulit	$Mg_{0,55}(Al_{2,3}Si_{5,7})(Al_{0,5}Fe_{0,7}^{3+}Mg_{4,8})O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$
9		Montmorillonit	$Ca_{0,4}(Al_{0,3}Si_{7,7})Al_{2,6}(Fe_{0,9}^{3+}Mg_{0,5})O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$
10	8	Klorit	$AlMg_5(OH)_{12}(Al_2Si_6)AlMg_5O_{20}(OH)_4$
11		Allofan	$Al_2O_3 \cdot mSiO_2 \cdot nH_2O$
12		Kaolinit	$Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8$
13		Gibbsit	$Al(OH)_3$
14		Goethit	$FeO \cdot OH$
	10	Magnetit(p)	$Fe_3O_4$
15		Rutil	$TiO_2$

Den process, som har störst kvantitativ betydelse vid nedbrytning av primära mineral, är emellertid *hydrolys*. Vid hydrolys av primära mineral reagerar dessa med vatten varvid en syra (kisel syra) och en bas (aluminiumhydroxid) bildas. Nedbrytningen av kristallgittret underlättas av att vätejoner tas upp i detta, samtidigt som baskatjoner frigörs. Kiselsyran kan reagera med aluminiumhydroxiden och bilda sekundära silikat, så kallade lermineral. Vilket lermineral som bildas beror på koncentrationen av de olika komponenterna i markvattnet.

Som exempel på hydrolys ger vi kalifältspatens ( $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ ) sönderdelning i kisel syra ( $H_4SiO_4$ ), aluminiumhydroxid eller gibbsit ( $Al(OH)_3$ ) och kaliumjoner ( $K^+$ ).



I silikatvittringens första skede byts vätejoner in mot baskatjonerna i mineralets ytskikt. Successivt diffunderar vätejoner inåt i mineralkristallen, medan baskatjonerna diffunderar utåt. Efterhand försvinner också aluminium och kisel från ytskiktet. I mycket sur miljö (pH-värden mindre än 3,5) har aluminium en större benägenhet att lämna mineralkristallen än kisel, medan förhållandet är det motsatta i starkt basisk miljö (pH-värden större än 9,5). I det första fallet innehåller det vittrade ytskiktet, förutom syre, endast kisel. I det andra fallet innehåller det endast syre och aluminium.

Vid mer normala pH-värden (mellan 4,5 och 9) bildas en ny fast fas på det vittrande mineralets yta. Denna så kallade *vittringshud* består framför allt av aluminiumhydroxid, men kan också innehålla lermineral. Dessa sekundära silikat kallas också skiktmineral och bildas av aluminiumhydroxid och kisel syra om kiselsyrakoncentrationen är tillräckligt hög.

Lermineralen består främst av *Si-O*-tetraedrar och *Al-O-OH*-oktaedrar. Alla lermineral har ursprungligen tillkommit genom att aluminiumhydroxid och kisel syra förenats. Våra lerjordar innehåller, utöver lermineral, även fragment av primära mineral. De relativa halterna av primära och

sekundära mineral varierar med jordens kornstorleksfördelning. Sålunda innehåller finleret, vars partiklar är mindre än 0,0002 mm i diameter, nästan uteslutande sekundära mineral, medan mjålan, vars partiklar är mellan 0,02 och 0,002 mm i diameter, nästan uteslutande består av primära mineral.

Man har kunnat visa att vittringshastigheten vid mycket låga och mycket höga pH-värden ökar ju extremare pH-värdet är. När pH-värdet ligger mellan 4,5 och 9, dvs i de flesta naturliga vatten, är dock vittringshastigheten oberoende av pH-värdet. Det ligger nära till hands att tolka detta som en effekt av vittringshuden. Den kan antas fungera som ett motstånd mot utflödet av reaktionsprodukter och inflödet av vatten. Vittringshuden nybildas i gränsskiktet mot det vittrande mineralet och bryts ned i gränsskiktet mot det fria markvattnet, framför allt genom inverkan av organiska komplexbildare.

Från mårskiktet utlakas organiska nedbrytningsprodukter, bl a organiska syror. Dessa binder effektivt trevärda järn- och aluminiumjoner till sig i så kallade *kelat* komplex (grek. chelé, kräftklo). De annars orörliga järn- och aluminiumjonerna, som antingen är bundna till fast organiskt material (humus), eller till syrejoner i hydroxider, kan då transporteras med vattnet ned i markprofilen. De organiska syrorna bidrar därför aktivt till att påskynda vittringen.

### Vittring och anrikning ger markprofilen karakteristisk färg

På grund av det ständiga flödet av organiska syror från mårskiktet har mineraljorden närmast där under utsatts för kraftig kemisk vittring. Genom att den förlorat mycket järn och mangan har den fått en blekgrå färg och skiktet kallas *blekjord* eller *urlakningsskikt*. Vid vittringen bryts i första hand de lättvittrade mineralen ned, varför andelen kvarts, som knappast vittrar alls så länge fältspat finns närvarande, med tiden ökar i blekjorden.

När det nedträngande vattnet passerat blekjorden, där vätejoner förbrukats vid vittringen, har det blivit mindre surt och innehåller mer metall-



katjoner än det gjorde när det lämnade humuslagret. Tillskottet av natrium, kalium, kalcium och magnesium genom vittring kan vara av samma storleksordning som den atmosfäriska depositionen.

I *rostjorden* eller *anrikningsskiktet*, som ligger under blekjorden, fälls i regel järnet från blekjorden ut som hydroxid. Detta ger skiktet dess rost-röda färg. Även aluminium som frigjorts i blekjorden fälls ut som hydroxid i rostjorden. Humussyror som tränger ned till denna nivå utfälls och ger skiktet en mörkare färg. Gränsen mellan blekjord och rostjord är i allmänhet mycket skarp, under det att rostjorden nedåt ofta övergår diffust i det opåverkade underlaget.

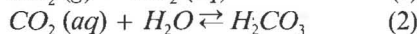
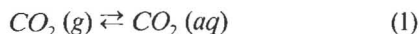
I såväl blekjorden som rostjorden finns rötter. Mängden rötter avtar dock snabbt med djupet och under ca 60 cm djup är mängden rötter liten. Med rötterna tas det mesta av det mineraliserade kvävet och en stor del av de andra frigjorda näringsämnen upp i växterna. Dessa ämnen kommer så småningom, när växtdelarna dör, åter till marken i form av förna. På så sätt cirkulerar en stor mängd växtnäringssämnen.

#### Rotandningen ger kolsyra till vattnet

Rötterna andas och då förbrukar de syrgas och ger ifrån sig motsvarande mängder koldioxid. Markluften är därför i viss mån utarmad på syrgas, men den har ett överskott på koldioxid jämfört med den fria atmosfären. Koldioxidhalten i rotzonen är ofta 30 till 100 gånger högre än i atmosfären, men kan under vissa förhållanden bli ännu mycket högre. Liksom värme fortplantas genom en fast kropp från den varma till den kalla sidan, rör sig en gas genom markens luft eller vatten, från området med hög till områden med låg koncentration av gasen. Dessa flöden orsakas av molekylernas oordnade rörelser och kallas molekylär *diffusion*. Eftersom koldioxidhalten i markluften är många gånger högre än i den fria atmosfären diffunderar koldioxid från marken upp i luften. På samma sätt diffunderar syrgas från atmosfären ned i marken där syrehalten är lägre. I vatten är gasdiffusionen flera tusen gånger långsammare än i luft. Markens

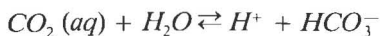
vattenhalt spelar därför stor roll för gasutbytet mellan mark och atmosfär. Om rotzonen är vattenmättad blir syrgashalten mycket snart nära noll och reducerande förhållanden inträder. Då kan sulfat som finns i vattnet reduceras till sulfid, t ex i form av svavelväte ( $H_2S$ ) eller pyrit ( $FeS_2$ ). Nitrat kan reduceras till fri kvävgas eller dikväveoxid. Utfällt trevärt järn kan övergå till lösligt tvåvärt. Koldioxidhalten blir samtidigt mycket hög.

När koldioxiden löser sig i vatten (reaktion 1 nedan) bildas kolsyra (reaktion 2). Kolsyran sönderdelas, dissocierar, i en vätejon och en vätekarbonatjon (reaktion-3). Den senare dissocierar vidare i en vätejon och en karbonatjon (reaktion 4).



Beteckningarna inom parentes betyder *g* = gas och *aq* = löst i vatten.

Den sista reaktionen kan försummas vid pH-värdet lägre än 8, dvs för de flesta naturliga vatten. Hydratiseringen av koldioxiden (reaktion 2) saknar intresse ur jämviktssynpunkt. Därför brukar man kombinera den andra och tredje reaktionen till

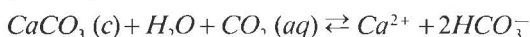


Reaktionerna är *jämviktsreaktioner*, dvs de kan fortlöpa åt såväl höger som vänster i formeln. Åt vilket håll de går bestäms, förutom av tryck och temperatur, av koncentrationen av de ämnen som deltar i reaktionerna. Om koncentrationen av ett ämne till vänster i en jämviktsreaktion ökar förlöper reaktionen åt höger och tvärt om. Reaktionerna är exempel på ett *buffertsystem*. Om vätejoner förbrukas av någon annan reaktion kommer kolsyrasystemets reaktioner att gå åt höger och därmed producera nya vätejoner. Om vätejoner tillsätts kommer reaktionerna att gå åt vänster. Ett buffertsystem motverkar på detta sätt förändringar i en lösnings vätejonkoncentration. I rotzonen produceras vätejoner när koldioxiden från

bl a rotandningen löser sig i markvattnet. Dessa vätejoner konsumeras vid vittringsprocesserna. Då förskjuts reaktionerna åt höger och mer koldioxid kan lösas. Eftersom det bildas en ny vätekarbonatjon för varje vätejon som förbrukas är vätekarbonathalten ett mått på vittringen. Genom den stora tillförseln av koldioxid till rotzonen påverkas inte koldioxidkoncentrationen och rotzonen sägs vara ett öppet system med avseende på koldioxid.

Om vattenpartiklarnas hastighet genom rotzonen är liten hinner mycket vittring ske under deras passage och vätekarbonathalten i vattnet som lämnar rotzonen blir hög liksom halten av katjoner som frigjorts vid vittringen. Är å andra sidan partikelhastigheten stor blir vätekarbonat- och katjonhalterna låga.

Om det finns kalcit, dvs ren kalciumkarbonat ( $CaCO_3$ ), i rotzonen vittrar den enligt



Beteckningen (c) betyder att kalciten är i kristallform.

Vi ser av reaktionsformeln att två vätekarbonatjoner bildas för varje kalciumjon som frigörs. Eftersom kalcit är ett lättvittrat mineral får grundvattnet i kalcitrika (kalkhaltiga) jordar hög halt av vätekarbonat. Vid syratillförsel fungerar dessa joner som en buffert, vilket gör karbonatrika vatten motståndskraftiga mot försurning.

### Nedanför rotzonen sker vittringen allt långsammare

Mellan rotzonen och grundvattenzonen, i den intermediära zonen, är markluftens partialtryck av syrgas respektive koldioxid ungefär samma som i rotzonen. Vittringen kan därför fortsätta, men den blir långt mindre intensiv eftersom humussyror, andra organiska syror och kelatbildare fällts ut i rostjorden eller brutits ned. Koncentrationen av baskatjoner och andra vittringsprodukter i markvattnet ökar också längre ned i den omättade zonen, vilket också hämmar vittringen.

Till följd av vittringen och en minskad halt av

organiska syror stiger pH-värdet och koncentrationen av kiselsyra ( $H_4SiO_4$ ) nedåt i markprofilen. Detta leder i sin tur till en succession av vittringsreaktioner som lämnar kvarts längst upp, goethit ( $FeOOH$ ) och diaspor ( $AlOOH$ ) i rostjorden, kaolinit ( $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ ) längre ned och till sist montmorillonit djupt nere i grundvattenzonen. Denna ordningsföljd kan ses som ett slutstadium. Våra unga jordar har långt kvar dit.

Eftersom gasdiffusionen i vatten är mycket långsam kan den syrgas och den koldioxid som fanns löst i det perkolerande vattnet från den intermediära zonen inte förnyas i grundvattenzonen. Detta betyder att grundvattenzonen är ett slutet system med avseende på koldioxid, vilket begränsar den tänkbara vittringen av kalcit där. Om grundvattenzonen innehåller organiskt material förbrukas all löst syrgas och grundvattnet blir syrefritt. Trevärdigt järn ( $Fe^{3+}$ ) kan då reduceras till tvåvärdigt ( $Fe^{2+}$ ) och gå i lösning. Sulfat ( $SO_4^{2-}$ ) kan reduceras till sulfid (tex  $FeS_2$ ) och därmed fastläggas.

I de fall där vittringen är stark i den omättade zonen blir den liten i den mättade zonen. Står grundvattnet nära markytan, så att liten vittring kan ske i den omättade zonen, kan viss vittring förekomma djupare ned. Denna vittring begränsas dock av mängderna löst syrgas och löst koldioxid. I grundvattenzonen går vittringen allt långsammare allteftersom koncentrationen av vittringsprodukter ökar. Vätejoner förbrukas under vittringen, varför pH-värdet stiger med ökande grundvattenålder. Vanligen frigörs också kiselsyra och baskatjoner. Gammalt grundvatten har därför högre salthalt än ungt grundvatten.

## Kemiska processer i utströmningsområden

I utströmningsområden på moränmark kännetecknas markprofilen vanligen av någon form av *humuspodsol*. Blekjorden och i viss mån också anrikningsskiktet är här starkt impregnerad av humus, vilket ger profilen en mörkt brun färg (fig 53). En förutsättning för att humuspodsol ska bildas är att utströmningsområdet under en stor



mår

blekjord

rostjord

underlag

*Fig 53. Humuspodsol. Denna jordmån bildas i permanenta utströmningsområden med tidvis mycket ylligt grundvatten. Humussyror har trängt ner och fällt ut i såväl blekjorden som rostjorden.*

del av året är omättat. Podsoler kan ju bara bildas om det förekommer ett nedåtriktat vattenflöde i jordmånen.

Liksom inströmningsområden utsätts naturligtvis utströmningsområden för en deposition från atmosfären. Likaså finns ett biologiskt kretslopp med upptagning av näringsämnen från rotzonen och ett förnafall till marken. Den stora skillnaden ligger i att utströmningsområdets markprofil mottar utströmmande grundvatten underifrån och från sidan. Detta grundvatten har högre pH-värde och är rikare på baskatjoner än uppifrån infiltrerande regnvatten. Ofta innehåller det också aluminium bundet till organiska syror.

Det vatten som perkolerar från rotzonen i inströmningsområdet kommer förr eller senare ut som grundvatten i utströmningsområdet. Eftersom utströmningsområdet normalt är mycket mindre än inströmningsområdet, blir utflödet per ytenhet mycket större än motsvarande perkolation i inströmningsområdet.

När utströmmande grundvatten når rotzonen

strävar jonbyteskomplexen där att ställa sig i jämvikt med det utströmmande grundvattnets sammansättning. Därmed kommer markens förråd av positiva joner i stor utsträckning att bestämmas av grundvattnets sammansättning.

Såväl den höga koncentrationen av baskatjoner i grundvattnet som det stora vattenflödet bidrar till att utströmningsprofilen får ett stort baskatjonförråd. Detta är kanske tre gånger större än i en inströmningsprofil. På grund av det stora flödet kan omsättningstiden (förrådet/flödet) för baskatjonerna ändå vara mindre än i inströmningsprofilen. Om den laterala flödeskomponenten är stor kan dessutom aluminiumhalten vara mycket hög.

I rotzonen löser det utströmmande grundvattnet en del organisk substans och drar dessutom med sig större humuspartiklar i suspension. Utlösningen blir större om vätejonmättnaden hos humuskomplexen är hög. Bäckvatten i barrskogsområden är brunfärgat av lösta humusämnen, medan bäckvatten i lövskogsområden ofta är nästan färg-





När grundvatten strömmar ut ställer sig koldioxiden i jämvikt med atmosfären. I detta kalkrika område medför det en drastisk minskning av koldioxidhalten i vattnet. En del av det kalcium som vattnet löste ut ur jorden kan nu inte längre hållas kvar i lösning. Kalciumkarbonat fälls ut och bildar kalktuff kring källan. Svindalen, Jämtland.  
Foto: Allan Rodhe.

lösa, trots att de kan innehålla lika mycket löst organiskt material. Det beror på att de senare innehåller andra humusfraktioner som är färglösa.

Om grundvattnet är syrefritt syresätts det åter vid utströmningen och lösta järn- och manganföreningar oxideras och fälls ut. Vid källor kan man ofta se roströda järnutfällningar. Även vissa former av så kallad skenhålla, dvs jord som sammankittats av järnhydroxid och humusämnen så att den ger intryck av berghåll, kan ha uppkommit på detta sätt.

I utströmningsområden ställer sig den lösta koldioxiden i jämvikt med atmosfärens koldioxid, vilket innebär att vattnets koldioxidhalt minskar drastiskt. För måttligt sura grundvatten medför detta att vattnets pH-värde stiger. I kalkrika jordar kan kalcitutlösningen gå till jämvikt redan i den omättade zonen. Partialtrycket av koldioxid är då högt hos grundvattnet och det har hög koncentration av löst kalcium. Vid grundvattenutströmningen sjunker koldioxidtrycket och kalciumkarbonat kan fällas ut och bilda så kallad kalktuff.

Karakteren hos det utströmmande grundvattnet varierar med tiden. Under perioder med högt grundvattenstånd och stort flöde är det förhållandevis ungt vatten som strömmar ut, med lågt pH-värde och låg halt av baskatjoner. När grundvattenståndet är lågt är det utströmmande vattnet äldre och såväl pH-värde som halten baskatjoner är hög.

En möjlighet är också att grundvattnets karaktär förändras när det strömmar ut genom humusskiktet i tillfälliga utströmningsområden. Vätemättade karboxylsytragrupper, som bildats vid nedbrytningen av markens organiska substans, kan då ta upp metallkatjoner, varvid vätejoner kommer ut i marklösningen. Då sjunker vattnets pH-värde och halt av metallkatjoner.

Till det utströmmande grundvattnet adderas i utströmningsområdena också nederbörd. Denna kemiska beskaffenhet påverkas endast svagt i ett mättat utströmningsområde. I ett omättat utströmningsområde kommer nederbördsvattnet däremot att ställa sig i jämvikt med humusskiktets jonbyttssystem. Därefter deltar det i vittringspro-

cesserna i blekjorden och det kanske också avlastar en del av vittringsprodukterna i anrikningsskiktet innan det blandas med det utströmmande grundvattnet.

När vitmossor (*Sphagnum*-arter) växer nybildas i dem ureonsyror, som är utmärkta jonbytare. Med hjälp av dessa kan mossorna fånga upp baskatjoner ur mycket svaga lösningar (t. ex. ur nederbörden), men lämnar då vätejoner i utbyte till markvattnet. Detta är ett skäl till att myrvatten är tämligen surt.

## Jordmån och mossor upplyser om vattenförhållanden

Jordmånen avspeglar, som vi visat, vattnets rörelse genom markprofilen med en karaktäristisk skillnad mellan inströmnings- och utströmningsområden. Genom att gräva en grop och där studera jordmånen kan man därför få en bild av vattenförhållandena på platsen. Även vegetationen kan, som bekant, ge upplysning om vattenförhållandena. Särskilt god information får man ur förekomsten av olika moss- och lavararter. Låt oss följa jordmånens förändring längs en sluttning.

Högst upp i ett inströmningsområde är vattenflödet i den omättade zonen nedåtriktat. Avståndet till grundvattenytan är tillräckligt stort för att de övre marklagren ska vara relativt torra och välventilerade. Den goda syresättningen av humusskiktet gynnar nedbrytningsprocesserna. Därför är humusskiktet tunt. Genom det nedåtriktade vattenflödet urlakas marken uppifrån och det bildas en podsolprofil med dess karakteristiska blekjordsskikt under mårskiktet och det underliggande anrikningsskiktet, rostjorden. På de torraste markerna har *lavpodsol* utbildats. Vitlav, renlav och islandslav är karaktäristiska för dessa marker. Mårskiktet är endast 1—2 cm mäktigt medan den grå blekjorden är 2—3 cm och rostjorden vanligen 10—20 cm mäktig.

På sluttande inströmningsområden finner man *järnpodsol*, en jordmån som förekommer inom ett mycket stort fuktighetsintervall. Här finner man



väggmossa, kvastmossa och husmossa. Medan lavpodsolen bildats under ett tunt mårskikt har järnpodsolen bildats under ett någorlunda tjockt mårskikt. Detta är vanligen 4—10 cm mäktigt. Blekjorden, som är gråvit och 3—6 cm mäktig, avgränsas väl mot rostjorden som kan vara tunnare än 10 cm på finkorniga avlagringar och mäktigare på grövre. Ju mörkare rostjordens färg är, desto fuktigare är marken i genomsnitt. Normalt är därför rostjorden mörkare ju längre ned i inströmningsområdet man kommer.

I svackor, gropar och nära stenblock finner man ofta att blekjorden är mäktigare än i jorden runt omkring. Det beror troligen på att markens ytskikt är särskilt fuktigt i gropen. Att vatten samlas i gropens ytskikt behöver inte bero på hortonsk ytavrinning. Det kan bero på att den omättade konduktiviteten i humusskiktet är större än i underliggande mineraljord. Längs humusskiktets nedre del sker i så fall ett flöde mot gropens botten, där vertikalt genombrott sker då och då (jfr ett grovt skikt avlänkar, sid 36). I denna genomsnittligt våtare miljö trivs fuktighetsälskande mossor som t ex björnmossor. Att blekjorden blir mäktigare under dessa mossor kan bero på sammansättningen av de organiska syror som bildas och på dessa syror livslängd.

Längre ned i slutningen, där inströmningsområdet tidvis övergår till utströmningsområde, är fuktigheten större och vitmossafläckar uppträder. Humustäcket blir alltmer torvartat och *järnhumuspodsol* bildas. Blekjorden liknar järnpodsolens, men är vanligen något mäktigare. Om marken är plan eller endast svagt sluttande blir den laterala vattenrörelsen begränsad. I rostjorden avsätts då överst ett tunt, humusrikt, svartbrunt skikt. Därunder bildas ett mer normalt rostfärgat lager. Eftersom grundvattenståndet här under långa perioder är högt råder ofta syrebrist i underlaget. Detta får en blågrå färg av tvåvärt järn som transporteras upp av grundvattnet. Om det finns grövre porsystem syresätts profilen framför allt längs dessa när grundvattenståndet sjunker. Då oxideras järnet från två- till trevärt och det trevärda järnet faller ut och kan observeras som rost-

röda strimmor eller fläckar i den blågrå grundmassan. Dessa bildningar kallas *gley*.

I grova jordar eller vid branta sluttningar, med betydande lateral vattenrörelse även nära markytan, blir anrikningsskiktet mer diffust. Det översta humusrika skiktet är här uppsplittrat i en mängd mörka fläckar. Även det rostfärgade lagret kan innehålla sådana mörka fläckar och övergår diffust i gleyskiktet.

I permanenta utströmningsområden med tidvis mycket ytligt grundvatten bildas *humuspodsol*. Här dominerar björnmossa eller vitmossa. Humustäcket är tunn torv eller torvartad mår. Blekjorden är mer eller mindre starkt humusimpregnerad och är därför smutsgrå till färgen. Om rostjorden är mäktig är den nästan svartfärgad av utfällda humusämnen. Annars är den smutsbrun och fattigare på dessa utfällda kolloider. Den senare typen uppkommer där grundvattenytan står högt under en lång tid av året och där grundvattnets uppåtriktade flödeskomponent är jämförelsevis stor.

I fastmarken under en torvmark, där vattenflödet oftast är uppåtriktat och där det är syrebrist, finner man den *blågrå sumpjordmånen*. Som vi tidigare nämnt ges den blågrå färgen av tvåvärt järn.

De kemiska processerna bidrar till en förändring av den hydrauliska konduktiviteten i markprofilen. Vittringen och utlakningen från blekjorden innebär att små partiklar långsamt försvinner. Den hydrauliska konduktiviteten ökar då, medan skiktets vattenhållande förmåga minskar. Det omvända förhållandet gäller för rostjorden. När vittningsprodukter från blekjorden och humusämnen från humusskiktet faller ut minskas medelpordiametern, varför den hydrauliska konduktiviteten minskar och den vattenhållande förmågan ökar. När utfällningen i extremfall varit mycket stor, så att skenhålla bildats, kan den hydrauliska konduktiviteten bli så liten att skiktet blir praktiskt taget ogenomträngligt förvatten.



## Bäckvattnet avspeglar vattnets väg genom avrinningsområdet

Bäckvattnets sammansättning vid en utvald plats i ett vattendrag bestäms, förutom av nederbördens sammansättning, dvs startvärdet, av de kemiska förändringar nederbördsvattnet utsatts för under de olika delflödenas färd till observationsplatsen.

Observerar vi under en längre tid bäckvattnets sammansättning på den utvalda platsen kommer vi att finna att den varierar med tiden. Det beror främst på förändring av delflödenas relativa storlek, på variationer i nederbördens och torrdepositionens sammansättning, men även på ändrad biologisk aktivitet till följd av bl a varierande temperatur.

Studerar vi i stället vattnets sammansättning längs en bäck vid en viss tidpunkt finner vi också en variation. Den beror bl a på att grundvattnets transportsträcka till utströmningspunkten är längre ju längre ned i vattendraget man kommer, på att utströmningsområdenas karaktär varierar längs vattendraget och på biologisk aktivitet i vattendraget.

### En plats — variation i tiden

Vi har tidigare betonat att humustäcket genom sin stora jonbyteskapacitet kraftigt dämpar tillfälliga variationer i nederbördens sammansättning. Infiltrerande vatten får på så sätt en relativt konstant sammansättning. Genom mättade utströmningsområden kan dock nederbörden avledas till vattendraget utan att undergå större förändringar. Nederbörden kan på så sätt direkt påverka vattendragets sammansättning.

Vid låga vattenföringar och lågt grundvattenstånd är utströmningsområdena små och grundvattenutflödet till bäcken sker i dess botten eller kanter utan att grundvattnet har någon större kontakt med det organiska materialet i utströmningsområdena. Bäckvattnets pH-värde blir då högt och svarar mot det djupare grundvattnets pH-värde. Om grundvattenståndet stiger ökar andelen ytligt grundvatten liksom andelen nederbörd som rinner av utan att ha varit i kontakt med mineral-

jord. Detta leder till att pH-värdet sjunker i bäcken när vattenföringen ökar (fig 54, se vidare sid 131).

På motsvarande sätt kan man finna att ämnen som kisel, kalcium, magnesium och natrium, vilkas huvudsakliga källa är vittrande mineral, har hög koncentration i bäckvattnet vid lågt grundvattenstånd och låg vattenföring. I Klotenområdet fann man att koncentrationen av den negativa sulfatjonen samvarierade med kalcium- och magnesiumkoncentrationen, medan den negativa kloridjonen samvarierade med natrium, kalcium och kisel.

Utöver vätejonkoncentrationen ökar också kaliumkoncentrationen med vattenföringen. Kalium frigörs vid vittring, men också vid nedbrytning och mineralisering av organiskt material. Det kan fixeras vid lermineralbildning i utströmningsområdenas djupare delar. Nitrat- och ammoniumkväve frigörs också vid mineralisering. I grundvattnet samvarierar kaliumkoncentrationen starkt med koncentrationen av övriga vittringsprodukter, medan denna koppling inte finns i bäckvattnet. Möjligen dominerar här kaliumets biologiska roll i utströmningsområdena.

I fig 38 visades bäckvattnets elektrolytiska ledningsförmåga längs en bäck vid två skilda vattenföringar. Den elektrolytiska ledningsförmågan var här reducerad för vätejonkoncentrationen och visade därför hur koncentrationen av metalljoner ökade längs vattendraget. På en viss plats i bäcken var ledningsförmågan lägre när vattenföringen var stor än när vattenföringen var liten. Det beror på att vattendraget tillförts en större andel ”ungt” grundvatten vid den höga vattenföringen.

Halten av organiskt bundet kväve i en bäck är störst på sommaren. Samtidigt är den biologiska efterfrågan på oorganiskt kväve stor, varför halten av nitrat- och ammoniumkväve är lägst vid denna tid.

### En tidpunkt — variation längs bäcken

Längst upp i ett vattendrag har vattnet högst halt av vätejoner och trevärda aluminiumjoner. Följer vi vattendraget nedströms minskar halten av dessa sura katjoner medan halten av baskatjoner (kal-

cium, magnesium, natrium och kalium) och löst kisel ökar. Detta beror på att uppehållstiden för det utströmmande grundvattnet är längre ju längre ned i ett avrinningsområde man kommer. Grundvattnet har då under längre tid deltagit i långsamma mineralomvandlingsprocesser i grundvattenzonen. Man har kunnat visa att det frigörs fler baskatjoner än det förbrukas sura katjoner. Detta visar att det måste finnas ytterligare någon

källa av syra, troligen organiska syror som producerats vid biologiska reaktioner.

Av fig 38 framgick hur bäckvattnets ledningsförmåga ökade längs bäcken. Ökningstakten minskar nedströms, men det är en allmän iakttagelse att ledningsförmågan i ett vattendrag fortsätter att öka ända tills det når havet. Ökningen längre ned i vattensystemet beror sannolikt främst på ändrad geologisk miljö, t ex förekomst av lerområden, och

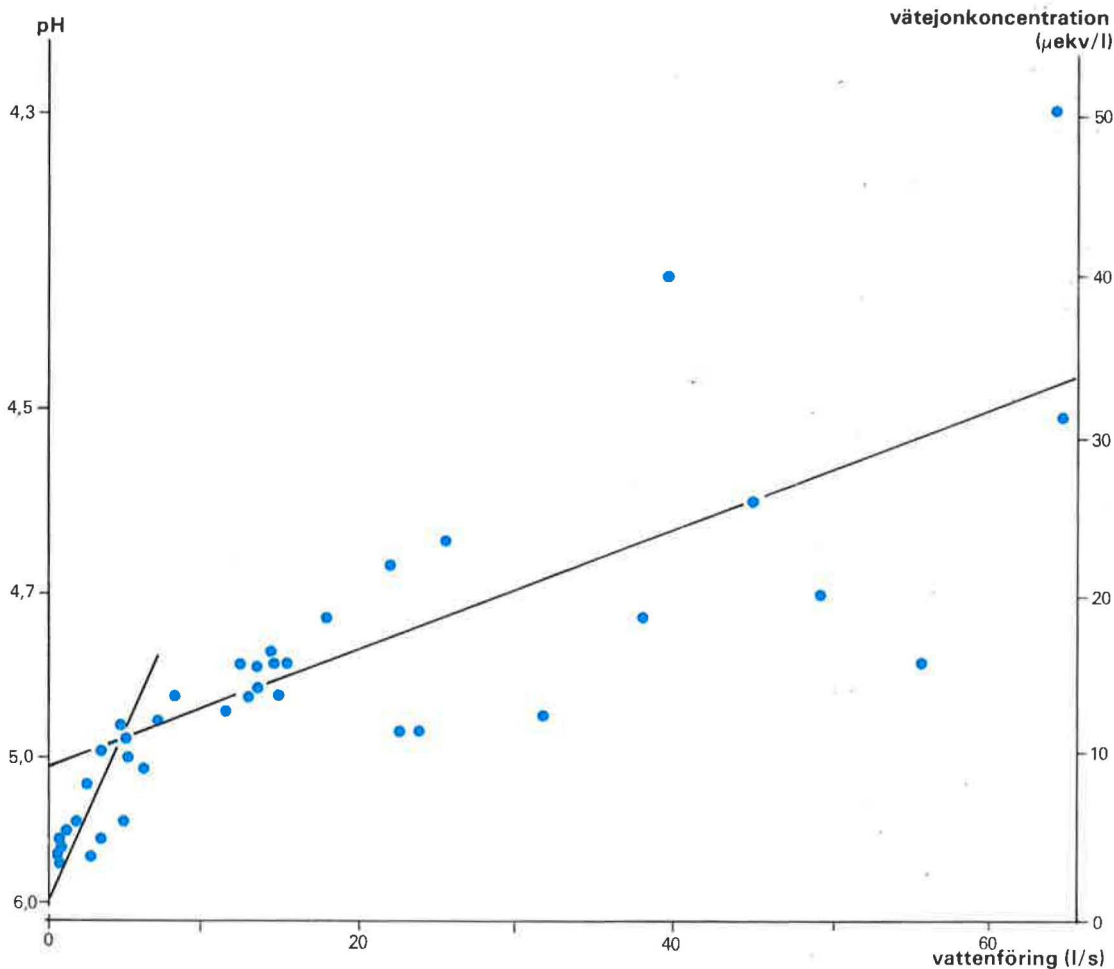


Fig 54. Samband mellan avrinning och vätejonkoncentration i Buskbäcken, Klotenområdet, 24 maj till 23 juli 1970. Vid låg avrinning består bäckvattnet av grundvatten som från stort djup strömmar ut i bäckens botten. Detta vatten har högt pH-värde. Vid hög avrinning dominerar ytligt grundvatten med lågt pH-värde.

på mänsklig verksamhet som gödsling och avloppsutsläpp.

Fig 55 visar hur pH-värdet stiger nedströms i ett vattendrag, dvs hur vätejonkoncentrationen sjunker. Vätejonkoncentrationen sjunker snabbast längst upp i vattendraget och efter någon kilometer blir pH-värdet jämförelsevis konstant.

På sin väg genom landskapet rinner en bäck

genom varierande typer av utströmningsområden. I konvexa sluttningar är utströmningsområdena små och har sällan något tjockare täcke av organiskt material. Vid basen av konkava sluttningar har däremot ofta ett kraftigt skikt av organiskt material bildats. Utströmningsområdena är störst här och nederbörd som faller här neutraliseras inte av mineraljord innan den rinner ut i bäcken. Detta

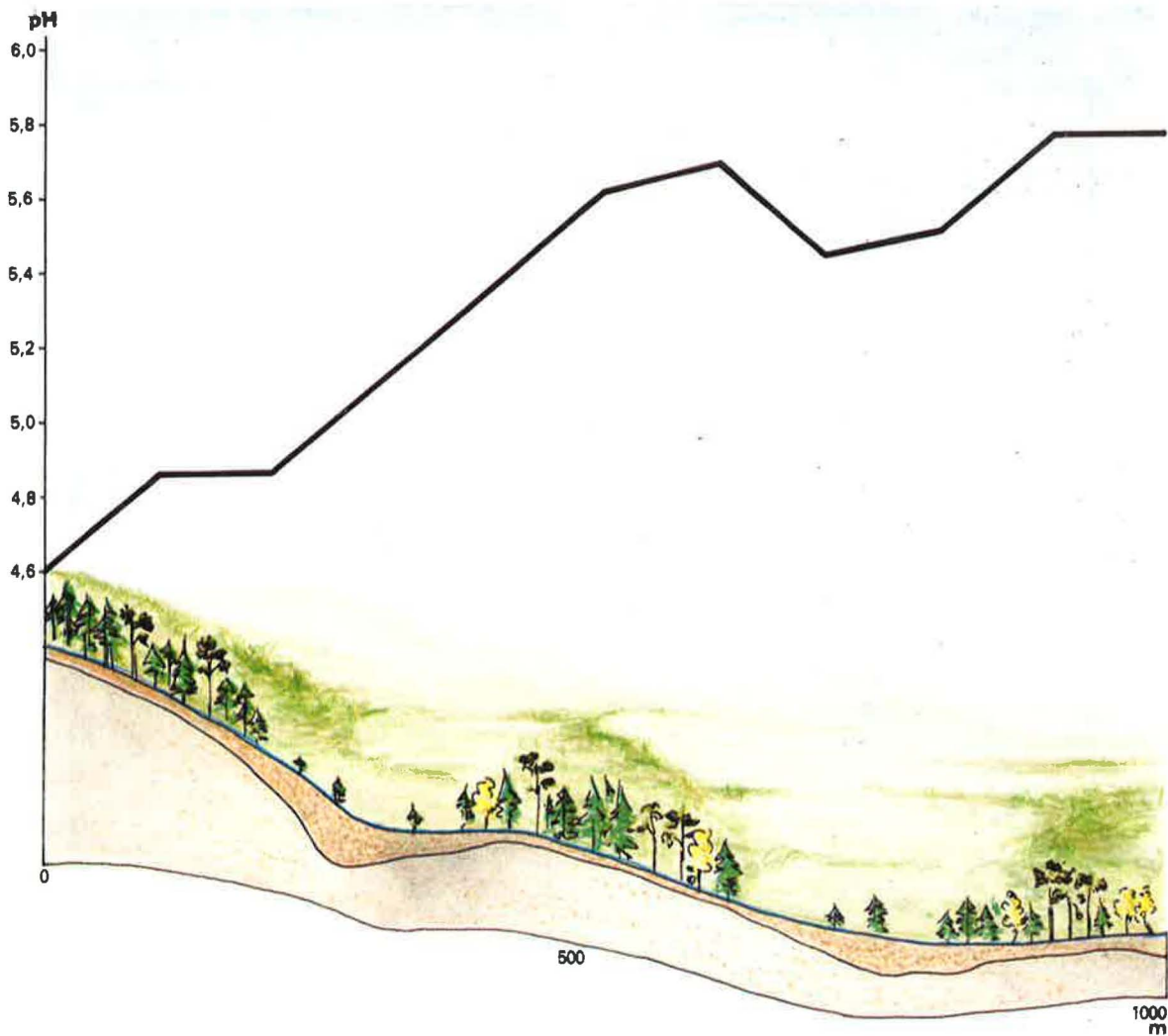


Fig 55. pH-värdet mätt längs de första 1000 m av en bäck (Kullarna nedre) i Hälsingland 23 juli 1980. Den stigande trenden i pH-värdena längs bäcken, som avspeglar det utströmmande grundvattnets allt längre flödesvägar, bryts endast när bäcken rinner ut i ett myrområde.



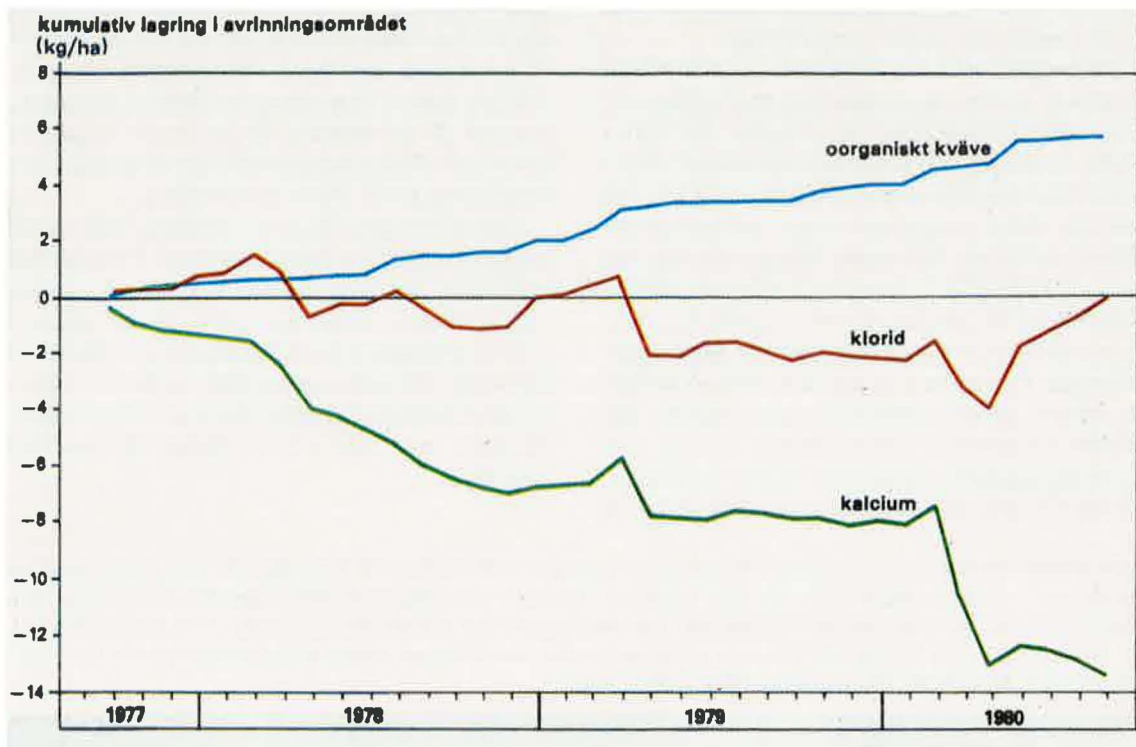


Fig 56. Lagringen av olika substanser i avrinningsområdet har beräknats som skillnaden mellan inflödet och utflödet. Kväve ackumuleras i områdets växande biomassa medan kalcium frigörs genom vittring och utlakas. Klorid varken lagras eller utlakas. Data från avrinningsområdesstudier i Hälsingland.

kan förklara varför pH-värdet sjunker i den högra delen av fig 55.

Genom biologisk aktivitet ändras också vattnets beskaffenhet längs en bäck. Vid en skogs-gödsling med urea i Klotenområdet kunde man konstatera att mer än 80 % av det nitrat som läckte ut i en bäck i det gödslade området hade försvunnit 500 m längre ned längs bäcken. Hälften av detta kunde återfinnas som löst organiskt bundet kväve, medan resten inte kunde återfinnas. Förmodligen hade det tagits upp av strand- och vattenvegetationen.

Bäckvattnets sammansättning speglar alltså på olika sätt vattnets väg genom avrinningsområdet. Med kunskap om vattnets vägar från regn till bäck kan vi få en bättre förståelse av hur vattenkvalitet

uppkommer. Kunskap om vattnets sammansättning och dess variation i tid och rum ger oss på motsvarande sätt en uppfattning om vattnets vägar och uppehållstider.

### Lagret av flera ämnen i avrinningsområdet förändras

För vatten gäller, om man betraktar en period av något tiotal år, att inflödet till ett avrinningsområde är lika med utflödet. Vattenlagret i området varierar under året och även mellan olika år, men räknat över flera år är lagrets förändring liten jämfört med den volym som tillförts och bortförs. Motsvarande balans mellan tillförsel och bortför-

sel gäller, i den angivna tidsskalan, endast för vissa av de ämnen som deltar i vattenflödet.

De ämnen som i löst form deltar i vattenflödet genom ett avrinningsområde kan med hänsyn till deras uppträdande delas i tre grupper. Den första består av ämnen vars huvudsakliga källa är deposition från atmosfären (torrt och vått nedfall) och som inte deltar i några reaktioner i avrinningsområdet (t ex klorid). Den andra består av ämnen vars huvudsakliga källa är deposition från atmosfären, men som aktivt fastläggs i avrinningsområdet (t ex ammonium- och nitratkväve som fastläggs i vegetationen). Den tredje gruppen är ämnen som till en del tillförs genom deposition, men framför allt frigörs i avrinningsområdet genom vittring (t ex natrium, kalcium, magnesium, fosfor och aluminium). För ämnen i den första gruppen gäller att

inflödet genom deposition är lika stort som utflödet sett över längre tid (fig 56). Lagringen i avrinningsområdet kan dock vara avsevärd vissa år. Inflödet genom deposition av ämnen i den andra gruppen är åtminstone för en längre tidsperiod större än utflödet, medan utflödet av ämnen i den tredje gruppen är större än inflödet.

Utöver ämnena i dessa tre grupper, finns en del substanser med en mellanställning. Flera undersökningar har visat att sulfat fastläggs i avrinningsområdet. Detta kan bero på att marken genom upplagring är på väg mot ett nytt jämviktsläge sedan de stora svavelutsläppen till atmosfären börjat. Sådan fastläggning kan ske i utströmningsområden med tjockt humustäcke, där syrebrist ofta råder.

*I den frodiga vegetationen i förgrunden sker kraftig grundvattenutströmning. På åkern framför ladugården ligger en brunn vars tryckyta är några decimeter över markytan. Brunnens placering nedanför ladugården är olämplig, men någon förorening av vattnet har inte konstaterats. Inströmningsområdet ovanför brunnen består av en smal moränrygg, där boningshuset står. Troligen får brunnen också vatten från mer avlägsna inströmningsområden genom sprickor i berggrunden. Koxbacken, Västmanland. Foto: Harald Grip.*



# 8. Vattnet — ett lösningsmedel på väg genom landskapet

Vi har nu följt vattnets väg genom ett område fram till den avvattnande bäcken och ibland en bit ned längs bäcken. Där slutar ämnet för boken. De processer som styr t ex flödestopparnas fortplantning och tillväxt längs vattendragen och vattnets kvalitetsförändringar under denna fortsatta färd får behandlas i andra sammanhang. Vi stannar innan bäcken blir å eller älv och innan sjöarna kommer in i bilden.

I detta avslutande kapitel ska vi tillämpa den fysikaliska och kemiska grunden från tidigare kapitel på några praktiska frågeställningar. Vår avsikt är inte att behandla frågeställningarna fullständigt, utan att belysa dem utgående från den bild vi sökt förmedla av vattnets strömning fram till bäcken. Vi hoppas att vi därigenom ska ge uppslag till hur andra problem kring vattnets förekomst, strömning och kemiska sammansättning kan lösas. Även om mätdata är ofullständiga kan man nämligen komma en god bit på väg genom att sätta in sitt vattenproblem i en helhetsbild av vattenströmningen genom avrinningsområdet.

## Skogen och vattnet

I skogen pågår ett tydligt växelspel mellan vatten och produktion. Å ena sidan bestäms tillväxten till stor del av vattnet i jorden. Å andra sidan har skogen stor inverkan på detta vatten och därigenom också på vattnet i vattendragen. Låt oss se på detta växelspel i ljuset av vattnets väg till bäcken.

### Vatten och näring i rotzonen styr skogsproduktionen

För att ett träd ska växa krävs att rötterna har tillgång på vatten, näringsämnen och syrgas. Vattnet används till största delen för att tillgodose atmosfärens "krav" (jfr sid 47). Det ombesörjer också transporten av de näringsämnen växten använder till sin uppbyggnad. Syrgasen är nödvändig för rötternas andning.

I en sluttning brukar man finna den bästa skogsproduktionen nära gränsen mellan inströmningsområde och utströmningsområde. Där har rötterna den gynnsammaste tillgången på vatten, näringsämnen och syrgas. Låt oss se hur dessa tre faktorer varierar längs en sluttning och hur denna variation inverkar på skogsproduktionen.

I inströmningsområdets övre del är träden hänvisade till det vatten som rotzonen förmår lagra vid infiltrationstillfällena. I inströmningsområdets lägre delar och i utströmningsområdet kan träden även utnyttja grundvatten som tillförs uppifrån sluttningen. Om jordtäcket inte är alltför tunt är lagringen i rotzonen vanligen tillräcklig för att underhålla en viss transpiration, dvs träden klarar sig på den lokala nederbörden utan att vissna. Men även om jordtäcket är mäktigt blir den lokala vattentillgången ofta begränsande för trädens tillväxt, eftersom bladen sluter sina klyvöppningar långt innan vattenbristen blivit så stor att trädet vissnar. Därmed minskar transpirationen, men också koldioxidupptaget och således tillväxten. I stora delar av Sverige är jordtäcket dessutom mycket tunt på höjderna och vegetationen får



svårt att överleva under långa torrperioder, även om jordartens vattenhållande förmåga i sig är tillräcklig. Det är alltså topografin i förening med jordtäckets fördelning över ett område som ger torcka på höjderna vissa somrar.

Vattnet har en avgörande betydelse också för tillgången på näringsämnen. Det är ju vattnet som transporterar näringsämnena fram till rötterna. Denna transport sker på två sätt. Dels genom att näringsämnen följer med i den vattenströmning som rötternas vattenupptagning ger upphov till. Dels sker den genom molekylär diffusion i vattnet. När en rot tar upp ett visst jonslag sjunker koncentrationen av detta jonslag närmast roten. Koncentrationsgradienten ger då upphov till en diffusion av sådana joner mot roten. Men diffusionen är långsam och ger näringsämnen bara från rotens närmaste omgivning. I inströmningsområden utan lateral strömning i rotzonen förbättrar rötterna näringsupptagningen genom att själva söka upp de attraktiva jonerna. Det sker genom att rötterna ständigt växer och tränger in i nya markvolymmer. I lägre delar av inströmningsområden och i utströmningsområden med lateralt eller uppåtriktat flöde i rotzonen har rötterna det bättre förspänt. Där kan de ta upp jonerna allteftersom de serveras av vattenströmningen. På detta sätt blir näringsupptagningen mycket effektiv. På laboratorium har man visat att trädplantor kan nå maximal tillväxt i praktiskt taget jonfritt, "destillerat" vatten om vattenflödet ger en tillräckligt stor tillförsel av viktiga näringsämnen. Det är inte markvattnets koncentration av näringsämnen som avgör näringstillgången, utan det antal joner som når roten per tidsenhet.

Även om näringstillgången ofta är god i utströmningsområden kan trädproduktionen där begränsas av syrgasbrist. Den höga vattenhalten i jorden gör att gasutbytet med luften blir dåligt. Här är alltså vattnet en negativ faktor för skogen. Man brukar anse att lufthalten i marken (volymandelen luft=porositet — vattenhalt) bör vara minst tio procent för att rötternas normala andning ska kunna underhållas. Nära gränsen för utströmningsområdet kan dock det ytligaste

grundvattnet vara syrerikt på grund av att vattnet varit blott en kort tid i grundvattenzonen.

I skogliga sammanhang kallar man marker där det ofta förekommer ett stort ytligt grundvattenflöde för översilningsmarker. Där har träden den gynnsammaste tillgången på vatten, näring och syrgas. I stort sett torde översilningsmarker vara gränsområdet mellan sluttningarnas inströmnings- och utströmningsområden.

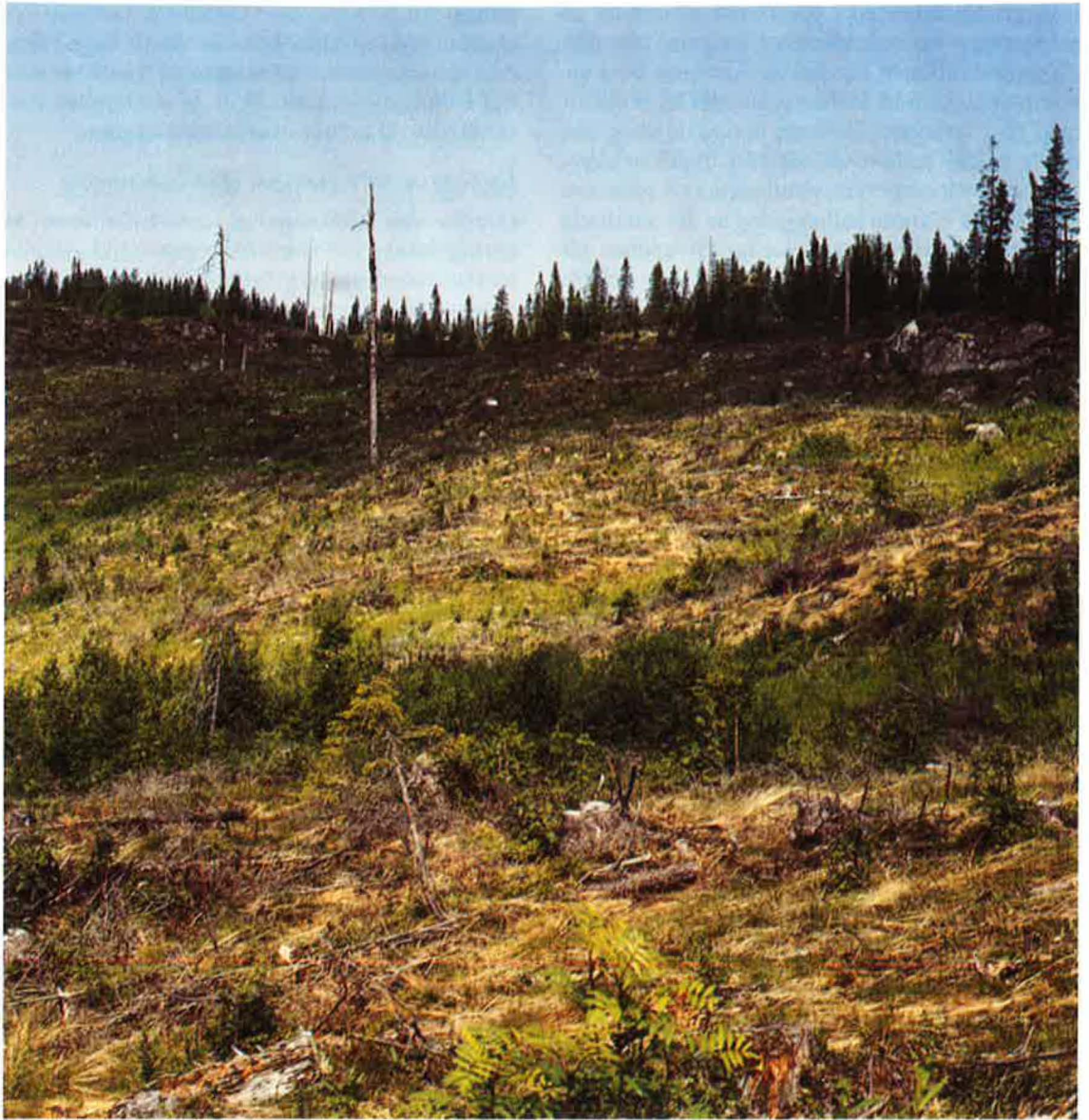
### Grundvattenytan stiger vid kalhuggning

Vid kalhuggning minskar den transpirerande ytan. Dessutom minskar interceptionsmagasinet. Såväl transpirationen som evaporationen minskar därför när ett område kalhuggs. Detta leder i vårt klimat till ökad infiltration, ökad markvattenhalt och ökad grundvattenbildning. Grundvattenytan stiger, utströmningsområdena blir större och medelavrinningen ökar. I två svenska undersökningar fann man att årsavrinningen ökade från 540 till 720 mm respektive från 260 till 560 mm, dvs öknings med 180 respektive 300 mm per år.

Den höga grundvattenytan och de stora utströmningsområdena efter kalhuggning gör att avrinningen svarar snabbare på nederbörd och att avrinningstopparna i vattendragen blir större. De större topparna är inte en effekt av hortonsk ytavrinning, utan av att dämpningen i den omättade zonen minskat eller försvunnit genom den höga grundvattenytan. Det kalhuggna området har således högre beredskap för avrinningsbildning än det skogbevuxna. Även lågvattenföringen ökar vid kalhuggning.

När skog åter växer upp på den kalhuggna sluttningen ökar evapotranspirationen, grundvattenytan sjunker och avrinningen återgår till sitt ursprungliga förlopp. Den förhöjda grundvattenytan på ett kalhygge försvårar emellertid föryringen i lägre partier. De unga plantornas rötter kan inte andas på grund av alltför hög vattenhalt i rotzonen.

Kalhuggning är ett exempel på hur ett ingrepp i inströmningsområdet påverkar förhållanden i utströmningsområdet. Genom att grundvattenbildningen ökar i ett kalhugget inströmningsområde



*Utströmningsområdet kring bäcken syns som ett grönt band på hygget om sensommaren. Kilmyrbäcken, Jämtland (samma bäck som i fig 37 och 38). Foto: Ulla Maria Calles.*

höjs grundvattenytan i utströmningsområdet så att syrebrist kan uppkomma i rotzonen där och skogsproduktionen försämras. Även om bara utströmningsområdet kalhuggs kan det bli problem med föryngringen. Så länge det växte skog där rådde balans mellan vattenflödet uppifrån sluttningarna och evapotranspirationen, och rotzonen hölls luftad. Genom kalhuggning av det omättade utströmningsområdet kan det ha förvandlats till mättat. Nya plantor klarar då inte att växa och bli så stora att de kan hålla stånd mot vattenflödet uppifrån sluttningarna. Problemet är särskilt stort i finkorniga jordar, där grundvattenflödet kräver så stor tvärsnittsarea att markytan lätt mättsas.

### Utströmningsområdet växer vid kalhuggning

Vi kan med hjälp av Darcys lag och Dupuits antagande belysa hur gränsen för utströmningsområde förskjuts upp för en sluttning som kalhuggs.

Låt oss betrakta en rak skogklädd sluttning. Moräntäcket är två meter mäktigt och vilar på en tät berggrund. Utströmning av grundvatten börjar på ett avstånd från vattendelaren där grundvattenbildningen ovanför är lika stor som den största möjliga grundvattenföringen, dvs vattenföringen när grundvattenytan når ända upp i markytan. (Jfr diskussionen om topografins roll, sid 80.)

$$R \cdot x \cdot b = -K \cdot m \cdot b \cdot \frac{dh}{dx}$$

$R$  = grundvattenbildningen

$x$  = avståndet från vattendelaren till gränsen

$b$  = betraktad bredd av sluttningen

$K$  = skiktets mättade hydrauliska konduktivitet,  $10^{-5}$  m/s

$m$  = skiktets mäktighet, 2 m

$\frac{dh}{dx}$  = maximal lutning hos grundvattenytan, dvs markytans lutning,  $-0,1$  m/m

Vi antar att grundvattenbildningen i området är 350 mm/år, dvs att  $R = 350$  liter/(m<sup>2</sup> · år). Löses  $x$  ur ekvationen finner vi att gränsen för utströmningsområdet ligger 180 m från vattendelaren. Om sluttningen kalhuggs och evapotranspirationen då minskar med 200 mm/år ökar grundvattenbild-

ningen till 550 mm/år (350+200). Gränsen för utströmningsområdet kommer då att ligga 110 m från vattendelaren. I detta exempel medfördes således kalhuggningen att 70 m av sluttningen omvandlades till mättat utströmningsområde.

### Läckage av näringsämnen efter kalhuggning

Genom den kontinuerliga ackumuleringen av näringsämnen i ett växande skogsbestånd utarmas marken successivt på utbytbara baskatjoner. Vegetationen håller dessutom en stor mängd näringsämnen cirkulerande i det så kallade lilla kretsloppet. De tas upp av växternas rötter, byggs in i framför allt barr och blad och faller så småningom till marken som förna. I märskiktet frigörs de sedan genom mikrobiologiska processer och blir åter tillgängliga för växternas rötter.

Vid kalhuggning får märskiktet ett stort tillskott av förna genom kvistar, barr och annat. Ofta ökar nedbrytningen till följd av det plötsliga utbudet av lätt nedbrytbart material. Nedbrytningen, eller *mineraliseringen*, är en mikrobiologisk process som innebär att organiskt material omvandlas till koldioxid, vatten och näringsämnen. Den gynnas av hög markfuktighet så länge syretillgången inte blir begränsande. På ett hygge där marken inte skuggas av träd är marktemperaturen under sommaren högre än i skog, vilket också gynnar mineraliseringen. Innan gräs och annan hyggesvegetation etablerat sig finns det få levande rötter som kan tillgodogöra sig de frigjorda näringsämnena, varför en del av dessa kan utlakas ur jorden och transporteras bort med det avrinnande grundvattnet. Ibland blir vattnet i pölar och diken nästan svart av lösta humusämnen.

Vid mineraliseringen av organiskt bundet kväve bildas ammonium. I markens jonbyteskomplex kan de positiva ammoniumjonerna ta vätejoners eller baskatjoners plats och dessa kan i sin tur utlakas ur jorden. Om ammoniumkvävet oxideras till nitratkväve, så kallad nitrifikation, kan i stället den negativa och därför lättlösliga nitratjonen utlakas. Nitrifikationen gynnas av god syretillgång och högt pH-värde. Vid utlakningen tar nitratjonen med sig motsvarande antal positiva



joner. Den maximala effekten av nitrattutlakningen kan observeras i bäckar och källor redan ett eller ett par år efter en kalhugning, men kan också dröja så länge som tio år.

### *Det är utströmningsområdena som behöver dikas*

Om lågt liggande partier av skogsmark försumpats efter kalhugning, kan det bli nödvändigt att genom dikning sänka grundvattennivån och därmed skapa en omättad zon där nya trädplanter kan utveckla sina rotsystem. Det som krävs är en tillfällig hjälp. När det nya beståndet börjar växa upp klarar det själv att hålla rotzonen luftad. Den ökade evapotranspirationen håller då grundvattennivån nere. I vissa fall kan det dock löna sig att dika även skogsmark med växande bestånd.

Genom en dikning sänks grundvattenytan så att den i diket sammanfaller med diket vattenyta. Hur stort område kring diket som påverkas beror på jordens hydrauliska konduktivitet. Ju större den är, på desto större avstånd från diket sänks grundvattenytan. I moränen, med sin relativt låga konduktivitet, påverkar dikningen endast grundvattenytan närmast diket.

Effekten av en dikning beror på hur dikena är orienterade jämfört med sluttningen. Om ett dike grävs längs en moränsluttning, så att det går uppifrån och ned, är det bara grundvattenytan närmast diket som sänks. Om diket däremot grävs tvärs sluttningen blir resultatet bättre. På uppströmssidan sänks grundvattenytan visserligen bara närmast diket. Men diket skär av en stor del av grundvattenflödet till området nedanför diket, vilket gör att grundvattenytan där blir låg även på relativt stort avstånd från diket. Grundvattenytan når åter markytan där tillräckligt mycket vatten tillförts nedanför diket, genom lokal grundvattenbildning och genom utströmning av grundvatten uppifrån sluttningen.

Även om man genom dikning lyckas sänka grundvattenytan från markytan till dikesdjupet, är det inte säkert att vattenhalten i markens översta skikt minskar tillräckligt för att en ung plantas markluftbehov ska tillgodoses. Vattenhaltsminskningen beror på jordprofilens vattenhalt vid drä-

neringsjämvikt, och därmed på jordartens bindningskaraktistika.

Genom dikningen minskar det mättade utströmningsområdets storlek. En större del av det infiltrerande nederbördsvattnet får då passera genom mineraljord innan det rinner ut i vattendragen. En effekt av fastmarksdikning blir därför ofta att pH i det avrinnande vattnet stiger (fig 57).

### *Dikning av torvmark*

Vid dikning av en myr avser man, liksom vid fastmarksdikning, att sänka grundvattennivån. Myrdikning görs främst för att öka skogsproduktionen på torvmarkerna, men även för att möjliggöra torvtäkt. Här finns två vägar att gå. Antingen minskar man tillrinningen till myren genom att med avskärningsdiken leda bort vattnet som strömmar till, eller också ökar man avrinningen genom att med ett tätt nät av diken i myren leda bort vatten därifrån. Vid dikning av kärr kan det räcka med att skära av bäckar och den ytliga grundvattentillrinningen, men om utströmmande grundvatten i kärret står för en stor del av tillflödet måste vattnet ledas bort med dräneringsdiken. I en mosse kan grundvattennivån endast sänkas med hjälp av dräneringsdiken.

Den hydrauliska konduktiviteten i torv beror starkt på humifieringsgraden (jfr sid 84). I myrens översta levande skikt är konduktiviteten stor, men djupare ned i torven kan den vara mycket liten. Det är därför lätt att åstadkomma en första grundvattensänkning, men en djupare sänkning kräver mycket täta diken med avstånd på kanske 10—20 m. I praktiken bedömer man dikesavståndet utifrån myrens vegetation och humifieringsgrad samt klimatet på platsen.

När grundvattenytan sänks i en myr minskar evapotranspirationen eftersom ytan blir torrare. Därför blir den totala avrinningen från en dikad torvmark större än från motsvarande odikade torvmark. Om sedan torvmarken beskogas ökar både transpiration och evaporation, varför avrinningen åter minskar. Det omättade magasin som genom dikningen skapas ovanför grundvattenzonen har en dämpade inverkan på avrinningen,

eftersom nederbörd tillfälligt kan lagras där. Under någorlunda torra perioder minskar således myrens beredskap för avrinningsbildning. Om nederbörden är så stor att det omättade magasinet fylls, blir däremot avrinningstopparna kraftigare än före dikningen eftersom medelavståndet till dräneringskanalerna minskat vid dikningen.

## Gödsel på utströmningsområden går direkt till bäcken

När skogsmark kvävegödslas rinner gödselmedel som hamnat i bäckarna omedelbart bort. Även gödselmedel som hamnat på utströmningsområ-

den kan ganska snart sköljas ut om det inte fastläggs i det organiska materialet. Vid en skogsgödsling med ammoniumnitrat i Klotenområdet kunde man visa att det nitratkväve som rann av i bäckvattnet de första 20 dagarna motsvarade den mängd som fallit i bäcken och i en två meter bred remsa längs bäcken.

Trots att det finns stora mängder kväve bundet i marken är kväve normalt en bristvara i skogen och vegetationen tar upp det ökade utbud en gödsling innebär. Vid ett gödslingsförsök med 150 kg kväve per hektar i form av ammoniumnitrat kunde emellertid endast 21 % av kvävet återfinnas i jorden och 19 % i barmassan. Man beräknade vidare att 20—30 % tagits upp av buskar och ris. Vid ett annat försök med motsvarande kvävegiva

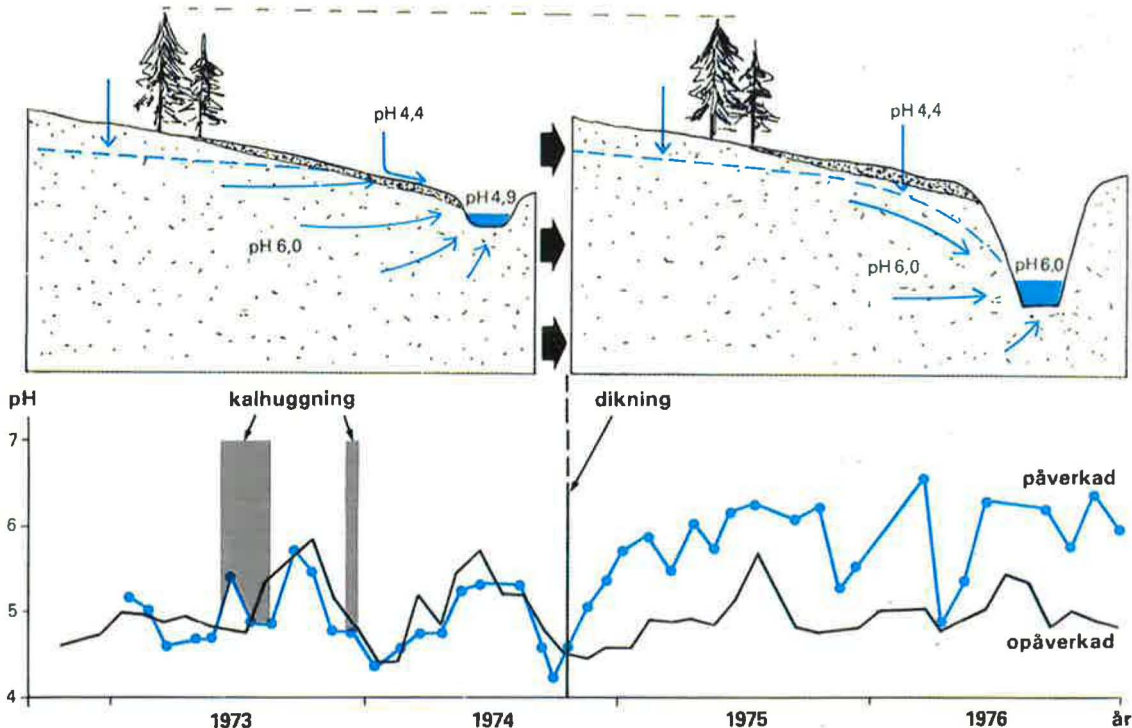


Fig 57. Effekten av ett ingrepp kan påvisas genom jämförelser med ett referensobjekt före och efter en påverkan. Kalhuggning av ett avrinningsområde i Kloten påverkade inte pH i bäcken. Efter dikning steg pH ca en enhet. Den övre delen av figuren ger ett förslag till tolkning av fenomenet. Före dikning når en del vatten bäcken utan att ha neutraliserats vid vittring i mineraljord. Efter dikning passerar allt vatten mineraljord.

förlorades 4 % av kvävet till vattendraget medan endast 1 % återfanns som nitratkväve i mark- och grundvatten. Kombinerat resultat från de två försöken återstår ändå att förklara vart ca 30 % av kvävegivan tagit vägen. En möjlighet är att nitratkvävet reducerats och förlorats till atmosfären i form av gasformiga kväveoxider.

## Vägar för jordbrukets gödselöverskott

Jordbruket innebär en på många sätt mer genomgripande förändring av jordens vattenförhållanden än skogsbruket. Med hjälp av jordbearbetning, dränering och ibland bevattning försöker man skapa gynnsammast möjliga vattenförhållanden i rotzonen. Vi ska här bara ta upp en aspekt på vattnet i jordbruket, nämligen vattnet som transportör av gödselmedel.

När mer gödselmedel tillförs marken än vad den gröda som för tillfället växer där kan ta upp, kan överskottet lakas ut ur jorden. Vad som händer med det utlakade gödselmedlet beror i hög grad på om ytan är ett utströmningsområde eller inströmningsområde.

### Jordbruk på inströmningsområden

Moränlerorna i bl a Skåne och Östergötland samt många lerfattiga jordar fungerar på grund av topografin ofta som inströmningsområden. Risken för utlakning av växtnäringsämnen är särskilt stor på dessa lätta jordar. Utlakade växtnäringsämnen kommer att förorena grundvattnet om det inte tas upp av växter eller mikroorganismer eller omvandlas i den omättade zonen.

Denitrifikation, dvs reduktion av nitrat till gasformig dikväveoxid eller kvävgas, är en sådan omvandling. Genom denna process kan kväve avgå till atmosfären. Omvandlingen sker med hjälp av mikroorganismer vid syrgasbrist men vid tillgång på organiskt material i jorden. Den förutsätter ett pH-värde i marken mellan 4,5 och 10 och den är mest effektiv vid pH=7,5. Processen gynnas av hög temperatur. Även i en markprofil med god genomluftning kan man i enskilda jordaggregat

ha brist på syrgas och därmed förutsättning för denitrifikation. I ett vattenmättat jordaggregat, med några cm i diameter, kan det nämligen råda syrebrist.

I många områden med jordbruk på inströmningsområden har man under senare tid uppmärksammat höga nitrathalter i grundvattnet, t ex i Halland, på Gotland och på Kristianstadsslätten. Denitrifikationsprocessen har tydligen här inte varit av sådan omfattning att gödslingsöverskottet kunna förbrukas. Femton procent av kommunerna i Götalands slättbygder har mediankoncentrationer av nitrat högre än 30 mg/l i enskilda vattentäkter. Dessa vattentäkter betraktas som ur hygienisk synpunkt anmärkningsvärda.

### Jordbruk på utströmningsområden

En stor del av den svenska jordbruksmarken består av lerjordar. Dessa ligger lågt i terrängen och är ofta typiska utströmningsområden. Genom täckdikning har dessa i många fall omvandlats från mättade till omättade utströmningsområden, eftersom det utströmmande grundvattnet länkats av i dräneringsledningarna. Vattnet i dessa ledningar består både av grundvatten som infiltrerat i omgivande sluttningar, vanligen i skogklädd moränmark, och av vatten som infiltrerat i åkern. Vattenkvaliteten i dräneringsledningarna dominerar under torrperioder av grundvattnet från skogsmarken, medan det under våta perioder, när vatten perkolerar genom åkermarksprofilen, kan visa en betydande jordbrukspåverkan med främst nitratkväveläckage. Inom jordbruksområden på utströmningsområden får ytvattendragen ta emot gödslingsöverskottet direkt via dräneringsledningarna, med ökad igenväxning av sjöar och vattendrag som följd.

## Surt regn

Genom förbränning av fossila bränslen ökade det våta nedfallet av försurande ämnen kraftigt fram till början av 1970-talet. Övergången till andra bränslen och till rökgasrening har sedan dess lett



till minskat nedfall av sulfat, medan nedfallet av nitrat och ammonium fortsatt stiger (jfr. sid 106). I dag är nederbördens pH-värde kring 4,2 i södra Sverige och kring 4,5 i norra. Effekterna av det sura nedfallet bestäms till stor del av vattnets väg genom landskapet. Åtgärder för att lindra effekterna måste planeras utgående från vattenströmningen och funktionen hos avrinningsområdets olika delar. I detta avsnitt ska vi belysa ytterligare aspekter på inströmnings- och utströmningsområdenas olika funktion.

### Surt regn frigör metalljoner ur markens jonbytesförråd

Vi har tidigare framhållit att skogsmarkens mårskikt och det döda organiska materialet i rotzonen är ett betydande förråd av metallkationer vilka delvis förekommer i utbytbar form. Förrådet motsvarar ca 50 års nedfall från atmosfären. Vi betonade också att mårskiktet utjämnar tillfälliga variationer i det infiltrerade nederbördsvattnets sammansättning.

Om nederbördernas katjoninnehåll varaktigt förändras kommer markens jonbytesystem så småningom att ställa sig i jämvikt med den förändrade nederbörden. En sådan förskjutning upplever vi för närvarande som följd av att vätejonkoncentrationen i nederbörden stigit (pH-värdet har sjunkit). Kemisk analys av mårskiktet på ett stort antal skogslokaler i Mellansverige tyder på att mängden utbytbar kalcium, magnesium och kalium minskat under en tioårsperiod, medan antalet utbytbara väte- och aluminiumjoner ökat. Mårskiktet har i så fall försurats.

När ett inströmningsområde utsätts för sur nederbörd och humustäcket anpassar sig till detta frigörs baskatjoner i samma omfattning som vätejoner byts in. De frigjorda baskatjoner som inte tas upp av rötterna lämnar rotzonen med det perkoleraande vattnet. I nästa skede, när humustäcket är i jämvikt med den sura nederbörden, sker inget ytterligare nettoutbyte av baskatjoner. Det perkoleraande vattnet kommer då att vara lika surt som nederbörden. Trots att vittringshastigheten inte ökar kommer vittringen i den omättade zonen att

öka, varför vittringsfronten efter hand kommer att förskjutas nedåt i markprofilen. Om jordtäcket är tunt och grundvattnets strömningsvägar korta kan det hända att aluminium, som frigjorts vid vittringen, inte hinner fällas ut i djupare lager. Vi får då surt aluminiumhaltigt grundvatten.

### Försuras marken av träd tillväxt?

När vi diskuterade vittring av silikat (sid 111), såg vi att vätejoner förbrukades i reaktionen. Normalt levererar kolsyran de vätejoner som åtgår vid vittringen. För varje vätejon som på detta sätt förbrukas bildas en vätekarbonatjon (jfr formel 3 på sid 112). För att kunna röra sig med vattnet måste frigjorda baskatjoner från vittringen slå följe med motsvarande antal negativa joner (anjoner), i detta fall vätekarbonatjoner. Eftersom rotzonen, som vi sett, är ett öppet system med avseende på koldioxid, förändras inte kolsyrakoncentrationen, varken av vittringen i rotzonen eller av perkolationen av bikarbonatjoner med de frigjorda baskatjonerna.

Om nu en trädrot levererar den vätejon som behövs och i utbyte tar upp den från silikatet frigjorda baskatjonen, uppträder varken baskatjonen eller vätejonen i markvattnet. Eftersom vittringshastigheten tycks vara konstant, måste utlakningen av baskatjoner och bikarbonatjoner minska som följd av rötternas baskatjonupptag. Så länge trädens baskatjonupptag begränsas till utbyte med ett vittrande mineral sker därför ingen försurning, varken av marken eller av det perkoleraande vattnet.

Nu kan man emellertid också tänka sig att träden tar upp baskatjoner från markens jonbytesförråd, främst från mårskiktet. Här är källorna för baskatjoner dels förna, dvs ursprungligen vittande primära mineral, dels torrt och vått nedfall av salt från atmosfären. När träden tar upp baskatjoner från jonbytesförrådet tillförs detta istället vätejoner. Vätejonerna har då inte någon rörlig anjon tillgänglig, varför de stannar i mårskiktet som därmed får en högre vätejonmättnad.

Baskatjonerna i neutrala salt från atmosfären kan i sin tur bytas in i mårskiktets jonbytare, var-

vid vätejoner från föregående steg frigörs. Dessa vätejoner får då sällskap med saltens anjoner, dvs anjoner till starka syror ( $Cl^-$  ger saltsyra,  $SO_4^{2-}$  ger svavelsyra och  $NO_3^-$  ger salpetersyra). De starka syror som nu perkolerar i markprofilen ger upphov till en förskjutning i kolsyrasystemet, så att bikarbonatjoner och vätejoner överförs till koldioxid och vatten. De baskatjoner som åtföljdes av bikarbonatjoner i det perkolerande vattnet åtföljs nu istället av starka syror anjoner.

Nitrat- och sulfatjonerna tas delvis upp av trädens rötter, eftersom de är näringsämnen. De åtföljs av baskatjoner. Nitrat- och sulfatjonerna kan också reduceras i syrgasfri miljö och därmed försvinna ur vattenfasen. Då fastläggs samtidigt motsvarande mängd baskatjoner.

Som vi ser innebär trädens upptagning av baskatjoner från markens jonbytessystem försurning av marken. Tillförs marken neutrala salter från atmosfären blir det perkolerande vattnet bikarbonatfattigare och därmed försurningskänsligare än det annars skulle ha varit.

Man har sålunda observerat lägre pH-värden i mårslaget i äldre tallskogsbestånd än i yngre. I Klottenområdet har man också observerat att bäckarnas suraste vatten (alltså vid hög vattenföring) är surare ju äldre bestånd som växer inom avrinningsområdena. Ett förslag till tolkning kan vara att torrdepositionen av försurande ämnen är större i stora bestånd, som bättre renar luften, än i små bestånd, men viktigare är säkert den högre vätemåtnadsgraden i humuslaget i äldre bestånd.

Växter som får sin näring uteslutande från atmosfären, t ex vitmossorna på myrar, bidrar direkt till försurningen av bäckens vatten genom att de tar upp baskatjonerna ur nederbördens salter i utbyte mot vätejoner. De lämnar på så sätt ifrån sig starka syror, som i detta fall inte neutraliseras vid vittring utan direkt kan rinna ut i ett vattendrag.

### Markens motståndskraft mot försurning minskas efter hand

I marken verkar flera olika buffertsystem som begränsar de pH-förändringar som skulle inträffa

om vätejoner tillsätts. Det viktigaste är koldioxid — vätekarbonat — karbonatsystemet. Detta är aktivt vid pH-värden ned till ca 4,5. En försurning av vatten kan ofta bättre iaktas som en förskjutning i ett buffertsystem än som en pH-förändring. De begränsade mätdata som finns idag visar inte att det skett en allmän minskning av grundvattnets pH-värde i Sverige. Däremot visar data att grundvattnets motståndskraft mot försurning minskat, särskilt i södra och sydvästra Sverige. Det finns exempel från bl a brunnar där vätekarbonathalten mer än halverats under 1970-talet. Mätserierna är dock korta och det kan vara fråga om tillfälliga variationer i samband med de torra åren i mitten på 1970-talet.

Den sura nederbörden innehåller också höga halter av sulfat och nitrat. I större delen av vårt land är nitrat ett för växterna välkommet näringsämne. Nitrat kan alltså tillvaratas av växterna. Detta gäller inte i landets sydligaste delar, där kväve börjar finnas i överskott och nitraten därför kan föras vidare till grundvattnet.

De negativa sulfat- och nitatjonerna rör sig tämligen fritt i jorden och drar med sig positiva joner när de följer vattnets väg genom ett avrinningsområde. Om syrebrist råder i marken kan som vi nämnt sulfat reduceras till sulfid och därvid fallas ut. I flera undersökningar har man funnit att svavelnedfallet är större än svavelförlusten via avrinningen. Svavelförrådet i marken är mycket stort jämfört med det årliga svavelnedfallet. Man kan vänta sig att svavelförrådet nu växer mot ett nytt jämviktstillstånd som svarar mot den ökade tillförseln.

### Surt bäckvatten vid höga flöden

En allmän iakttagelse är att vattendragens pH-värden sjunker när vattenföringen ökar. I många undersökningar har man funnit mycket låga pH-värden i samband med flödestoppar. Detta fenomen, som brukar kallas "surstöt", har framförallt iakttagits vid snösmältningen om våren och efter längre tids torka. Hur hänger flödestopparnas låga pH-värden ihop med vårt påstående att flödestopparna domineras av grundvatten?

Det torra och det våta nedfallet av syra på mätade utströmningsområden går i stort sett opåverkat till vattendragen och bidrar på så vis direkt till sur avrinning. Detsamma gäller nedfallet på omättad torvmark, där grundvatten ju bildas utan att vattnet neutraliseras av vittring i mineraljord. Men även det fastmarksgrundvatten som bidrar till flödestopparna kan vara förhållandevis surt. Vi har tidigare framhållit att grundvattnets pH-värde inom ett område varierar mycket beroende på vattenpartiklarnas strömningsvägar och deras uppehållstider i olika miljöer. Det djupa grundvattnet har relativt högt pH-värde, kanske kring 6 eller högre, det ytliga ofta mycket lågt, kring 5. Vid flödestoppar ökar det ytliga grundvattnets andel av den totala grundvattenutströmningen och pH-värdet hos det grundvatten som bidrar till bäckflödet sjunker. Det grundvatten som bildas när grundvattenytan stiger upp i den tidigare omätade rotzonen har särskilt lågt pH-värde. Detta, före detta markvatten med en viss inblandning av nyligen infiltrerat nederbördsvatten, står sannolikt för en stor andel av grundvattenutströmningen vid flödestoppar (jfr sid 100).

Beroende på vilket pH-värde grundvattnet har och dess kemiska sammansättning i övrigt sker olika kemiska reaktioner när vattnet kommer i kontakt med atmosfären och när det blandas med annat vatten i utströmningsområdet.

Vi nämnde tidigare att koldioxidavgången till atmosfären kan ge en höjning av vattnets pH-värde. Vid blandning med surt nederbördsvatten spelar grundvattnets halt av vätekarbonat en viktig roll. Om denna är hög neutraliseras en stor del av syror i nederbördsvattnet. Bäckens blandning av grundvatten och regnvatten får därför högre pH-värde än vad vätejonkoncentrationerna och andelarna av respektive vatten i sig skulle ge.

När det utströmmande grundvattnet kommer i kontakt med atmosfären sker också reaktioner som tenderar att sänka pH-värdet. I syrgasfritt grundvatten kan trevårt järn ha reducerats till tvåvärt. När detta i utströmningsområdet åter oxideras med hjälp av luftens syre bildas vätejoner och vattnets pH-värde sänks.

Vid silikatvittring bildas, som vi sett, bl a aluminiumhydroxid ( $Al(OH)_3$ ). I mycket sur miljö (pH-värden mindre än 4,5) bildas fria aluminiumjoner ( $Al^{3+}$ ) och vatten av aluminiumhydroxiden och vätejoner. Dessa aluminiumjoner kan vandra nedåt i markprofilen, men när vattnet når en mindre sur miljö, t.ex grundvattnet, återbildas aluminiumhydroxiden och nya vätejoner frigörs. På detta sätt ersätter aluminiumjonen vätejonen som syratransportör vid mycket lågt pH-värde. Om inte aluminiumhydroxiden fanns skulle vattnet ha transporterat vätejonerna i stället för aluminiumjonerna. På samma sätt kan aluminiumjoner transportera syra från den omättade zonen till bäcken när grundvattnet stiger och ger upphov till ett lateralt flöde nära markytan.

Surstötter efter längre tids torka anses också hänga samman med att svavel, som oxideras till sulfat vid lågt grundvattenstånd, tvättas ut ur marken som svavelsyra och andra sulfater när grundvattenståndet stiger. Dessa surstötter har speciellt observerats i försurade områden.

Ett fenomen som bidrar till surstöten om våren är den omkristallisation som äger rum i ett snötäcke under vintern. Vattenånga transporteras från små till stora iskristaller, varvid lösliga föroreningar koncentreras i de krympande kristallerna, medan de späds ut i de växande. De förorenade kristallerna har lägre fryspunkt än de rena, vilket gör att såväl salter som syror har en benägenhet att lämna snötäcket med det första smältvattnet och ge extra surt smältvatten vid snösmältningens början.

Samtliga ovan nämnda processer ger surt bäckvatten när grundvattenståndet är högt eller stigande, dvs när avrinningen är stor eller ökande. Exemplet med surstötter visar hur viktigt det är att man känner till vattnets flödesvägar och de kemiska processerna längs dem för att man ska kunna förklara observerad vattenkvalitet. De kemiska reaktioner som sker när olika vatten blandas måste också beaktas.



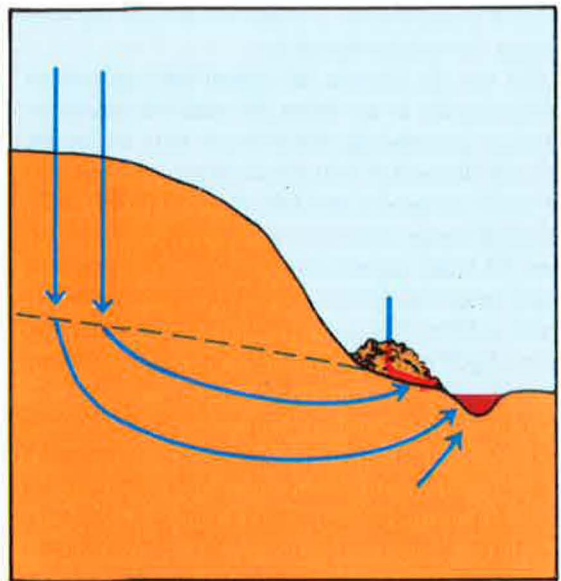
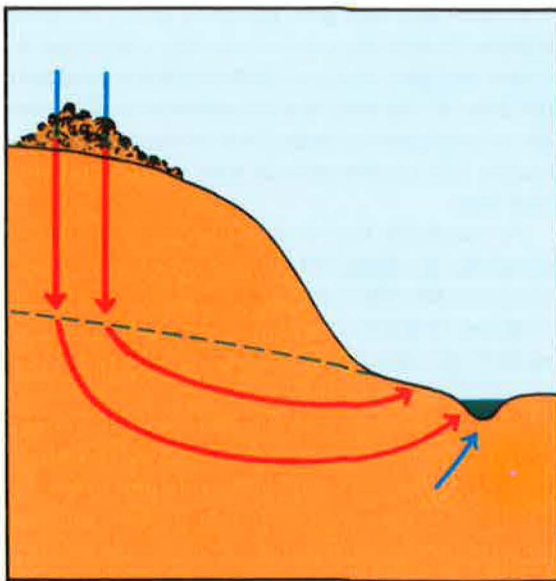


Fig 58. Valet av upplagsplats för avfall har stor betydelse för föroreningarnas spridning. Avfall som bryts ned i markens omättade zon kan deponeras i ett inströmningsområde. Här visas hur avfall som inte bryts ned kan påverka vattnet.

## Var i avrinningsområdet skall soptippen läggas?

Då och då ser vi i dagspressen rubriker om avfallsupplag som förstört grundvatten eller ytvatten. Kunde man med bättre val av plats för upplagen ha undvikit att smutsa ned vattnet? Kan vi använda vår kunskap om hur vattnet rör sig från inströmningsområden till utströmningsområden för att finna den bästa förvaringsplatsen för olika avfall?

Om vi lägger avfallet på ett inströmningsområde infiltrerar lakvattnet i jorden. Vissa typer av föroreningar fastläggs eller bryts ned i den omättade zonen, medan andra transporteras vidare med vattenflödet till grundvattnet. Grundvattnet nedströms upplaget blir förorenat och så småningom förorenas ytvattnet i utströmningsområdet. Bara det djupare grundvattnet, som infiltrerat långt upp i sluttningen, förblir opåverkat.

Om avfallet läggs på ett utströmningsområde går vi miste om den rening som kan ske i jorden. Men vi får ingen påverkan på grundvattnet och föroreningen blir lättare att hålla under uppsikt.

Vattnet i dräneringsdiken blir en blandning av lakvatten och rent grundvatten.

Ingen av dessa båda placeringar verkar lösa föroreningsproblemet på ett bra sätt. Man försöker därför lägga avfallet så att lakvattnet kan samlas upp och renas. Reningen underlättas om det är små vattenmängder som ska tas om hand. Avfallet bör därför placeras så att vattenflödet från omgivningen är litet, dvs tillrinningsområdet bör vara litet. Man försöker dessutom på olika sätt minska infiltrationen i avfallet för att därmed minska lakvattenmängderna.

För att man ska kunna samla upp lakvattnet bör avfall på ett inströmningsområde lagras på ett tätt underlag, så att allt lakvatten likt en källa rinner upp vid avfallshögens fot. Helt vattentäta underlag för våra soptippar går knappast att finna. Man har i stället rekommenderat en övre gräns för underlagets hydrauliska konduktivitet på  $10^{-7}$  m/s. Denna låga konduktivitet är dock tillräcklig för att infiltrera 10 mm per dygn. En stor del av den nederbörd eller det smältvatten som infiltrerar i avfallshögen kommer därför att perkolera vidare

ned till grundvattnet, i stället för att låta sig uppfångas vid avfallshögens fot.

Ett sätt att minska lakvattenflödet genom ett avfallsupplag är att täcka det med två jordlager: först ett grovkornigt och ovanpå detta ett jämförelsevis finkornigt. Om avfallshögens sidor sluttar får man, på samma sätt som visades i fig 16 sid 38, ett flöde längs nedkanten av den finkorniga jorden. Så länge regnintensiteten är måttlig kommer inget vatten att tränga genom täckmaterialet och ned i avfallet. Vid stora regnintensiteter kan man, som i fig 17 sid 39, få genombrott och perkolation genom avfallshögen. Totalt får man dock en minskning av lakvattenmängden.

Figur 59 visar med hjälp av den elektrolytiska ledningsförmågan hur föroreningar spridit sig från en soptipp vid Toronto i Kanada. Soptippen ligger i ett inströmningsområde nära grundvattenbeläggningen. Jorden i hela området består av sand som vilar på förhållandevis tät lera. Grundvattnet strömmar därför från soptippen mot bildens högra kant och för med sig lakvattnen från tippen. Sanden har en hydraulisk konduktivitet av

$7,5 \cdot 10^{-5}$  m/s och dess porositet är 35 %. Med hjälp av Darcys lag och uttrycket för vattenpartiklarnas hastighet kan partikelhastigheten beräknas till 20 m/år. Figuren visar situationen ca 40 år efter det att soptippen anlades. Den beräknade förflyttningen, 800 m, stämmer väl med föroreningsfrontens läge.

Av exemplet kan vi dra slutsatsen att det är olämpligt att lägga avfall högt upp i ett inströmningsområde eftersom allt grundvatten nedströms upplaget förorenas. Vi ser också att förorenings-spridningen kan pågå under lång tid och nå långt från utsläppspunkten.

Kanske är den bästa upplagsplatsen gränsen mellan inströmningsområde och utströmningsområde, ty vattnet som infiltrerar där strömmar snart ut igen utan att förorena djupare grundvattnet. Utströmmande grundvattenvolymer är mindre ju högre upp i ett utströmningsområde man kommer. Det blir därför förhållandevis lätt att där via dräneringsdiken samla upp lakvatten och grundvattnet för att sedan rena dem.

Kraven på avfallsupplag är naturligtvis olika för

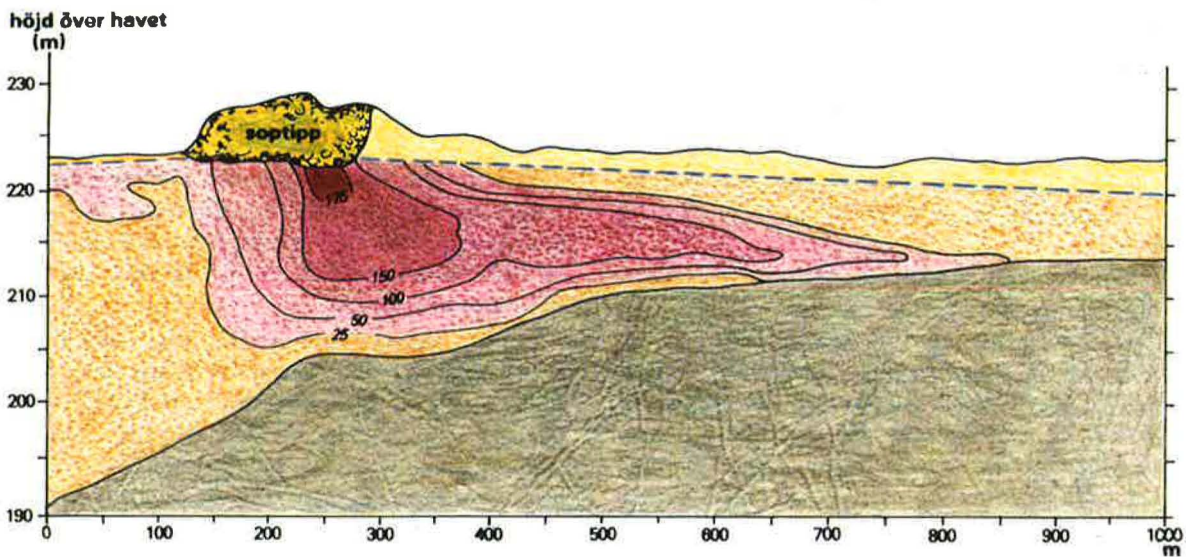


Fig 59. En soptipp har lagts högt upp i ett inströmningsområde nära Toronto, Kanada. Genom att mäta grundvattnets elektrolytiska ledningsförmåga har man kunnat visa hur det saltrika lakvattnet från tippen spritt sig i grundvattnet (ledningsförmåga i mS/m).



olika avfall. Det ställs större krav vid deponering av miljöfarligt avfall än för substanser som kan brytas ned i naturen. Om avfallet innehåller sulfider som pyritavfall från gruvor, är det viktigt att det lagras utan lufttillträde, alltså under grundvattenytan. I luft bildas svavelsyra, som kan vålla stor skada om det läcker ut i vattendrag.

## Markens mikroorganismer får rena hushållets avloppsvatten

Avloppsvatten från hushåll kan renas genom att man låter vatten infiltrera i jorden. Under perkolationen blir vattnet av med föroreningar genom mikroorganismers verksamhet och genom adsorption till jordpartiklarna. Reningen sker främst i kontaktytan mellan vatten och jordpartiklar. Den är därför effektivast i en finkornig jord. Men för att jorden ska kunna ta emot tillräckligt mycket vatten får den hydrauliska konduktiviteten inte vara för liten. Även om slam och större partiklar skiljts av före infiltrationen sätts porerna delvis igen vid tillförseln av avloppsvattnet. Jorden måste därför vara förhållandevis grovkornig: finsand, grusig morän eller grövre.

Vid infiltrationen av avloppsvatten, som sker på en knapp meters djup under markytan, sprids vattnet över en viss yta med hjälp av ett gruslager som lags i jorden. Om jorden på platsen är tillräckligt grovkornig och grundvattenytan ligger på betryggande djup låter man vattnet perkolera vidare ned till grundvattnet. I en finkornig jord och vid ytligt grundvatten får vattnet infiltrera i en konstgjord sandbädd. Efter perkolationen genom sandlagret tas vattnet då om hand och leds till ett lämpligt vattendrag. Denna konstruktion kallas infiltrationsbädd, till skillnad från den föregående som kallas infiltrationsanläggning. Infiltrationsanläggningen, dvs där infiltrationen sker i den naturliga markprofilen, ger i allmänhet bättre rening av vattnet än infiltrationsbädden. Orsaken är bl a att vattnet i infiltrationsanläggningen perkolerar genom ett förhållandevis mäktigt jordlager och att den naturliga jorden ofta innehåller

mer finpartiklar än infiltrationsbäddens tillförda sand.

Genom att man tillför avloppsvattnet i lämpliga mängder kan en syrgasrik miljö upprätthållas i jorden. Detta är en förutsättning för många mikroorganismers aktivitet. Bland de organismer som kan leva av att rena avloppsvatten finner vi grupper som oxiderar ammonium- och nitritkväve till nitratkväve, grupper som reducerar nitratkväve till kvävgas och dikväveoxidgas samt svavelreducerare. Vid försök med infiltrationsbäddar har man fått en nästan fullständig oxidation av avloppsvattnets organiska material, omkring hälften av fosforinnehållet har fastlagts medan minskningen av den totala kvävemängden varit mellan 10 och 50 %. I infiltrationsbäddar har vattnets innehåll av tarmbakterier minskat, men inte helt eliminerats. I väl utformade infiltrationsanläggningar har grundvattnet rakt under anläggningen varit praktiskt taget fritt från tarmbakterier.

## Den egna brunnen

Det grundvattenproblem som flest personer ställts inför gäller säkerligen den enskilda vattentäkten till villan, gården eller sommarstugan. Var ska brunnen grävas eller borraras, hur ska den utformas och hur ska den skyddas för att ge rent, gott och tillräckligt mycket vatten? Här spelar naturligtvis geologin på platsen en avgörande roll, men låt oss ändå ge några allmänna synpunkter utgående från de tidigare diskussionerna.

Hur mycket vatten man kan ta ut ur en brunn beror dels på grundvattenbildningen i brunnsens tillrinningsområde, dels på jordens eller berggrundens hydrauliska konduktivitet.

I Sverige utnyttjar hushållen omkring 200 liter vatten per person varje dygn. Som framhölls på sid 64 är grundvattenbildningen i stort sett lika med den specifika avrinningen, dvs bäckarnas vattenföring per ytenhet av avrinningsområdet. I Sverige är den specifika avrinningen minst i Östersjölandskapen, med ett flerårsmedelvärde omkring 180 mm/år. Med denna grundvattenbildning krävs för



varje person en yta av  $200 \cdot 365/180 = 400 \text{ m}^2$ . För ett hushåll krävs kanske  $2000 \text{ m}^2$ , vilket motsvarar en cirkel med 25 m radie. Vid enskild bebyggelse räcker därför den lokala grundvattenbildningen till för hushållens behov. Men det gäller att man kan få ut grundvattnet ur jorden och att det är av god kvalitet. Låt oss först se på grundvattnets tillgänglighet.

### Grundvatten finns överallt

På de allra flesta platser i Sverige finns grundvatten på rimligt djup under markytan. Man når grundvattnet var man än gräver, driver ett rör eller borrar. Men för att vattnet ska kunna utnyttjas måste jordens eller berggrundens transmissivitet vara så stor att man kan få det grundvatten som bildas i brunnens omgivning att rinna till brunnen.

I sorterade jordar med kornstorlek från grovmo och uppåt liksom i grovkornig morän (grusig morän) är konduktiviteten inte begränsande för hushållsbrunnens vattentillgång. Förutsatt att den geologiska avlagringen är någorlunda stor och grundvattenzonen någorlunda mäktig kan tillräckligt mycket vatten ledas till brunnen.

I finkornig morän (sandig, moig eller lerig morän) gäller det att hitta platser med sandiga eller grusiga skikt med en viss utsträckning under grundvattenytan. Vid uttag ur brunnen kommer ett sådant skikt, där konduktiviteten är jämförelsevis hög, att samla vatten från ovanliggande jordlager och leda det till brunnen. Det vertikala flödet från de tätare lagren är visserligen litet, men genom att det sker över en stor area kan det sammanlagda vattentillskottet bli stort.

Dalgångar med morän- eller sandlager under lera är ofta mycket gynnsamma för vattentäkter. I dessa slutna akviferer (jfr sid 63) utnyttjas grundvattenbildningen i dalgångens sidor, utanför det lertäckta området.

Vid brunnborrning i urberggrund letar man efter sprickzoner som kan leda tillräckligt mycket vatten till brunnen. Vattenförande sprickor i berg står vanligen, liksom de grövre skikten i moränen, i kontakt med grundvatten som bildas över en

betydande yta. Därför är grundvattenbildningen i allmänhet tillräcklig och brunnens kapacitet bestäms av sprickornas vattenledningsförmåga närmast brunnen. Bergborrade brunnar ger ofta tillräckligt mycket vatten för enskilda hushåll. Men deras kapacitet är måttlig och för att tillgodose större behov krävs vanligen brunnar i grovkorniga jordar.

Vattenutnyttjandet i ett hushåll varierar som bekant under dygnet, men i en jord med låg konduktivitet kanske det största möjliga grundvattenflödet till brunnen bara motsvarar medeluttaget. För att tillfälliga större uttag ska kunna tillgodose krävs då att det finns ett vattenmagasin i brunnen. Magasinet minskar tillfälligt, dvs vattenytan sjunker, när vatten tas ur brunnen. Under övriga perioder fylls det åter av grundvattentillrinningen. I morän krävs i allmänhet sådana brunnsmagasin. I en gynnsam grovkornig jord kan grundvattenflödet till en rörspets å andra sidan bli tillräckligt för att klara även de större uttagen.

### Tillrinningsområdet växer vid uttag

När vatten tas ur en brunn sänks vattenytan i brunnen under den ursprungliga grundvattennivån. Grundvattenytan i omgivningen kommer att luta mot brunnen och det uppstår ett flöde mot brunnen. Vid jämvikt mellan uttag och avsänkning är grundvattenföringen genom varje tänkt cylinderyta kring brunnen lika med uttaget. De cylindriska tvärsnittsytorerna för grundvattenströmningen blir allt mindre ju närmare brunnen man kommer genom att deras radie och även deras höjd minskar. Flödet i jorden, dvs grundvattenföringen per tvärsnittsarea ( $Q/A$ ), är därför störst närmast brunnen. Eftersom flödet är proportionellt mot grundvattenytans lutning måste lutningen öka mot brunnen. Grundvattenytan bildar en så kallad avsänkningstratt, med brunnen som spets. Trattens utseende beror på uttagets storlek och jordens konduktivitet. I en finkornig jord krävs stor lutning hos grundvattenytan för att upprätthålla ett visst flöde. Avsänkningstratten blir därför djup och brant. I en grovkornig jord ger samma uttag en grund och flack tratt. Vid lika stor avsänkning

i de bägge brunnarna, vilket innebär ett större uttag ur den grovkorniga akviferen, breder avsänkningstratten ut sig över ett större område i den grovkorniga än i den finkorniga akviferen. Fördelen med en hög konduktivitet är dels att man tillfälligt kan ta ut mycket vatten, dels att man på lång sikt kan utnyttja grundvatten som bildas inom ett stort område kring brunnen.

Den effektiva porositeten används ofta för att karakterisera en akvifer. Den anger som nämnts (sid 63) förhållandet mellan grundvattnets magasinsändring och vattenståndsändring. Ju mindre den effektiva porositeten är, desto snabbare sjunker grundvattenytan när ett uttag påbörjas. Men den inverkar inte på uttagets storlek vid jämvikt, vilket enligt ovan bestäms av konduktiviteten.

Vissa brunnar sinar tillfälligt efter längre perioder med liten grundvattenbildning, t ex på senvintern eller på sommaren. Det beror på en kombination av naturlig avklingning av grundvattnenivån (jfr fig 32 sid 66) och avsänkning på grund av vattenuttaget. I morän kan det hända att grundvattnenivån sjunkit under ett grovt skikt som samlar vatten till brunnen. Ytterligare uttag medför då att vattenytan i brunnen sjunker snabbt. I en grovkornig jord ligger grundvattenytan ofta förhållandevis djupt, men vattenståndets naturliga variationer är små under året och dessutom behöver brunnen inte nå så djupt under den naturliga grundvattenytan för att ge en viss kapacitet. I en finkornig jord är å andra sidan grundvattnet ofta ytligare, men variationerna under året är stora och brunnen måste nå djupt under den naturliga grundvattenytan för att tillräckligt mycket vatten ska rinna till. För att klara torrperioder krävs därför en djup brunn även där.

Tillrinningsområdet till en brunn ur vilken inget vatten tas är ofta mycket litet. Vid plant sluttande grundvattenyta är det bara en smal remsa uppströms brunnen. Men när vatten tas ur brunnen länkas flödeslinjerna av mot brunnen genom den avsänkningsträtt som uppkommer i den naturliga grundvattenytan och tillrinningsområdet ökar drastiskt. Vid likartad geologi bör man få den

bästa kapaciteten i en brunn med någorlunda stort naturligt tillrinningsområde.

### Några naturliga kvalitetsproblem

Med tanke på de kemiska förändringar som sker hos vattnet under dess färd genom avrinningsområdet är det inte förvånande att vattnets naturliga sammansättning varierar mycket mellan olika brunnar. Vi har bl a framhållit att salthalten ökar och vätejonkoncentrationen minskar (pH-värdet ökar) längs grundvattnets flödesvägar. Även om vattenkvaliteten i hög grad bestäms av den lokala geologin, kan några allmänna påpekanden göras utgående från vattnets strömning.

Många brunnsvatten har alltför höga järnhalter. Det ger bl a rostfärgning av badkar och handfat. Vid mycket höga halter ger järnet lukt och smak åt vattnet. Eftersom järn finns i många mineral (jfr tabell sid 110) förekommer det allmänt i jord och berg, vilket podsolprofilens rostjord är ett synligt tecken på. Men om det utlösta järnet transporteras med vattnet till en brunn eller ej beror till stor del på grundvattnets syrgasförhållanden och dess kontakt med organiskt material, dvs på strömningsvägarna.

Föreningar med tvåvärt järn ( $Fe^{2+}$ ) är lösliga och det är främst i form av tvåvärda joner som järnet transporteras med vattnet i jorden. När det finns löst syrgas i vattnet oxideras det tvåvärda järnet till trevärt ( $Fe^{3+}$ ) och bildar svåröslig järnhydroxid (rost,  $FeO(OH)$ ) som fälls ut och inte transporteras vidare. (Om organiska syror är närvarande kan dessa dock komplexbinda det tvåvärda järnet till kelat (jfr sid 111) så att det kan finnas kvar i lösning även i syrgashaltigt vatten. Detta är fallet i blekjorden. I rostjorden fälls dock det tvåvärda järnet ut när de organiska syror bryts ned eller omvandlas.) För att trevärt järn ska reduceras till tvåvärt krävs dels att syrgasbrist råder, dels att det finns organiskt material eller något annat reduktionsmedel som kan utnyttja järnet som oxidationsmedel. Järn som avsätts i rostjorden vid lågt grundvattenstånd kan reduceras om grundvattenståndet senare blir så högt

att det når upp i rotzonen. Syrgasen som förbrukas vid rotandningen kan då inte ersättas med ny syrgas, varför syrgasfria förhållanden inträder och därmed förutsättning för reduktion av trevärt järn till tvåvärt. Brunnar vars tillrinningsområden helt eller delvis består av sådana områden har därför ofta järnhaltigt vatten. Om kontakten mellan luften och brunnens vatten är god, så att vattnet syresätts, oxideras dock en del av järnet och fälls ut som rostfärgade flockar i brunnen.

Den vanligaste formen av mangan i naturen är brunsten ( $MnO_2$ ). Där är manganet fyrvärt. Trevärt mangan bildar hydroxid ( $MnO(OH)$ ) i vatten och fälls ut som en svart fällning. I syrgasfri miljö reduceras såväl trevärt som fyrvärt mangan till tvåvärt. Liksom tvåvärt järn är detta vattenlösligt. Mangan verkar alltså på likartat sätt som järn och höga järnhalter i brunnsvatten följs ofta av höga manganhalter.

Organisk substans i ett syrefritt grundvatten kan också reducera sulfatjoner och nitratjoner. Vid reduktionen av sulfatjoner bildas illaluktande svavelväte ( $H_2S$ ). Nitratjoner kan reduceras till kvävgas.

Det finns alltså flera skäl att lufta ett syrgasfritt grundvatten. Detta görs ofta i kommunala vattenverk, t ex genom att luft blåses in underifrån genom råvattnet. Reducerade former av järn och mangan oxideras och fälls ut och lösta gaser, som svavelväte, drivs ut ur vattnet.

Vattnets halt av kalcium och magnesium, dvs dess hårdhet, bestämmer andra viktiga egenskaper hos brunnsvattnet. Mjukt vatten löser upp betong och ökar risken för korrosion på vattenledningar. Därför tillför man ibland kalciumkarbonat till mjukt vatten.

Hårt vatten kräver mer tvättmedel än mjukt, på grund av att en del av tvättmedlet bildar svårlösliga föreningar med kalcium. När man kokar hårt vatten avsätts kalcium och magnesium i kokkärlet. Man kan minska vattnets hårdhet med hjälp av avhärdningsfilter. Sådana filter fungerar som jonbytare, där vattnets kalcium och magnesium byts mot natrium som tillsätts jonbytaren i form av koksalt (natriumklorid).

Orsaken till hårt grundvatten är vittring av kalcium- och magnesiummineral. Grundvattnets hårdhet ökar därför med dess ålder och vattnet blir särskilt hårt i områden med kalkberggrund eller kalkrika jordar.

Ibland kan vattnet i en brunn vara kraftigt färgat av humusämnen. Detta inträffar särskilt under vår och höst, när grundvattenytan står nära markytan och i kontakt med organiskt material. Ytligt grundvatten kan då snabbt transporteras till brunnen och tränga in mellan otäta brunnringar. Ett sådant vatten kan ha hög halt av lösta humusämnen, men ändå innehålla löst syrgas. Det kan vara järnhaltigt eftersom trevärt järn kan transporteras med humussyrorna i form av kelat.

### *En användbar brunn kan lätt bli oandvändbar*

Den vanligaste skadan på en vattentäkt är att vattnets kvalitet försämras, men även kapaciteten kan minska på grund av mänskliga ingrepp.

Genom grävning eller stora vattentag i omgivningarna till en brunn kan grundvattenytan sänkas så att brunnskapacitet inte längre räcker till. Risken för påverkan är störst i en grovkornig jord, där grundvattenytan, som framhölls ovan, kan sänkas på stora avstånd från ett ingrepp. Grävning på grundvattnets uppströmssida medför störst risk, eftersom det naturliga grundvattenflödet då kan länkas av så att grundvattenytan kring brunnen sjunker (jfr dikningen av skogsmark sid 127). Brunnar som får sitt vatten genom grövre skikt i en finkornig jord kan vara mycket känsliga för ingrepp. Det vattenledande skiktet kan t ex skäras av genom dikning i brunns omgivning.

Grundvattennivåns variation under året och mellan olika år gör att det kan vara svårt att bedöma om minskad vattentillgång i en brunn beror på ingrepp eller naturliga variationer hos grundvattenbildningen (jfr fig 6 sid 18). I många fall återhämtar sig brunnen när nederbörden åter ökar efter en period med nederbördsunderskott. Grundvattennätet vid Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) följer grundvattenståndet i ett antal opåverkade områden på olika platser i Sverige. Dessa observationer kan vara till hjälp när man



ska bedöma eventuell påverkan på vattentillgången i en brunn.

Tidigare goda brunnar i kusttrakter kan plötsligt ge salt vatten när grundvattennivån sjunkit genom ökat uttag ur brunnen eller ur brunnar i omgivningen. Utefter en havsstrand finns alltid en gränsyta där sött och salt vatten möts. Denna gränsyta sluttar från stranden in under land, på grund av att det söta grundvattnet, som har lägst densitet, flyter ovanpå det salta. Djupet till gränsytan på en plats beror på grundvattennivån på platsen och på densiteten hos det salta och söta vattnet. På Västkusten är djupet till gränsytan ungefär 40 gånger grundvattenytans höjd över havsytan. På Ostkusten är motsvarande djup ungefär 250 gånger grundvattenytans höjd. Skillnaden beror på att havens salthalt och därmed deras densitet är olika. När grundvattenytan sänks en meter höjs saltgränsen 40 respektive 250 m. Om brunnens intag sker under havsytagens nivå kan en avsänkning således ge saltvatteninträngning i brunnen, även om grundvattennivån i brunnen ligger över havsytagens nivå. Grundvattentäkter i kusttrakter bör därför planeras gemensamt, så att grundvattennivån i området hålls på en tillräckligt hög nivå. (Även djupa brunnar långt från kusten kan ge salt vatten. I vårt land är det då fråga om mycket gammalt vatten, från den tid då området låg under havet.)

Eftersom brunnar ligger nära bebyggelse och mänsklig verksamhet har vattnet stora möjligheter att bli förorenat på sin väg till brunnen. Vattnet löser upp och transporterar många av de föroreningar som tillförs marken i brunnens tillrinningsområde. För att skydda en brunn mot föroreningar gäller det först och främst att avgöra varifrån brunnsvattnet kommer, dvs att uppskatta brunns tillrinningsområde. För en jordbrunn kan detta göras förhållandevis säkert, genom nivåbestämning av grundvattenytan i ett antal punkter kring brunnen (jfr fig 18, sid 41). Har man inte möjlighet till det kan man få god vägledning om den naturliga flödesriktningen av markytans topografi och de geologiska förhållandena. Vat-

tenytan i diken, liksom andra fria vattenytor, är vanligen delar av grundvattenytan som är lätta att höjdbestämma. Avsänkningstrattens utseende är dock svår att bestämma utan mätningar. Tillrinningsområdet till en bergborrad brunn är alltid mycket svår att bestämma, eftersom det beror på sprickornas orientering och utbredning. De djupa sprickorna kan få sitt vatten på höjder långt bortom det lokala tillrinningsområdet, men de kan också fyllas på strax intill brunnen.

Vissa föroreningar försvinner efter en tid i jorden, t ex en stor del av hushållets avfallsprodukter (jfr sid 135). Därför spelar grundvattnets uppehållstid mellan föroreningspunkt och vattentäkt en viktig roll. Efter 60 dygn anses grundvattnet säkert med avseende på smittospridning. Vattnets uppehållstid i den omättade zonen är en kanske ännu viktigare faktor, eftersom nedbrytningen är mest effektiv där. En mäktig omättad zon är ett gott skydd mot många föroreningar. Men andra föroreningar, t ex nitrat, transporteras av vattnet utan större förändringar. För sådana är hela tillrinningsområdet ett riskområde. Genom molekylär diffusion och genom att vattenpartiklarna rör sig med något olika hastighet sprids en förorening som tillförs i en punkt till ett allt större "moln" som transporterats med grundvattenströmningen, liksom röken ur en skorsten sprids till en plym i luften. En lång strömningssväg medför visserligen att föroreningen späds ut genom att molnet växer och att den kommer fram sent till brunnen. Men effekten av en kortvarig föroreningstillförsel kan bli mycket långvarig när den väl börjat märkas i brunnen.

I kapitel 3 och 6 har vi diskuterat vattenpartiklarnas hastigheter under naturliga förhållanden. Den vertikala hastigheten i den omättade zonen är ofta låg, med medelhastigheter kring någon eller några meter per år. Dessa hastigheter gäller vid naturlig vattentillförsel till markytan, dvs vid en vattentillförsel som sker förhållandevis långsamt. Om man istället slår ut en tunna förorenat vatten uppkommer nära mättade förhållanden i jorden och de tillförda vattenpartiklarna kan snabbt nå

flera meter ned i den omättade zonen genom grövre porsystem (jfr fig 20 sid 43). Grundvattnet kan då förenas mycket snabbt.

Vid naturlig grundvattenströmning i jord torde vattenpartiklarnas hastighet vara kring 0,1—1 m/dygn i jordar som utnyttjas som akviferer. En grovkornig jord ger i sig inte större partikelhastigheter under naturliga förhållanden är en finkornig. Genom att porositeten är ungefär lika i olika jordarter, kanske 30 %, motsvarar varje flöde en viss partikelhastighet (jfr ekv på sid 42). Vid lika stor grundvattenbildning är grundvattenföringen, dvs framrunnen volym per tidsenhet, densamma på ett visst avstånd från vattendelaren, oberoende av jordart. Flödet, och således partikelhastigheten, bestäms då av tvärsnittsarean, dvs grundvattenzonens mäktighet. Om denna är lika är partikelhastigheten densamma i en grovkornig och i en finkornig jord (men grundvattenytans lutning är störst i den finkorniga jorden). Om å andra sidan lutningen är densamma är grundvattenzonen tunnast och partikelhastigheten störst i den grovkorniga jorden. Detta är fallet för flödet i en finkornig jord med ett grovt skikt. Där är totalpotentialgradienten i stort sett densamma i de bägge jordarterna, lika med grundvattenytans lutning. Detta ger störst flöde och partikelhastighet i det grova skiktet. Det kan också vara fallet i jordar på tät, lutande underlag (jfr fig 49) där grundvattenzonens mäktighet bestäms av jordens konduktivitet. I många fall bestäms dock grundvattennivån i en grovkornig jord av en tröskelnivå (jfr sid 80), vilket kan ge en mäktig grundvattenzon med litet flöde och låg partikelhastighet (och liten lutning hos grundvattenytan) hos den grovkorniga jorden.

I urberggrund kan vattnets naturliga partikelhastighet vara förhållandevis stor. Eftersom porositeten är mycket liten jämfört med i jord är partikelhastigheten vid ett visst flöde många gånger större än motsvarande hastighet i jord. Vid ett preliminärt spårämnesförsök i Klotenområdet uppmättes en naturlig, största partikelhastighet av omkring 10 m/dygn hos det ytliga berggrundvattnet.

Partikelhastigheten kring en brunn som an-

vänds skiljer sig från den naturliga till såväl riktning som storlek. De uttag som görs ur en hushållsbrunn i en jordakvifer medför emellertid sällan några dramatiska hastighetsökningar hos grundvattenströmningen, bortsett från i de närmaste metrarna kring brunnen. Om grundvattenzonens mäktighet vid ett uttag av 2000 liter/dygn är 1 m på 2 m avstånd från brunnen blir partikelhastigheten där omkring 0,5 m/dygn. På 10 m avstånd ger samma uttag och mäktighet 0,1 m/dygn. Siffrorna anger medelhastigheter beräknade med ekv på sid 42 för cylindriska tvärsnittsareor och en porositet av 30 %. Om det sker flöde i grövre linser eller makroporer är partikelhastigheten i dessa betydligt större. Vanligen är det just denna största hastighet som är intressant. I en bergborrad brunn kan även förhållandevis små uttag ge stora partikelhastigheter. Vid pumpning i urberggrund har hastigheter kring 30 m/dygn uppmätts vid avstånd av 30 m mellan spårämnesinjektion och brunn. (Siffran anger medelhastighet över sträckan, nära brunnen är hastigheten ännu större.) Bergborrade brunnar i områden med hällmark eller tunt jordtäckte kan därför vara känsliga för föroreningar på 100-tals meter från brunnen.

Om uttaget ur en brunn ökas, ökar tillrinningsområdet genom att avsänkningstratten blir vidare. Platser som tidigare befann sig "nedströms" kan nu befinna sig "uppströms" och tidigare ofarliga föroreningskällor kan komma att påverka brunnsvattnet. Så länge man bar vatten från en handpump var vattnet rent, men när elektrisk pump installerades och vattenutnyttjandet mångdubblades kan brunnsvattnet ha blivit oanvändbart.

Ett vanligt problem är att det sker någon form av rundgång på hushållsvattnet. Brunnen förorenas av en infiltrationsanläggning eller en läckande avloppsledning. Infiltrationsanläggning och brunn bör placeras så att grundvattenytan vid infiltrationsanläggningen alltid är lägre än lägsta vattennivån i brunnen vid uttag. Om detta villkor är uppfyllt rekommenderas i Sverige ett minsta avstånd av 50 m mellan täkt och infiltration.

I många brunnar blir vattnet dåligt under perioder med riklig vattentillgång, dvs vid snösmält-



ning och ibland under hösten. Orsaken kan vara högt grundvattenstånd och ändrade strömningsförhållanden i jorden. Det grundvatten som når brunnen vid högt grundvattenstånd har i genomsnitt haft kortare uppehållstid i jorden än det grundvatten som når brunnen vid andra tidpunkter. Den omättade zonen är tunnare och föroreningar som tillförts från markytan hinner inte brytas ned innan de når grundvattnet. När grundvattnivån stiger och mättar en del av den omättade zonen kan dessutom tidigare relativt orörliga föroreningar snabbt börja transporteras i sidled med grundvattenströmningen. En läckande avloppsledning, som tidigare befann sig i den omättade zonen, kan nu tillfälligt hamna i grundvattenzonen så att föroreningarna snabbt når brunnen. Dessutom ökar det "naturliga" grundvattenflödet och partikelhastigheten, så att föroreningar från mer avlägsna platser kan nå brunnsområdet innan de brutits ned. Denna effekt bör bli kännbar efter en längre tid med högt grundvattenstånd.

Hortonsk ytavrinning från brunns närmaste omgivning, liksom smältvatten och regnvatten direkt på brunnslocket, kan också transportera föroreningar till brunnen. Hushållsbrunnen ligger ju ofta nära mark som trampats till och på annat sätt påverkats av människor och fordon så att infiltrationskapaciteten försämrats.

I en dansk undersökning av grävda brunnar fann man att vattnets bakteriehalt med stor säkerhet kunde förutsägas ur brunns konstruktion och placering. I vettigt placerade, täta brunnar, med intag endast i botten, fanns inga tarmbakterier. Därefter ökade bakteriehalten, som väntat, med otäta lock och brunnsväggar och minskade avstånd till gödselstackar och avloppsbrunnar.

### Brunn i inströmnings- eller utströmningsområde?

Det finns goda brunnar i både inströmnings- och utströmningsområden. Eftersom avsänkning i en brunn skapar ett tillrinningsområde, kan man i någorlunda flack terräng mycket väl tänka sig en

brunn även på den naturliga grundvattendelaren. En brunn som används blir ett litet utströmningsområde, en utströmningspunkt. Många äldre brunnar utnyttjar källor, dvs naturliga utströmningspunkter som bildats genom någon geologisk oregelbundenhet, t ex där ett tätt skikt når upp till markytan eller vid ett hål i ett tätande lerlager över en sluten akvifer.

En bra plats för en brunn bestäms av geologin snarare än topografin. I vissa fall, t ex i sprickdalar, sammanfaller dock geologiska och topografiska önskemål. Där är jordtäckets mäktigt och jordlagren ofta gynnsamma för grundvattenutvinning, berggrunden är ofta uppsprucken och tillrinningsområdet är stort. Vid foten av sluttningar, särskilt av konkava terrängformer, är dessutom grundvattenytan hög och de naturliga vattenståndsvariationerna förhållandevis små.

Ur föroreningssynpunkt bör grundvattnet inte vara alltför ytligt kring brunnen. Mättade utströmningsområden är därför olämpliga om inte utströmningen är mycket stor, som i en rikt flödande källa. Om grundvattnivån ständigt kan hållas låg, genom uttaget ur brunnen eller genom dränering av det ytliga grundvattnet, kan vattnet dock hålla god kvalitet även i ett tidigare mättat utströmningsområde. I omättade utströmningsområden, med grundvattenytan någon meter under markytan, bör vattenkvaliteten vara god. Särskilt liten risk för föroreningar är det i brunnar i slutna akviferer, t ex i grovkornig jord under lera. I dessa utströmningsområden sker normalt ett flöde från den grova jorden upp genom leran. Föroreningar i lerans grundvatten, t ex nitrat från jordbruket, kan därför inte påverka brunnsvattnets kvalitet. Vid stora uttag kan dock flödesrikningen bli nedåtriktad nära brunnen. Men eftersom lerans konduktivitet är mycket liten och lerlagret ofta mäktigt blir flödet litet och eventuella föroreningar späds ut av annan vattentillförsel till brunnen.



## Några grundläggande kemiska begrepp

Grundämne	Ämne som bara innehåller atomer med samma kärnladdning.
Atom	Den minsta beståndsdel av ett grundämne som behåller ämnets egenskaper. Atomerna är uppbyggda av en positivt laddad kärna omgiven av ett moln av elektroner, var och en med en negativ laddning. Kärnan består i sin tur av protoner, var och en med en positiv laddning och neutroner utan laddning.
Jon	En atom med obalans mellan antal protoner och elektroner.
Katjon	En atom som förlorat en eller flera elektroner och som därför är positivt laddad (t ex natriumjonen, $\text{Na}^+$ ).
Anjon	En atom som erhållit en eller flera elektroner och som därför är negativt laddad, t ex kloridjonen ( $\text{Cl}^-$ ).
Syra	Ett ämne som kan avge protoner, dvs vätejoner ( $\text{H}^+$ ).
Bas	Ett ämne som kan uppta protoner. (Det finns allmännare definitioner på syra/bas.)
Baskatjon	Kalium ( $\text{K}^+$ ), Kalcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ), Magnesium ( $\text{Mg}^{2+}$ ), Natrium ( $\text{Na}^+$ ), som bildar basiska oxider.
Sur katjon	Aluminium ( $\text{Al}^{3+}$ ), Järn ( $\text{Fe}^{3+}$ ), som bildar sura oxider.
Oxidation	Förlust av elektroner, t ex $\text{Fe}^{2+}(\text{aq}) \rightarrow \text{Fe}^{3+} + \text{e}^-$ .
Reduktion	Upptag av elektroner, t ex $\text{O}_2(\text{aq}) + 2\text{H}_2\text{O} + 4\text{e}^- \rightarrow 4\text{OH}^-$ .
Redox	En oxidation av ett ämne medför alltid en reduktion av annat och ovanstående kan kombineras till $4\text{Fe}^{2+}(\text{aq}) + \text{O}_2(\text{aq}) + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 4\text{Fe}^{3+}(\text{aq}) + 4\text{OH}^-$ .
Jonbyte	En substans som har en jon löst bundet till sig kan få denna utbytt mot en annan jon med samma laddning i en miljö rik på den nya jonen. Om substansen har positiva joner löst bundna kallas den katjonbytare, medan den kallas anjonbytare om den har negativa joner löst bundna. I marken förekommer nästan bara katjonbytare.
Kemisk jämvikt	Många kemiska reaktioner kan i naturen gå åt båda hållen. När reaktionshastigheten från vänster till höger i en kemisk formel är lika stor som från höger till vänster sägs kemisk jämvikt råda. Åt vilket håll reaktionen går bestäms, förutom av tryck och temperatur, av koncentrationen av de ämnen som deltar i reaktionen.
Basmättnadsgrad	Andelen katjonbytespositioner besatta av baskatjoner (resten är upptagna av sura katjoner, framför allt väte- och aluminiumjoner).
Buffertverkan	Svaga syror eller baser motverkar pH-ändringar i en lösning genom en jämviktsförskjutning om starka syror eller baser tillsätts. T ex dissocieras bikarbonatjonen i en karbonatjon och en vätejon $\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$ Sätter man till vätejoner (stark syra) förskjuts jämvikten ovan till vänster, varför ökningen av antalet vätejoner i lösningen blir mindre än det tillsatta antalet.
Ekvivalent	Det antal gram av en jon som jonens molekylvikt anger, dividerat med jonens laddning.
pH	Logaritmen för vätejonkoncentrationen i ekvivalenter per liter med ombytt tecken, $-\text{pH} = -\text{p}[\text{H}^+]$ .

Fällning	Fast substans som avskilts ur en vätska. Det är också den operation genom vilken substansen avskiljs. En fällning uppstår vanligen genom en kemisk reaktion, t ex när joner i en lösning sammanträffar och bildar en svårslöslig förening. En fällnings konsistens kan vara kristallinisk, flockig, finkornig osv.
Lösning	Homogen blandning av två eller flera fasta, flytande eller gasformiga ämnen. Den komponent som föreligger i störst mängd kallas för lösningsmedel och de övriga för lösta ämnen.

### Kemiska beteckningar som förekommer i texten

Al	Aluminium	Mg	Magnesium
AlOOH	Diaspor	Mn	Mangan
C	Kol	MnO <sub>2</sub>	Brunsten
Ca	Kalcium	MnO(OH)	Manganhydroxid
CO <sub>2</sub>	Koldioxid	N	Kväve
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	Karbonatjon	Na	Natrium
Fe	Järn	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	Ammoniumjon
FeO(OH)	Järnhydroxid (rost)	NO	Kväveoxid
FeS <sub>2</sub>	Pyrit	NO <sub>2</sub>	Kvävedioxid
H	Väte	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Nitratjon
H <sup>+</sup>	Vätejon	O	Syre
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Vätekarbonatjon	OH <sup>-</sup>	Hydroxyljon
H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	Kolsyra	P	Fosfor
H <sub>2</sub> O	Vatten	S	Svavel
H <sub>2</sub> S	Svavelväte	SO <sub>2</sub>	Svaveldioxid
H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Svavelsyra	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Sulfatjon
H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	Kiselsyra	Si	Kisel
K	Kalium	Ti	Titan

## Matematiska beteckningar

$A$	Tvårsnittsarea, avrinningsområdets area	$T$	Transmissivitet. Temperatur
$A_e$	Effektiv tvårsnittsarea	$U$	Elektrisk spänning (potentialskillnad)
$A_u$	Det mättade utströmningsområdets area	$V_g$	Avrunnen volym grundvatten
$b$	Bredd	$V_p$	Avrunnen volym färskt regn- eller smältvatten
$c_b$	Spårämneskoncentration i bäckvatten	$V_t$	Total avrunnen volym
$c_g$	Spårämneskoncentration i grundvatten	$v$	Hastighet
$c_p$	Spårämneskoncentration i regn- och smältvatten	$v_d$	Darcy-hastighet, flöde
$E$	Avdunstning (evapotranspiration)	$v_p$	Vattenpartiklarnas hastighet (medelhastighet i makroskala)
$g$	Tyngdaccelerationen	$w$	Vattenhalt uttryckt som viktandel
$h$	Höjd, grundvattennivå	$X$	Andel grundvatten i bäckvattnet
$I$	Elektrisk ström	$x$	Sträcka, koordinatriktning
$K$	Hydraulisk konduktivitet	$z$	Höjd, koordinatriktning
$M$	Magasinskoefficient (effektiv porositet för öppen akvifer)	$\alpha$	Kontaktvinkel mellan menisk (den krökta ytan hos en vätska i ett smalt rör) och vägg
$m$	Måktighet	$\gamma$	Ytspänning. Elektrolytisk ledningsförmåga
$P$	Nederbörd	$\Delta$	Förändring, skillnad
$p$	Porositet	$\delta^{18}O$	Relativ avvikelse i $^{18}O$ -halten hos ett vattenprov från $^{18}O$ -halten hos det internationella standardvattnet SMOW (Standard mean ocean water)
$PE$	Potentiell avdunstning	$\theta$	Vattenhalt uttryckt som volymandel
$Q$	Vattenföring	$\varrho$	Densitet (täthet)
$R$	Avrinning, grundvattenbildning. Resistans mot elektrisk ström	$\phi$	Vattnets totala potential
$r$	Radie	$\psi$	Vattnets tryckpotential (bindningspotential)
$r_a$	Aerodynamisk resistans		
$r_s$	Ytresistans		
$S$	Magasinsinnehåll		



# Litteratur

## Använd litteratur

Litteraturreferenserna är ordnade i den ordning de används i texten och figurerna. Sidhänvisningarna anger var referenserna förekommer. Referenser utan sidhänvisning avser hela kapitlet.

### Kapitel 1

- Sid 4 Kircher, A. 1664. *Mundus subterraneus*. Apud J. Janssonium & E. Weyerstraten, Amsterdam. 866 sid.
- 5 Perrault, P. 1678. *De l'origine des fontaines*. Paris. Utgiven av A. LaRocque: On the origin of springs. Hafner, New York 1967. 209 sid.
- 6 Horton, R. E. 1933. The rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union* 14:446-460.
- 7 Betson, R. P. 1964. What is watershed runoff? *J. Geophys. Res.* 69:1541-1552.
- 8 Dunne, T. & Black, R. D. 1970. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resour. Res.* 6:1296-1311.
- 8 Dunne, T. 1983. Relation of field studies and modelling in the prediction of storm runoff. *J. Hydrol.* 65:25-48.
- 8 Sklash, M. G. & Farvolden, R. N. 1979. The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.* 43:45-65.
- 8 Rodhe, A. 1981. Spring flood — melt-water or groundwater? *Nordic Hydrology* 12:21-30.
- 8 Hewlett, J. D. & Hibbert, A. R. 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. I: W. E. Sopper & H. W. Lull

(Eds.), *Int. Symp. on Forest Hydrology (1965)*, Penn. state univ. Pergamon press, New York. Sid. 275-290.

- 8 Kirkby, M. J. (Ed.) 1978. *Hillslope hydrology*. John Wiley & Sons, Chichester. 389 sid.
- 8 Ward, R. C. 1984. On the response to precipitation of headwater streams in humid areas. *J. Hydrol.* 74:171-189.
- 8 Gustafsson, Y. 1970. Topografins inverkan på grundvattenbildningen. I: E. Eriksson, Y. Gustafsson & K. Nilsson (Eds.), *Grundvatten*. PA Norstedts & Söners förlag, Stockholm. Sid. 15-33. (Tidigare i E. Eriksson, Y. Gustafsson & K. Nilsson (Eds.), *Ground water problems*. Pergamon press, Oxford, 1968. Sid. 3-19.)

### Kapitel 2

- Eriksson, B. 1980. *Sveriges vattenbalans. Årsmedelvärden (1931-60) av nederbörd, avdunstning och avrinning*. SMHI Rapport RMK 18. 34 sid.
- Fig 1 Efter *Skogliga fältstationen i Vindeln* 1983. Svartbergets och Kulbäckslidens försöksparker. Stencil nr 3. Inst. för Skoglig ståndortslära, SLU, Umeå. 33 sid.

- Fig 3 Efter Eriksson, E. 1974. Vattnet — kemikaliebäraren. *Forskning och framsteg* 5:41-45.
- 14 Bolin, B. & Rodhe, H. 1973. A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus* 25(1):58-62.
- Fig 5 Data från SMHI.
- 17 Eriksson, B. 1983. *Data rörande Sveriges nederbörds klimat. Normalvärden för perioden 1951-80.* SMHI Rapport 1983:28. 92 sid.
- 17 *Vattenföring i Sverige.* SMHI, LF/ALLF, Stockholm, 1979. 403 sid.
- 17 Gottchalk, L. 1975. *Stochastic modelling of monthly river runoff.* Bull. Ser. A, No. 45. Inst. för Teknisk vattenresurslära, Lund. 203 sid.
- 17 Melin, R. 1970. *Hydrologi i Norden.* Utbildningsförlaget, Stockholm. 205 sid.
- Fig 6 Data från SMHI.
- Fig 7 Efter Persson, M. 1978. *Slutrapport över hydrologiska undersökningar i Lapträskets representativa område.* SMHI Rapport HB 33. 21 sid.
- ” Efter Waldenström, A. 1977. *Slutrapport över hydrologiska undersökningar i Kassjöans representativa område.* SMHI Rapport HB 29. 59 sid.
- 20 Eriksson, B. 1980. *Statistisk analys av nederbördsdata. Del II Frekvensanalys av månadsnederbörd.* SMHI Rapport RMK 17. 150 sid.
- 20 Eriksson, B. 1983. Se ref. sid. 17.
- Koorevaar, P., Menelik, G. & Dirksen, C. 1983. *Elements of soil physics.* Elsevier, Amsterdam. 228 sid.
- Fig 11 Efter Andersson, S. & Wiklert, P. 1972. Om de vattenhållande egenskaperna hos svenska jordarter. *Grundförbättring* 25(2-3):53-143.
- ” Efter Lundin, L. 1982. *Mark- och grundvatten i moränmark och marktypens betydelse för avrinningen.* UNGI Rapport nr 56. Naturgeografiska inst., Uppsala univ. 216 sid.
- Fig 13 Efter Danfors, E. 1963. Marken ur fysikalisk synvinkel. *Jord, gröda, djur.* LT Förlag, Stockholm. Sid. 98-120.
- Tabell 1 Fagerström, H., Wiesel, C.-E. & SGFs laboratoriekommitté, 1972. *Permeabilitet och kapillaritet.* BFRs informationsblad B7:1972. 44 sid.
- Tabell 2 Jansson, P.-E. 1980. *SOIL water and heat model. II. Field studies and applications.* Acta Univ. Upsallensis 568. 26 sid.
- 38 Bear, J. 1979. *Hydraulics of groundwater.* McGraw-Hill, New York. 567 sid.
- Fig 18 Uppsala univ., Avd. för Hydrologi, B-kursen 1983 (opubl.).
- 44 Beskow, G. 1932. *Tjälbildningen och tjällyftningen med särskild hänsyn till vägar och järnvägar.* SGU Ser. C, No. 375, Årsbok 26(3). 242 sid.
- Fig 21 Efter Skogliga fältstationen i Vindeln 1982. *Referensmätningen 1980/81.* Red. C. Degermark. Svartbergets och Kulbäckslidens försökspark. Stencil nr 2. Inst. för Skoglig ståndortslära, SLU, Umeå. 32 sid.
- Fig 23 Efter Calder, I. R. 1979. Do trees use more water than grass? *Water Services* 83(995):11-14.
- 47 Monteith, J. L. (Ed.) 1975. *Vegetation*

### Kapitel 3

Hillel, D. 1982. *Introduction to soil physics.* Academic press, New York. 364 sid.

and the atmosphere, Vol. 1 Principles. Academic press, London. 278 sid.

Fig 24 Efter Linacre, E. T. 1973. A simple empirical expression for actual evapotranspiration rates — a discussion. *Agric. Meteorol.* 11:451-452.

#### Kapitel 4

Fig 25 Efter Arnell, V. 1974. *Intensitets-varaktighetskurvor för häftiga regn i Göteborg under 45-årsperioden 1926-1971*. Geohydrologiska forskningsgruppen, CTH, Medd. nr 5. 68 sid.

Fig 26 Data från SMHI.

54 Bengtsson, L. 1984. Snowmelt induced urban runoff in Northern Sweden. *Proc. Stormwater and water quality model users group meeting, Gainesville, Florida, January 27-28, 1983*. Sid. 215-236. (Även Uppsala univ., Avd. för Hydrologi, Rep. Ser. A 1984:8. 22 sid.).

55 Lundberg, A. 1974. *Infiltration och perkolation i det översta marklagret. En sammanställning av mätningar utförda i Norden*. IHD Report 35. Stockholm. 58 sid.

Fig 27 Efter Lindblad, A. 1981. *Infiltrationsmätningar utförda vid geologiska institutionen CTH/GU 1972-1980. Sammanställning och statistisk bearbetning*. Geohydrologiska forskningsgruppen, CTH, Medd. nr 60. 80 sid.

57 Rodhe, A. Ytavrinningsförsök (opubl.).

57 Burt, T. P. & Williams, P. J. 1976. Hydraulic conductivity in frozen soils. *Earth Surface Processes* 1:349-360.

57 Kane, D. L. & Stein, J. 1983. Field evidence of groundwater recharge in interior Alaska. *Proc. 4th int. conf. on permafrost*. National academic press, Washington D.C. Sid. 572-577.

Fig 28 Grip, H. Infiltrationsförsök (opubl.).

60 IAEA 1981. *Stable isotope hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. International Atomic Energy Agency (IAEA), Wien. 339 sid.

60 Andersen, L.-J. & Sevel, T. 1974. Six years' environmental tritium profiles in the unsaturated and saturated zones, Grönhøj, Denmark. *Isotope techniques in groundwater hydrology*. IAEA, Wien. Sid. 3-20.

60 Dressie, Z. 1984. *Groundwater recharge to eskers*. Rep. Ser. A, No. 2. Avd. för Hydrologi, Uppsala univ. 141 sid.

61 Tamm, C. O. & Troedsson, T. 1957. A new method for the study of water movement in soil. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 79:581-587.

Fig 29 Efter Sanner, H. 1984. *Markvatten- och grundvattenströmning i en moränslutning*. Rep. Ser. B 1984:1. Avd. för Hydrologi, Uppsala univ. 43 sid.

Fig 30 Efter Saxena, R. K. 1984. Seasonal variations of oxygen-18 in soil moisture and estimation of recharge in eskers and moraine formations. *Proc. Nordisk hydrologisk konferens, Nyborg Strand, Danmark, 6-8 Augusti 1984*, NHP-rapp. nr 5, Köpenhamn. Bind 2 sid. 39-49.

Fig 31 Efter Jansson, P.-E., Lindroth, A. & Perttu, K. 1984. Energy and water fluxes in Pine forest ecosystems. I: K. Perttu (Ed.). *Ecology and management of forest biomass production systems*. Rapport 15:63-75. Inst. för Ekologi och miljövård, SLU, Uppsala.

Fig 32 Efter Knutsson, G. & Fagerlind, T. 1977. *Grundvattentillgångar i Sverige*. SGU Rapporter och medd. nr 9, Stockholm. 140 sid.



## Kapitel 5

- 69 Tóth, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.* 68:4795-4812.
- 69 Freeze, R. A. & Witherspoon, P. A. 1967. Theoretical analysis of regional groundwater flow. 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resour. Res.* 3:623-634.
- Fig 33 Efter Gustafsson, Y. 1970. Se ref. sid. 8.
- 71 Carlsson, L., Winberg, A. & Grundfeldt, B. 1983. *Model calculation of the groundwater flow at Finnsjön, Fjällveden, Gideå and Kamlinge*. SKBF/KBS Teknisk rapport 83-45. Svensk kärnbränsleförsörjning AB, Stockholm. 208 sid.
- 71 Johansson, B. 1980. *Groundwater dating by means of isotopes*. KBS Teknisk rapport 80-08, Stockholm. 36 sid.
- 71 Saxena, R. K. 1984. Surface and groundwater mixing and identification of local recharge-discharge zones from seasonal fluctuations of oxygen-18 in groundwater in fissured rocks. I: *Hydrochemical balances of freshwater systems*. IAHS Publ. No. 150:419-428.
- Fig 35 Efter Lundin, L. 1982. Se ref. fig. 11.
- 72 Lundin, L., Jansson, P.-E. & Grip, H. 1981. *Mark och markförhållanden i Nickobacken*. Intern rapport 102. Barrskogslandskapets ekologi, SLU, Uppsala. 17 sid.
- 72 Carlsson, L. et al. 1983. Se ref. sid. 71.
- Fig 37 Calles, U. M. Grundvattenstudier (opubl.).
- Fig 38 Efter Calles, U. M. 1985. Deep groundwater contribution to a small stream. *Nordic Hydrology* 16(1):45-54.
- Fig 39 Rodhe, A. Avrinningsbildning (opubl.).
- 78 Rodhe, A. 1984. Groundwater contribution to streamflow in Swedish forested till soils. *Isotope hydrology 1983*. IAEA, Wien. Sid. 55-66.
- 80 Eriksson, E. 1977. Ground-water recharge and surface run-off. *STRIAE* 4:11-12.
- 80 O'Loughlin, E. M. 1981. Saturation regions and their relations to soil and topographic properties. *J. Hydrol.* 53:229-246.
- 82 Andersson, M. G. & Burt, T. P. 1978. The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth surface processes* 3:331-344.
- 82 Ivanov, K. E. 1981. *Water movement in mirelands*. Academic press, London. 276 sid.
- 82 Finnish peatland society 1982. *Peatlands and their utilization in Finland*. Suomen Graafinen Group Oy, Helsingfors. 139 sid.
- 83 Päivänen, J. 1973. *Hydraulic conductivity and water retention in peat soils*. Acta For. Fenn. 129. 70 sid.

## Kapitel 6

- 85 Chow, V. T. (Ed.) 1964. *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill, New York. 1453 sid.
- 87 Pinder, G. F. & Jones, J. F. 1969. Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resour. Res.* 5:438-445.
- 87 Dinçer, T., Payne, B. R., Florkowski, T., Martinec, J. & Tongiorgi, E. 1970. Snowmelt runoff from measurement of tritium and oxygen-18. *Water Resour. Res.* 6:110-124.
- Fig 46 Efter Rodhe, A. 1985. Groundwater

- contribution to streamflow in the lake Gårdsjön area. *Ecol. Bull.* (Stockholm) 37.
- Fig 47 Efter Nilsson, T. 1981. *Sambandet grundvattenstånd — avrinning i Gårdsjöområdet, Bohuslän*. C-uppsats, Avd. för Hydrologi, Uppsala univ. 65 sid.
- Fig 48 Efter Rodhe, A. 1984. Se ref. sid.78.
- Tabell 3 Rodhe, A. 1984. Se ref. sid. 78.
- 93 Herrmann, A. & Stichler, W. 1980. Groundwater-runoff relationships. *Catena* 7:251-263.
- 93 Sklash, M. G. & Farvolden, R. N. 1979. Se ref. sid. 8.
- Fig 49 Efter Johansson, B. 1985. A study of soil water and groundwater flow of hillslopes — using a mathematical model. *Nordic Hydrology* 16(2):67-80.
- 96 Ragan, R. M. 1968. An experimental investigation of partial area contributions. IAHS Publication No. 76:241-249.
- 96 Sklash, M. G. & Farvolden, R. N. 1979. Se ref. sid. 8.
- 98 Freeze, R. A. 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff. 1. Base flow contributions to channel flow. *Water Resour. Res.* 8:609-623.
- 98 Freeze, R. A. 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2. Upstream source areas. *Water Resour. Res.* 8:1272-1283.
- 98 Corbett, E. S., Sopper, W. E. & Lynch, J. A. 1975. Watershed response to partial area applications of stimulated rainfall. IAHS Publication No. 117: 63-73.
- 100 Lundin, L. 1982. Se ref. fig. 11.
- 100 Knutsson, G. 1971. Studies of groundwater flow in till soils. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 93:1-22.
- 100 Beven, K. & Germann, P. 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18:1311-1325.
- 101 Mosley, M. P. 1979. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resour. Res.* 15:795-806.
- 101 Grip, H. 1977. Recession — en tidsinvariant process? *Vannet i Norden* 10(2):50-53.
- 101 Kilpatrick, P. A. 1980. Simulation of the effects of transpiration losses from the unsaturated zone on seepage from a soil slope. *J. Hydrol.* 46:30-309.
- Fig 50 Efter Calles, U. M. 1982. Diurnal variations in electrical conductivity of water in a small stream. *Nordic Hydrology* 13:157-164.
- 102 Bergström, S. 1982. HBV-modellen efter 10 år. *Nordisk hydrologisk konferens, Förde, Norge, 28-30 juni 1982*, NHP-rapp. nr 2. Sid. 212-222.
- Fig 51 Bergström, S. Resultat från modell-simulering (opubl.).

## Kapitel 7

Eriksson, E. 1985. *Principles and application of hydrochemistry*. Chapman & Hall, London, 187 sid.

Eriksson, E. & Holtan, H. 1974. *Hydrokemi — Kemiska processer i vattnets kretslopp*. Nordic IHD Report No. 7, Oslo. 124 sid.

Stumm, W. & Morgan, J. J. 1970. *Aquatic Chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters*. Wiley-interscience, New York. 583 sid.

Troedsson, T. & Nykvist, N. 1974. *Marklära och markvård*. AW Läromedel, Stockholm. 403 sid.

- 106 Granat, L. 1988. *Luft- och nederbörds-kemiska stationsnätet inom PMK. Rapport från verksamheten 1988*. Naturvårdsverket Rapport 3649. 64 sid.
- 106 Monitor 12. *Försurning och kalkning av svenska vatten*. Naturvårdsverket, Informationsavdelningen. 144 sid.
- 108 Skyllberg, U. 1993. *Acid base properties of humus layers in northern coniferous forests*. Diss. Umeå. ISBN 91-576-4741-0. 54 sid.
- Tabell 4 Efter FitzPatrick, E. A. 1980. *Soils — Their formation, classification and distribution*. Longman, London. 353 sid.
- 111 Loberg, B. 1980. *Geologi — Material, processer och Sveriges berggrund*. Norstedts, Stockholm. 302 sid.
- 111 Chou, L. & Wollast, R. 1984. Study of the weathering of albite at room temperature and pressure with fluidized bed reactor. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48:2205-2217.
- 111 Jacks, G. 1973. *Chemistry of some ground waters in silicate rocks*. Inst. för Kulturteknik, KTH, Stockholm. 73 sid.
- 118 Grip, H. 1982. *Water chemistry and runoff in forest streams at Kloten*. UNGI Rapport nr 58. Naturgeografiska inst., Uppsala univ. 144 sid.
- 118 Johnson, N. M., Driscoll, C. T., Eaton, J. S., Likens, G. E. & McDowell, W. H. 1981. Acid rain, dissolved aluminium and chemical weathering at the Hubbard Brook Experimental Forest, New Hampshire. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45:1421-1437.
- Fig 54 Data från Svenberg J. 1970. Avrinningsstudier inom Buskatorpsbäckens och Vitalampabäckens avrinningsområdet. C-uppsats, Avd. för Hydrologi, Uppsala univ. 38 sid.
- 120 Grip, H. 1982. Se ref. sid. 118.
- Fig 55 Rosén, K. pH-studier (opubl.).
- Fig 56 Data från Rosén K. 1982. *Supply, loss and distribution of nutrients in three coniferous forest watersheds in Central Sweden*. Reports in Forest Ecology and Forest Soils 41, SLU, Uppsala. 56 sid.
- ## Kapitel 8
- 124 Lundin, L. 1979. *Kalhuggningens inverkan på markvattenhalt och grundvattennivå*. Rapporter i skogsekologi och skoglig marklära 36, SLU, Uppsala. 35 sid.
- 124 Grip, H. 1982. Se ref. sid. 118.
- 124 Rosén, K. 1984. Effect of clear-felling on runoff in two small watersheds in Central Sweden. *For. Ecol. Manage.* 9:267-281.
- 127 Heikurainen, L. 1973. *Skogsdikning*. Norstedts & Söner, Stockholm. 444 sid.
- 128 Grip, H. 1982. Se ref. sid. 118.
- 128 Nömmik, H. & Möller, G. 1981. *Nitrogen recovery in soil and needle biomass after fertilization of a Scots pine stand, and growth responses obtained*. Studia Forestalia Suecica 159. 37 sid.
- Fig 57 Efter Ramberg, L. 1981. Increase in stream pH after drainage. *Ambio* 10(1):34-35.
- 129 Kloow, L. 1974. *En nitratinventering i tidigare ammoniumnitratgödslad skogsmark*. C-uppsats, Avd. för Hydrologi, Uppsala univ. 26 sid.
- 129 Thoms, C. & Joelsson, A. 1982. *Nitrat i grundvattentäkter i Sverige*. SNV PM 1589. 21 sid.
- 129 Granat, L. 1988. Se ref. sid. 106.
- 130 Troedsson, T. 1980. Ten years acidification of Swedish forest soils. I: D. Drab-løs & A. Tollan (Eds.), *Ecological im-*



- pact of acid precipitation. Proc. Int. conf. Ecol. impact acid precip.*, Norge 1980, SNSF project. Sid. 184 (abstract).
- 130 Troedsson, T. & Nilsson, Å. 1984. *pH in Swedish forest soils*. SNV PM 1853. 24 sid.
- 130 Eriksson, E. 1985. Acidification of ecological systems. I: I. Johansson (Ed.), *Hydrological and hydrochemical mechanisms and model approaches to the acidification of ecological systems*. IHP Workshop, Uppsala 15-16 September 1984. NHP Report No. 10, sid 239—245.
- 130 Nilsson, S. I., Miller, H. G. & Miller, J. D. 1982. Forest growth as a possible cause of soils and water acidification: an examination of the concepts. *Oikos* 39:40-49.
- 131 Aastrup, M. & Persson, G. 1984. *Förändringar i grundvattnets kemi i Sverige sedan 1968*. Rapport. SGU, Jord- och vattenbyrån. 30 sid.
- 132 Jacks, G. & Maxe, L. 1984. *Surt grundvatten — en kunskapsöversikt*. SNV PM 1849. 46 sid.
- 133 *Lakvatten, karaktär — åtgärder — kontroll*. SNV Medd. 2/1982. Liber/ALLF, Stockholm, 1982. 68 sid.
- 133 Meijer, J.-E. 1981. Lakvatten och avfallsupplag. I: *Hydrologi, markanvändning och vattenkvalitet*. SNV PM 1455, Liber/ALLF, Stockholm. Sid. 37-48.
- Fig 59 Efter McFarlane, D. S., Cherry, J. A., Gillham, R. W. & Susicky, E. A. 1983. Migration of contaminants of a landfill: A case study. I. Groundwater and plume delineation. *J. Hydrol.* 63:1-29.
- 135 *Infiltration av avloppsvatten*. SNV Medd. 4/1980. Liber/ALLF, Stockholm, 1980. 52 sid.
- 135 Nilsson, K. & Englov, P. 1979. *Avloppsinfiltration*. VIAK, Malmö. 193 sid.
- 135 *Information om mindre vattentäkter*. Socialstyrelsen SN1, Projekt 1979:5, Stockholm, 1979. 50 sid.
- 135 Lundgrén, J. & Pousette, J. 1983. *Gårdens vattenförsörjning*. Praktiskt lantbruk 42, LT, Stockholm. 79 sid.
- 135 *Vatten i Sverige*. SNV PM 1105, Stockholm, 1979. 93 sid.
- 135 Eriksson, B. 1980. Se ref. kap. 2.
- 136 Carlsson, L. & Gustafsson, G. 1984. *Provpumpning som geohydrologisk undersökningsmetodik*. BFR Rapport R41:1984, Stockholm. 124 sid.
- 137 Nordström, A. 1983. *Vattenförsörjning och avloppshantering*. Dialogos, Lund. 126 sid.
- 140 Sundby, M. Spårämnesundersökningar i Klotenområdet. (Opubl.).
- 140 Gustafsson, E. & Klockars, C.-E. 1981. *Studies on groundwater transport in fractured crystalline rock under controlled conditions using non-radioactive tracers*. KBS Teknisk rapport 81-07. 50 sid.
- 141 *Information om mindre vattentäkter*. Se ref. sid. 135.

## Grundläggade litteratur och lästips (2016)

Angelstam, Per (red.) 1997. *Marken i skogslandskapet*. Skogsstyrelsen, Jönköping. 204 sid.

Beven, K.J. (Ed.) 2006. *Streamflow generation processes*, IAHS Benchmark Papers in Hydrology Series no.1, IAHS, Wallingford. 431 sid.

Bishop, K. and Seibert, J. (Eds.) 2015. Runoff Generation in a Nordic Light: 30 Years with Water's Journey from Rain to Stream. Temanummer i tidskriften *Hydrological Processes* Vol 29 (16), 2015.

Domenico, P.A., Schwartz, F. 1998. *Physical and chemical hydrogeology*, 2. Ed., Wiley, New York. 506 sid.

Eriksson, E. 1985. *Principles and application of hydrochemistry*. Chapman & Hall, London. 187 sid.

Hendriks, M. 2010. *Introduction to physical hydrology*, Oxford University Press, Oxford, 331 sid.

Johansson, I. (Ed.) 1984. *Nordic glossary of hydrology*. A&W International, Stockholm. 224 sid.

Knutsson, G. och Morfeldt, C.-O. 2002. *Grundvatten. Teori & tillämpning*, Svensk Byggtjänst, Stockholm. 227 sid.

Nordström, A. 2005. *Dricksvatten för en hållbar utveckling*. Studentlitteratur, Lund. 216 sid.

Shaw, E.M., Beven, K.J., Chappel, N.A., Lamb, R. 2010. *Hydrology in practice, fourth edition*, Spon Press, London and New York. 546 sid.

Troedsson, T. & Nykvist, N. 1974. *Marklära och markvård*. AW Läromedel, Stockholm. 406 sid.

# Sakregister

Registret anger var begreppen definieras (*kursiv*) eller var de huvudsakligen behandlas.

Adsorption 23  
Aktivt område 8  
Akvifer 63  
— slutet 63  
— öppet 63  
Anrikningsskikt III  
Artesisk 63  
Avdunstning 13, 47  
Avrinning 12, 13  
— specifik 12, 64  
Avrinningsbildning 5, 85  
Avrinningsområde 5, II  
Avrinningsprocess 5

Basflöde 6  
Basmättnadsgrad 108, 142  
Bindningskaraktistika 25  
Bindningstryck 24  
Blekjord 107, III  
Blågrå sumpjordmån III  
Brunjord 108

**Korta filmer och en föreläsning med demonstrationer av begrepp och processer som presenteras i boken finns på [www.geo.uu.se/student/waterinsoil](http://www.geo.uu.se/student/waterinsoil)**

Brunn 135  
— placering av 141  
— risk för påverkan 138  
— tillrinningsområde 136  
— vattenkvalitet 137  
Buffertsystem II2  
Buffertverkan I42  
Bäckvattnets ursprung 92  
  
Darcys lag 29, 30, 33, 38, 69, 80, 93, 126  
Denitrifikation 129  
Diffusion 30, II2  
Dikning 127  
Dipol 21  
Dräneringsjämvikt 27  
Dupuits antagande 39, 69, 80, 126  
  
Enhetshydrogram 6  
Evaporation 47  
Evapotranspiration 47  
— potentiell 49  
— roll vid avrinningsbildning 101

- Flöde 30  
 Flödestopp 85  
 — impulserna till 98  
 Fryspunktsnedsättning 46  
 Fältkapacitet 27  
 Förna 107
- Gley 117  
 Graddagsfaktor 54  
 Gradient 31  
 Grundvattenbildning 51, 63  
 — beräkning av 64  
 Grundvattendelare 11  
 Grundvattenflödets riktning 40, 93  
 Grundvattenyta 23  
 — djupet till 79  
 Grundvattenzon 23
- Hastighet, Darcys 40  
 — partikel- 40, 70, 100  
 — tryckets fortplantnings- 40, 43  
 — vattenpartiklarnas 42  
 Horton, R. E. 6  
 Humifiering 83  
 Humus 107  
 Humuspodsol 113, 117  
 Humusskikt 107  
 Hydratisering 110  
 Hydraulisk konduktivitet 30, 31  
 — i berg 72  
 — i morän 71  
 — i tjälad mark 57  
 — i torv 84  
 — mättad 31, 32  
 — omättad 32, 33  
 Hydrogram 85  
 Hydrologiskt år 17  
 Hydrolys 110  
 Högmossa 82
- Infiltration 6, 54  
 — flödets svar 95  
 — i tjälad mark 57  
 — nära utströmningsområdet 96
- Infiltrationsanläggning 135  
 Infiltrationsbädd 135  
 Infiltrationskapacitet 6, 54, 55, 57  
 Infiltrationskoefficient 54  
 Infiltrationsmeter 55  
 Inströmningsområde 8, 51  
 Interception 14  
 Intermediär zon 23  
 Isbränna 58  
 Islins 46
- Jonbytare 108  
 Jonbyte 142  
 Jordmån 107, 116  
 Jämviktsreaktion 112  
 Jämvikt, kemisk 142  
 Järnhumuspodsol 117  
 Järnpodsol 107, 116
- Kalhuggning 124  
 Kalktuff 115  
 Kapillär stighöjd 24  
 Kapillärkraft 24  
 Kelat 111  
 Klyvöppning 47  
 Kolsyrasystemet 112  
 Kolvlöde 44, 61  
 Konduktivitet, hydraulisk *se* Hydraulisk  
 konduktivitet  
 Kretslopp, biogeokemiskt 105  
 — lilla 105  
 Kärr 82
- Lager 12  
 Lagg 82  
 Lagring 12  
 Laminär 29  
 Lateralt flöde 56  
 Lavpodsol 116  
 Ledningsförmåga, hydraulisk 31  
 — elektrolytisk 74  
 Lermineral 110  
 Luftinträngningstryck 33
- Magasin 12



- Magasinering 12  
 Magasinskoefficient 63  
 Makropor 100  
 Markvatten 14  
 — flödets riktning 93  
 Markvattenmagasin 14  
 Markvattenzon 23  
 Mineralisering 126  
 Mineral, primära 110  
 — sekundära 110  
 Modell, matematisk 93, 102  
 Mossa 116  
 Mosse 82  
 Mullskikt 108  
 Myr 82  
 Mår 107  
 Mättad 22  
 — zon 23  
 — område 8, 23  
  
 Nedbrytning 108  
 Nederbörd 13  
 — intensitet 52  
 Nedfall, torrt 105  
 — vått 105  
 Nettostrålning 48  
 Nitrifikation 126  
  
<sup>18</sup>O 60, 87  
 Omsättningstid 14  
 Omättad zon 23  
 Oxidation 110  
  
 Perkolation 60  
 Permeabilitet 31  
 Perrault, P. 5  
 pF-kurva 25  
 pH 142  
 — i bäckvatten 118, 131  
 — i grundvatten 132  
 — i marken 130  
 — i nederbörd 129  
 Podsol 107  
 Porositet 22, 71  
 — effektiv 63  
  
 — torvens 83  
 Porstorleksfördelning 22, 26  
 Porvolym 22  
 Potential 29  
 — bindnings- 30  
 — läges- 30  
 — markvattnets 29  
 — osmotisk 30  
 — total 29  
 — tryck- 30  
 Potentialgradient 30  
 Potentiallinje 69  
  
 Recessionsfas 85  
 Regnintensitet 52  
 Resistans, aerodynamisk 47, 49  
 Restid 13  
 Rostjord 107, III  
 Rotandning 112  
 Rotzon 14,23  
 Rösberg 72  
  
 Salthalt 74  
 Silikat 108  
 Skenhälla 114  
 Skogsproduktion 123  
 Skrymdensitet, torr 22  
 — torvens 83  
 Sluttning, konkav 81  
 — konvex 81  
 Snö 44  
 Snösmältning 54  
 Snötäcke 14  
 — omkristallisation 132  
 Soptipp 132  
 Stegringsfas 85  
 Struktur 22  
 Strängmyr 83  
 Strömlinje 69  
 Surt regn 129  
  
 Tensiometer 30  
 Textur 22  
 Tjälldjup 44  
 Tjäle 44

Tjälfront 44, 46  
Tjälskada 47  
Toppvärde 85  
Transittid 14  
Transittidsfördelning 14  
Transmissivitet 39, 89  
Transpiration 47  
Tryckhöjd, piezometrisk 63  
Turbulent 29

Uppehållstid 14  
Upplösning 110  
Urlakningsskikt 111  
Utströmningsområde 8, 69  
— gränsen för mättat 80  
— mättat 73  
— omättat 73  
— storlek 77  
— topografi 79

Vattenbalans 5  
Vattenbalansekvationen 12, 17  
Vattendelare 11  
Vattenföring 12, 30  
Vattenhalt 22  
Vattenmolekyl 21  
Vattenomsättning 11

Vattentillförsel 17, 52  
Vattentillgång 20  
Vattentäkt, enskild 135  
Vattenupptagning 49  
Vatten, fysikaliska egenskaper 21  
— växttillgängligt 29  
Vattnets bindning 23  
Vissningsgräns 28, 49  
Vittring 108  
— fysikalisk 109  
— kemisk 109  
Vittringshud 111  
Vätebindning 21

Ytavrinning 6, 57  
— Hortonsk 54  
— mättad 54, 73  
Ytresistans 47, 49  
Ytspänning 23  
Ytvatten 16  
Ytvattendelare 11  
Ytvattenmagasin 16

Ålder 14  
— grundvattnets 71  
Åldersfördelning 14







# Vattnets väg från regn till bäck

Vattnets väg från regn till bäck presenterar i lättillgänglig form resultaten av den snabba utveckling inom hydrologisk forskning som skedde under senare delen av 1900-talet. Denna forskning ledde till en på många sätt ny syn, där grundvattnet spelar en nyckelroll för flödet och vattenkvaliteten i vattendragen. Först behandlas de grundläggande fysikaliska principerna för vattnets förekomst och strömning i jorden. Med hjälp av dessa principer beskrivs hur vattnet tränger in i marken, strömmar genom jorden och slutligen når vattendraget. Därefter behandlas de kemiska processerna längs vattnets väg och kunskaperna tillämpas på aktuella frågeställningar som skogs- och jordbruk, surt regn, avfallsdeponering och den egna brunnen.

Boken vänder sig främst till dem som har en viss bakgrund inom området och till dem som genom sina arbeten kommer i kontakt med vattenfrågor. Den är också lämplig som kurslitteratur på många eftergymnasiala utbildningar och som fördjupningslitteratur i naturorienterade ämnen liksom för den natur- och miljöintresserade allmänheten.

Harald Grip är docent i skogshydrologi och var före sin pensionering universitetslektor vid Institutionen för skogsekologi, Sveriges lantbruksuniversitet i Umeå.

Allan Rodhe är professor emeritus i hydrologi vid Institutionen för geovetenskaper, Uppsala universitet.